Géochimie du bassin du lac Tchad

j.y Gac

TRAVAUX
ET DOCUMENTS
DE L'O.R.S.T.O.M.

GÉOCHIMIE DU BASSIN DU LAC TCHAD

BILAN DE L'ALTÉRATION DE L'ÉROSION ET DE LA SÉDIMENTATION

Jean Yves GAC

ÉDITIONS DE L'OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

Pour tout renseignement, abonnement aux revues périodiques, achat d'ouvrages et de cartes, ou demande de catalogue, s'adresser au :

SERVICE DES PUBLICATIONS DE L'O.R.S.T.O.M.
70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY (France)

Les paiements sont à effectuer par virement postal au nom de *Service des Publications ORSTOM, C.C.P. 22.272.21 Y PARIS,* (à défaut par chèque bancaire barré à ce même libellé).

Nous vous signalons,

dans la Collection «Mémoires de l'O.R.S.T.O.M.»:

n°86 - ÉTUDE GÉOLOGIQUE DES ANDES DU PÉROU CENTRAL
Contribution à l'étude géologique des Andes n° 1
François MÉGARD
310 p. 21x27, IX pl.phot., 1 carte h.t. 1/500 000 - ISBN : 2-7099-0473-X

dans la Collection «Travaux et Documents de l'O.R.S.T.O.M.» :

n° 114 - L'ALTÉRATION CLIMATIQUE DES MASSIFS DE GRANITE DU SÉNÉGAL
Alain BLOT
430 p. 21x27, III pl.phot., tabl. - ISBN : 2-7099-0561-2

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'O.R.S.T.O.M.
N° 123

O.R.S.T.O.M. – PARIS – 1980

GÉOCHIMIE DU BASSIN DU LAC TCHAD

BILAN DE L'ALTÉRATION DE L'ÉROSION ET DE LA SÉDIMENTATION

Jean Yves GAC

Cette étude a fait l'objet d'une Thèse de Doctorat d'État es-Sciences Naturelles, présentée à l'U.E.R. DES SCIENCES DE LA VIE ET DE LA TERRE à Strasbourg le 21 juin 1979.

.....

« La loi du 11 mars 1957 n'autorisant, aux termes des alinéas 2 et 3 de l'article 41, d'une part, « que les «copies ou reproductions strictement réservées à l'usage privé du copiste et non destinées « à une utilisation collective» et, d'autre part, que les analyses et les courtes citations dans un but « d'exemple et d'illustration, «toute représentation ou reproduction intégrale, ou partielle, faite sans « le consentement de l'auteur ou de ses ayants droit ou ayants cause, est illicite» (alinéa 1er de « l'article 40).

« Cette représentation ou reproduction, par quelque procédé que ce soit, constituerait donc une « contrefaçon sanctionnée par les articles 425 et suivants du Code Pénal».

.....

I.S.B.N. 2-7099-0574-4

© O.R.S.T.O.M. Paris, 1980

AVANT–PROPOS

Ce travail a été réalisé dans le cadre d'une opération multidisciplinaire entreprise par l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer. Depuis une quinzaine d'années, géologues, pédologues, hydrologues et hydrobiologistes se sont associés pour aboutir à une meilleure connaissance de la géochimie des paysages et des mécanismes en jeu dans l'évolution du bassin du lac Tchad.

Avant d'exposer les résultats de dix années de recherches en Centrafrique, au Tchad puis à l'Institut de Géologie de l'Université Louis Pasteur de Strasbourg et enfin au laboratoire de Pédologie et de Géochimie de l'Université Paul Sabatier de Toulouse, je tiens à remercier tous ceux qui ont contribué par leurs enseignements, leur aide et leur amitié à l'aboutissement de ce travail.

Monsieur le Doyen Georges MILLOT, membre de l'Institut, m'a initié à la géochimie des paysages au cours des deux années qui précédèrent mon départ vers la terre africaine. Je lui suis très reconnaissant de ses encouragements et du réconfort moral que m'a procuré sa confiance durant les années d'éloignement. Il m'a accueilli au sein de son équipe à Strasbourg et, malgré ses lourdes tâches, il a su bien souvent trouver du temps pour m'aider. Je le remercie d'avoir accepté de présider mon jury de thèse et l'assure de ma profonde gratitude.

Monsieur Yves TARDY, mon parrain de recherche, a élaboré, organisé et dirigé ce travail jusqu'à son terme. Maître exigeant et compréhensif je le remercie de n'avoir jamais mesuré son temps sur le terrain, au laboratoire et pour la correction du manuscrit. Je tiens à rendre hommage à l'homme de science, ouvert au dialogue. Je m'honore aujourd'hui d'avoir conservé son amitié.

Je remercie Monsieur Hugues FAURE, mon directeur scientifique, Président du Comité technique de la section de Géologie à l'O.R.S.T.O.M., d'avoir animé avec compétence et clairvoyance les différents programmes de recherche sur le bassin du lac Tchad. Je dois beaucoup à sa perspicacité et à sa grande expérience.

Je suis reconnaissant à Monsieur Jacques LUCAS pour son accueil chaleureux, lorsqu'en octobre 1965, étudiant je "débarquais" à Strasbourg. Son appui et ses encouragements ont été d'un grand réconfort durant ces quelques années et je le remercie d'avoir bien voulu lire et critiquer ce travail.

Monsieur Jean Charles FONTES m'a conseillé au cours de cette étude et je lui suis reconnaissant d'avoir accepté de faire partie de mon jury.

J'exprime toute ma gratitude à Monsieur le Professeur CAMUS, Directeur Général de l'O.R.S.T.O.M. à MM. SEVERAC et GLEIZES Secrétaires Généraux, à MM. CHATELIN et HERVIEU, Directeurs des centres O.R.S.T.O.M. de Bangui et de N'Djaména pour leur soutien et les facilités qu'ils m'ont accordées pour la préparation de cette thèse. Je n'oublie pas MM. les Professeurs FURON et ROUTHIER qui facilitèrent mon entrée dans le corps des chercheurs de l'O.R.S.T.O.M.

Je suis profondément reconnaissant à tous les Maîtres qui avec MM. G. MILLOT, J. LUCAS et J. COGNÉ de l'Institut de Géologie de Strasbourg m'ont formé aux disciplines des Sciences de la Terre et appris les exigences de la recherche ; M. le Doyen Y. MILON et les Professeurs S. DURAND, A. RENAUD, PHILLIPOT de l'Institut de Géologie de Rennes ; MM. les Professeurs GLANGEAUD, COULOMB, QUENEY et TELLIER de l'Université de Paris.

Je remercie de leur accueil et de leur appui tous les membres de l'Institut de Géologie de Strasbourg et en particulier MM. Y. BESNUS, M. BONHOMME, N. CLAUER, G. DUNOYER de SEGONZAC, J. C. GALL, N. TRAUTH, F. WEBER, Melle H. SUTTER, Mmes B. KIEFFER, D. TRAUTH et tous mes amis de l'équipe de Géochimie G. KREMPP, D. MILLION, M. GARCIA PALACIOS, Y. HARTMEIER et A. CLEMENT. Au sein de cette grande maison, j'ai conscience d'avoir contracté une immense dette de reconnaissance à l'égard de Melle Hélène PAQUET et de M. Bertrand FRITZ. Je n'oublie pas non plus tous les services rendus par mes compagnons de bureau, A. AL-DROUBI et P. VIEILLARD. Une mention toute spéciale est réservée à Mme R. ORY, qui depuis une dizaine d'années et toujours avec compétence et gentillesse, n'a jamais ménagé son temps pour m'aider dans mes recherches bibliographiques.

Je remercie pour leur soutien analytique MM. PINTA et PELLOUX des services scientifiques centraux de l'O.R.S.T.O.M. à Bondy et les chefs des laboratoires d'analyses d'eaux à N'Djaména MM. TOPART et J. SOLEILHAVOUP.

Mes collègues des centres O.R.S.T.O.M. de Bangui et de N'Djaména m'ont aussi beaucoup apporté lors de tournées communes et de discussions passionnées. Je pense en particulier à Y. BOULVERT et A. FORGET à Bangui, à J.P. CARMOUZE, C. CHEVERRY, J. LEMOALLE, P. MAGAT, G. MAGLIONE, P. MATHIEU, M. RIEU, C. TOBIAS et M. TOURNIER à N'Djaména. Enfin, ce bilan géochimique n'aurait pu être établi sans le travail considérable et quotidien réalisé par les hydrologues de l'O.R.S.T.O.M. Je remercie chaleureusement leur patron M. J. RODIER et tous ses collaborateurs, en particulier A. CHOURET et J. CALLEDE.

Pour réaliser ce travail, sur cet immense bassin de nombreuses missions ont été nécessaires. Si je conserve un excellent souvenir de ces tournées parfois rudes, c'est à mes compagnons de terrain Centrafricains et Tchadiens que je le dois. Je les remercie tous pour leur précieux concours. Je pense en particulier à Pierre BOLINGAR, Bernard HABRICHE et François TAMADJAL dont la conscience professionnelle et l'inébranlable bonne humeur furent pour moi un puissant réconfort. Je remercie de leur hospitalité tous les gens de brousse : "hommes de coton" et en particulier Michel LEPORT, ou "hommes d'église" et surtout les pères italiens de la mission de Batangafo : Monseigneur SERGIO, Pères CESARE, DAMIANO, EMMANUEL, CALIXTO. Mais ma chance fût de rencontrer Y. MERLIER, Capitaine de l'armée de l'air française. Je dois beaucoup à sa vision des choses "intéressantes". Je garde le souvenir de missions aériennes où l'aspect scientifique l'emportait quand même sur les rares acrobaties du retour destinées à sonder le "moral" de son passager.

Mes remerciements vont aussi à la nouvelle équipe constituée par M. Yves TARDY au laboratoire de Pédologie et de Géochimie de l'Université Paul Sabatier de Toulouse et à mes amis F. BOURGEAT et L. ROUX qui m'ont apporté le précieux concours de leur grande expérience. Je remercie T. AKSYÉNOVA, J.L. BOEGLIN, S. CEP, J. DUPLAY, J.L. GRONDIN, M. GUEDDARI, C. JOUANY, W. KAMEL, J.C. REVEL et P. VIEILLARD pour leur soutien quotidien et j'espère avoir été pour tous un compagnon supportable et un ami. Je suis reconnaissant à M. BONNE du Groupement pour le Développement de la Télédection Aérospatiale et à M. CAS des services scientifiques centraux de l'O.R.S.T.O.M. à Bondy pour l'aide qu'ils m'ont apportée à l'interprétation des photos du satellite LANDSAT.

Je n'oublie pas tous ceux qui, à l'Institut de Géologie de Strasbourg ont participé à la réalisation de ce mémoire : M. GRUNER pour les photos, MM. BOCK, OPPERMANN, SCHUSTER et WENDLING, pour les tirages, la mise en page et l'impression. J'exprime aussi toute ma reconnaissance à Madame Carmen ROMON qui a assumé avec compétence et gentillesse la lourde tâche de la dactylographie de cet ouvrage. Qu'il me soit permis aussi de remercier Monsieur et Madame Y. BOEGLIN pour leur amitié et leur hospitalité au cours de mon dernier séjour en Alsace.

En dernier lieu, j'adresse tous mes remerciements à MM. HIERNAUX, QUINET et à Mme DELARBRE du Service des Publications de l'ORSTOM à Bondy qui ont effectué l'impression définitive de ce travail.

Enfin, mes pensées vont à ma femme Andrée, à mes enfants et aux gens de la mer. Ils savent la part qui leur revient dans ce travail. C'est à eux tous que je dédie cette thèse.

SOMMAIRE

Pages

AVANT PROPOS . . . . . I-II
PRÉSENTATION DU BASSIN DU LAC TCHAD 5

Première partie

LES BASSINS DE L'AMONT

CHAPITRE I - Bilan moyen des apports fluviatiles des bassins de l'amont 29
CHAPITRE II - Les mécanismes de l'érosion et de l'altération 71

Deuxième partie

LES PLAINES DE L'AVAL ET LE LAC TCHAD

CHAPITRE III - Bilan moyen des apports fluviatiles aux plaines aval et au lac Tchad . 108
CHAPITRE IV - Les mécanismes de la sédimentation 153
CHAPITRE V - Modèles de simulation de la dissolution et de l'évaporation 193

Troisième partie

EVOLUTION DU CLIMAT ET DES TRANSFERTS DE MATIÈRE

CHAPITRE VI - Présentation synthétique des données. Influence des changements de climat sur le comportement du bassin. Esquisse d'un modèle prévisionnel 209

CONCLUSION GÉNÉRALE 225
Bibliographie 229
Liste des figures 237
Liste des tableaux 241
Table des matières 245

PRÉSENTATION DU BASSIN DU LAC TCHAD

La moitié de la superficie du continent africain est occupée par les bassins de six grands fleuves. Parmi ceux-ci, le Nil, le Niger, le Congo, l'Orange et le Zambèze atteignent la mer Méditerranée ou les océans Atlantique et Indien. En revanche, la cuvette tchadienne, drainée dans sa partie méridionale par deux grandes rivières, le Chari et le Logone, se singularise au coeur de l'Afrique, par son caractère endoréique (fig. 1).

Les bassins du Chari et du Logone constituent l'objet de ce travail. Ils couvrent une surface d'environ 600 000 km^2, dont les limites sont jalonnées par une succession de massifs montagneux : massifs du Guerra, de l'Ouaddaï, du Dar Four ; chaîne des Kagas ; plateaux de l'Oubangui et de l'Adamaoua.

Les eaux des collecteurs, après s'être répandues dans d'immenses plaines d'inondation, aboutissent au lac Tchad qui occupe à peu près le centre de la dépression.

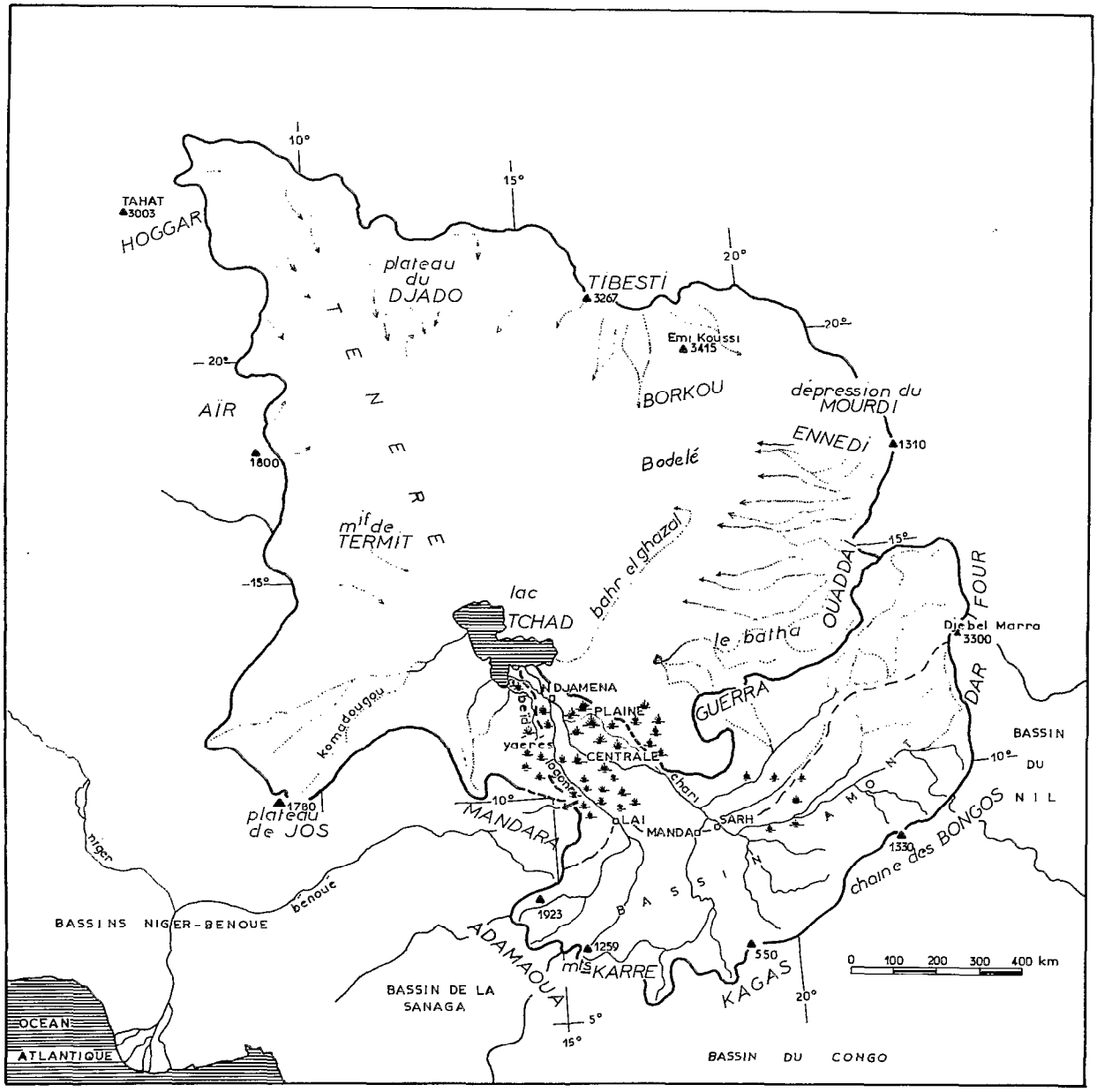


Fig. 1 - Carte de situation du bassin Tchadien

I – LE CLIMAT

Le climat qui règne sur l'ensemble de la cuvette tchadienne est essentiellement assujetti aux déplacements saisonniers du front intertropical (FIT), c'est à dire, aux mouvements opposés des masses d'air tropical continental (période aride) et des masses d'air équatorial océanique (période humide).

Du Sud au Nord, trois régions s'individualisent avec netteté (CHABRA, 1962 ; GOULÈE, 1964 ; RODIER, 1964 ; BILLON *et al.*, 1969 ; GAC, 1972 ; RIOU, 1972 ; DUBREUIL *et al.*, 1975) :

- avec deux saisons bien tranchées (chaude et humide), les bassins amonts du Chari et du Logone sont soumis au climat du type soudano-guinéen d'AUBREVILLE (1949);

- le climat des plaines centrales et du Sud du lac Tchad s'apparente au type soudano-sahélien et à la zone tropicale humide de RIOU (1972) à trois saisons bien marquées (fraîche, chaude et pluvieuse) ;

- plus au Nord, l'importance de la saison pluvieuse diminue avec l'accentuation des caractères d'aridité ; le climat des rives du lac et des interdunes du Kanem, est du type sub-aride ou sahélo-saharien.

D'Ouest en Est, les variations climatiques peu accusées dans la zone aval, sont en revanche, plus prononcées sur les hauts-bassins; elles permettent de différencier le bassin très arrosé du Logone, à l'Ouest, des bassins moins humides du Bahr Sara et surtout du Chari supérieur à l'Est.

A- LA ZONALITE CLIMATIQUE

La zonalité climatique est présentée à partir des observations réalisées dans dix stations réparties le long de deux axes géographiques (fig. 2):

- axe Sud-Nord : Bouca, Sahr, Bousso, N'Djaména, Bol ;
- axe Ouest-Est : Ngaoundéré, Bouar, Bouca, Ndélé, Birao.

1. De la dorsale Centrafricaine aux confins du Sahara

La pluviosité décroît très rapidement du Sud au Nord et le bassin se situe entre les isohyètes 1600 et 300 mm. Les précipitations moyennes annuelles s'élèvent à 1435 mm à Bouca, 1080 mm à Sahr, 950 mm à Bousso, 580 mm à N'Djaména et 310 mm à Bol (tableau I).

Tableau I

Pluviosité moyenne mensuelle et annuelle (en mm) aux stations de l'axe Sud-Nord

Latitudes	Mois / Stations	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
6° 30'N	BOUCA	1,4	8,2	51,6	102,3	140,7	177,0	251,2	241,1	234,6	190,4	33,0	3,0	1434,5
9° 09'N	SAHR	0	1,8	15,5	57,6	86,6	146,4	228,6	279,4	209,7	53,0	3,1	0	1081,7
10° 30'N	BOUSSO	0	0	6,8	33,1	59,4	138,0	212,6	288,0	172,9	38,7	3,9	1,0	953,3
12° 08'N	N'DJAMENA	0	0	0,4	10,9	26,7	61,4	156,6	215,8	101,5	10,8	0,1	0	584,2
13° 27'N	BOL	0	0	0	0,2	2,0	15,6	85,8	154,3	53,0	0	0	0	310,9

La saison sèche réduite à quatre mois au Sud, s'étend sur 6 mois à Bousso et 9 mois à Bol ; la saison humide, liée à la progression des alizés maritimes, débute en mars et avril dans les stations méridionales, en juin et juillet à N'Djaména et Bol. Les précipitations maximales se produisent en juillet-août quelle que soit la latitude considérée.

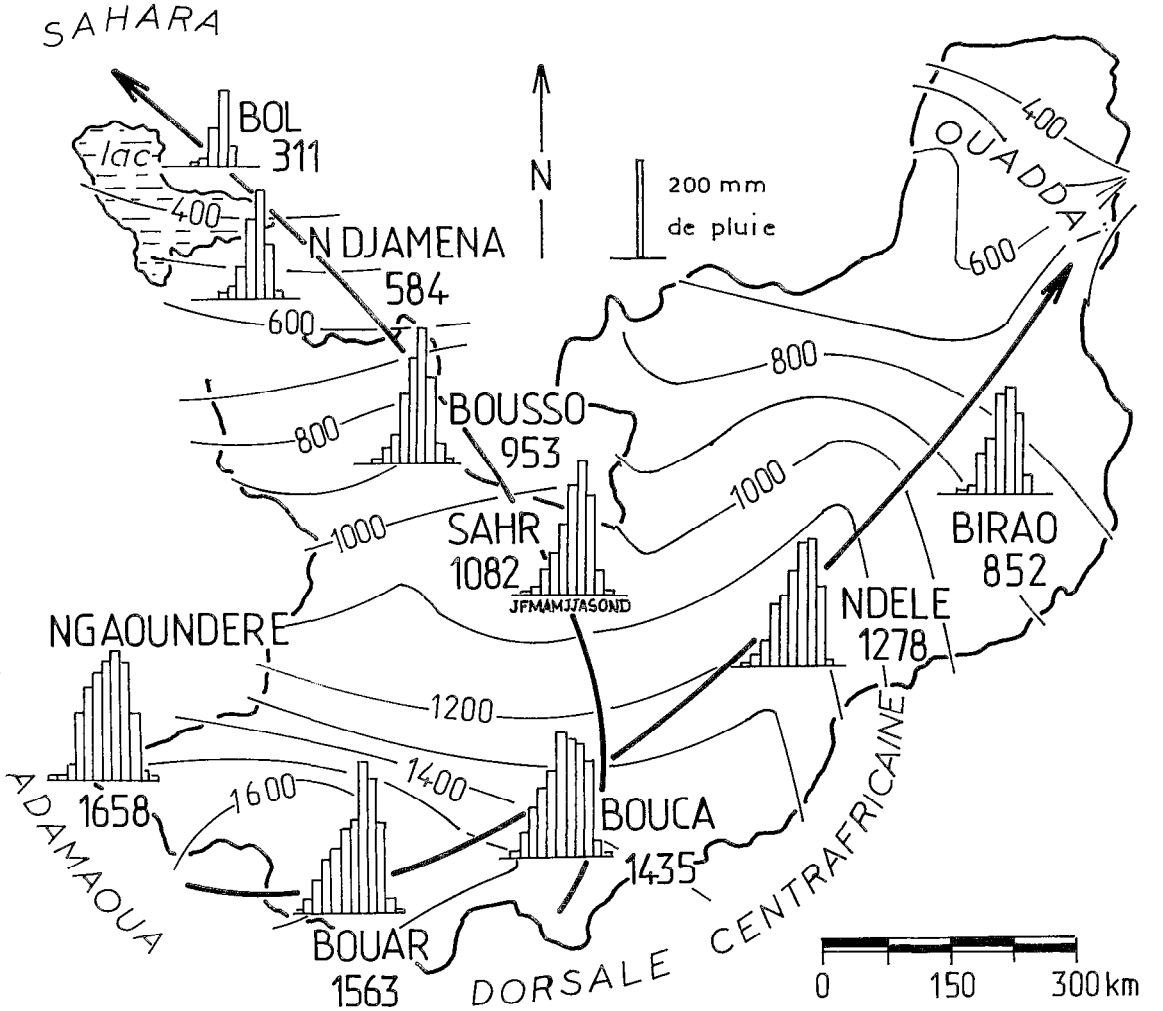


Fig. 2- Pluviosité et isohyètes annuels

Les températures moyennes annuelles dépassent 25°C. A l'inverse de la pluviosité, elles augmentent avec la latitude. Les écarts d'une station à l 'autre restent cependant modérés : 25,8°C à Bouca, 27,6°C à Sahr, 27,9°C à Bousso, 28,1°C à N'Djaména, 28,2°C à Bol. Les températures minimales correspondent à Bouca (20,6°C) et Sahr (20,8°C) à la saison des pluies, celles des stations septentrionales à la proximité du Sahara (Bol, 20,3°C). Les températures maximales moyennes annuelles s'élèvent à 32,4°C à Bouca, 34,5°C à Sahr, 35,0°C à Bousso, 35,7°C à N'Djaména et 35,4°C à Bol.

Les quantités d'eau évaporée augmentent du Sud au Nord en même temps que la tension de vapeur d'eau de l'atmosphère décroît. Les valeurs annuelles moyennes de l'évaporation Piche se situent entre 1260 mm à Bouca et 2670 mm à Bol. L'évapotranspiration potentielle (E.T.P.) mesurée à l'aide du dispositif de Thornthwaite, est de 2190 mm à Bol, de 1900 mm à N'Djaména, 1540 mm à Bousso, et de 1240 mm à Bangui (RIOU, 1972).

2. Des contreforts de l'Adamaoua au massif du Ouaddaï

Le gradient climatique est moins marqué en longitude qu'en latitude (tableau II). La pluviosité décroît de 1660 mm à Ngaoundéré (bassin du Logone) à 1435 mm à Bouca (bassin du Bahr Sara) à 1278 et 852 mm à Ndélé et Birao (bassin du Chari supérieur).

Les températures moyennes annuelles sont de 28,2° C à Ngaoundéré, 23,9° C à Bouar, 25,8° C à Bouca, 26,6° C à Ndélé et 26,5° C à Birao. Les températures minimales moyennes annuelles, sont parmi les plus faibles observées: 15,7° C à Ngaoundéré et 18,7° C à Bouar, mais aussi 16,9° C à El Geneina dans l'Ouaddaï.

Tableau II

Pluviosité moyenne mensuelle et annuelle (en mm) aux stations de l'axe Ouest-Est

Longitudes	Mois / Stations	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
13° 35' E	NGAOUNDERE	2,0	2,0	44,0	154,0	223,0	243,0	276,0	292,0	257,0	151,0	12,0	2,0	1658,0
15° 39' E	BOUAR	4,5	25,5	73,3	120,1	139,1	176,2	196,9	314,4	278,5	193,4	35,4	5,8	1563,1
18° 16' E	BOUCA	1,4	8,2	51,6	102,3	140,7	177,0	251,2	241,1	234,6	190,4	33,0	3,0	1434,5
20° 39' E	N'DELE	0,7	5,5	30,6	55,6	135,8	146,2	197,9	255,7	264,2	168,6	14,9	2,0	1277,7
22° 47' E	BIRAO	0,0	0,2	1,7	19,1	88,6	112,3	207,9	217,9	165,2	38,6	0,6	0,0	852,1

B- CARACTERISTIQUES CLIMATIQUES DU BASSIN AMONT, DU BASSIN AVAL ET DU LAC TCHAD

La méthode de THIESSEN a été appliquée aux données de l'important réseau d'observations de l'ASECNA et aux mesures plus localisées des hydrologues de l'ORSTOM. Elle permet de mettre en évidence les principales caractéristiques climatiques propres aux trois domaines géomorphologiques, géologiques et pédologiques.

1. Le bassin amont

Le bassin amont qui couvre une superficie de 330 000 km^2 englobe les trois bassins supérieurs du Logone (Laï) du Bahr Sara (Manda) et du Chari (Sahr).

La pluviosité moyenne annuelle (tableau III) sur l'ensemble des bassins amont s'élève à 1210 mm ce qui représente chaque année un apport météorique de 399,3.10^9 m^3. L'influence du bassin du Chari dans le bilan global s'avère primordiale étant donné son importante superficie (59% du total); le bassin du Logone reçoit les précipitations les plus fortes (1445 mm/an), mais il ne représente que 17% de la surface totale. La saison sèche dure 5 mois, décembre et janvier étant secs ; les mois les plus humides (juillet, août, septembre) totalisent 60% des précipitations annuelles.

La température moyenne annuelle est de 26,1° C, la valeur maximale moyenne étant de 33,0° C et la valeur minimale moyenne de 19,2° C. Mars et avril sont les mois les plus chauds (28,6° et 28,7°), décembre et janvier (24,4° et 24,8°) les plus froids. Le maximum des précipitations entraîne un second minimum secondaire en août (24,7°) et les écarts diurnes moyens mensuels les moins importants 8,8° en août et 9,1° en septembre. Ngaoundéré et Birao situés aux deux extrémités du bassin enregistrent les températures les plus basses (moyennes minimales mensuelles de 12,9° et 11,7°) ; l'influence du relief apparaît dans les valeurs des moyennes maximales mensuelles : 38,9° à Birao (altitude de 465 m), 31,6° à Ngaoundéré (altitude de 1170 m).

L'évaporation moyenne annuelle mesurée à l'aide de l'évaporimètre PICHE s'élève à 1800 mm. L'évapotranspiration potentielle (moyenne de Bebedjia et de Bangui) serait de 1400 à 1450 mm (RIOU, 1972). L'humidité relative moyenne annuelle est de 63% (BILLON *et al.*, 1967).

Tableau III

Pluviosité moyenne (mm) sur les bassins amont

Bassins	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
Chari Sup.	0,4	4,0	15,9	40,5	109,7	133,6	207,3	244,3	210,3	98,6	8,5	1,2	1074,3
Bahr Sara	1,3	6,8	36,9	81,9	124,3	162,2	244,6	283,3	245,3	160,1	22,6	2,0	1371,3
Logone Sup.	1,1	3,5	29,4	90,2	133,9	185,7	278,9	297,9	266,6	141,9	13,0	2,4	1444,6
Ensemble bassin amont	0,6	4,6	23,3	59,1	117,4	149,5	228,7	263,0	228,5	121,0	12,7	1,6	1210,2

2. Le bassin aval

Le bassin aval étudié est limité aux bassins moyens et inférieurs du Chari et du Logone. La partie orientale drainée par les Bahr Salamat, Azoum et Keita a été négligée (inaccessibles d'une part, ils ne participent d'autre part que médiocrement au bilan hydrologique du Chari).

La pluviosité moyenne annuelle s'élève à 871 mm ce qui, compte tenu d'une surface approximative de 63.000 km^2, correspond à un apport météorique moyen de 55 . 10^9 m^3 d'eau. La saison sèche dure sept mois, les précipitations étant négligeables de novembre à mars (7,5 mm). Les précipitations

J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
0	0,2	5,3	26,0	61,5	108,7	197,0	267,9	163,3	39,0	1,8	0,2	870,9

maximales ont lieu en août et avec une amplitude égale à celle du bassin amont (263 et 268 mm), juillet, août et septembre recoivent les 3/4 des pluies annuelles.

La température moyenne annuelle est de 27,6° C. Les températures maximales moyennes mensuelles s'échelonnent entre 30,0° (août) et 39,5° (mars), la moyenne annuelle atteint 35,0°C. Les températures moyennes minimales s'abaissent à 14,9° en janvier, mois le plus frais, et atteignent 24,3° en mai, mois le plus chaud avec mars et avril. Dans l'ensemble les variations mensuelles de températures sont analogues à celles de la zone amont. Elles ne leur sont tout au plus, supérieures que de 2 degrés.

La mesure de l'évaporation a été réalisée selon différents procédés (évaporimètre de Piche, dispositif de Thornthwaite, bacs évaporatoires). RIOU (1972) indique une valeur de 1670 mm/an pour l'évapotranspiration potentielle, calculée à partir de l'évaporation d'une nappe d'eau libre. Ainsi au niveau des plaines centrales les eaux de débordement du Logone et du Chari sont soumises au cours de la période d'inondation à une évaporation directe de l'ordre de 500 à 550 mm durant trois mois.

3. Le lac Tchad

Le lac Tchad et ses bordures septentrionales (polders et dépressions interdunaires du Kanem) sont soumis à un climat de type sahélien à sahélo-saharien (RODIER, 1964). Il se caractérise par l'alternance d'une longue saison sèche et d'une courte saison des pluies (RIOU, 1972), par des températures très élevées et une humidité relative inférieure à 30% durant la moitié de l'année (36% de moyenne annuelle.

La pluviosité moyenne à Bol (tableau I) est de 310 mm. Le volume des apports météoriques au lac Tchad est difficile à évaluer, les postes d'observation étant disposés à sa périphérie. ROCHE (1973) indique $6,5.10^9$ m3 (pour 330 mm de précipitation), chiffre très proche de la valeur de CARMOUZE (1976) $6,3.10^9$ m3 (pour 305 mm). La saison des pluies est très courte et le mois d'août reçoit près de 50 % des averses ; d'octobre à juin (saison sèche) il ne tombe en moyenne que 2,2 mm d'eau. L'irrégularité du régime des précipitations se manifeste à l'échelle annuelle(en août 1967, il est tombé en une seule pluie 1/3 du total de l'année) et interannuelle (rapport de 1 à 15 entre l'année la plus sèche et l'année la plus humide).

La température moyenne annuelle est de 28,2° C à Bol. Les températures moyennes mensuelles oscillent entre 32,0° C et 33,0° C en avril-mai (fin de la saison sèche) et 23,0°-24,0° C en décembre-janvier, au coeur de la saison sèche.

L'évaporation à la surface des eaux lacustres estimée,à partir du bilan hydrologique à 2150 mm (TOUCHEBOEUF DE LUSIGNY, 1966) est très proche de la valeur de l'évapotranspiration potentielle (2146 mm) fournie par RIOU (1972). Dans le cas des nappes phréatiques superficielles peu minéralisées, l'évaporation a été estimée à 1700 mm par MAGLIONE (1974) ; GAC et FONTES (inédit) ont mesuré l'évaporation des eaux diluées du Chari à travers des colonnes de sol sur une épaisseur de 10,20 et 50 cm et trouvent respectivement 2880, 2520 et 760 mm/an. L'évaporation d'une nappe phréatique minéralisée est bien moins importante que celle des eaux douces et on peut retenir le chiffre de 1040 mm/an pour les salines du Kanem (MAGLIONE, 1974).

C- CONCLUSIONS

Trois régions se différencient nettement (tableau IV) : vers le Nord et vers l'Est, le gradient climatique traduit une accentuation de l'aridité ; les précipitations s'atténuent, les températures et l'évaporation augmentent et s'accompagnent d'une baisse importante de l'humidité relative .

Tableau IV

Caractéristiques climatiques des domaines amont, aval et lacustre

Facteurs climatiques	Amont	Aval	Lac.
Précipitations annuelles (mm)	1210	870	310
Température moyenne (degrés Celsius)	26°1	27°6	28°2
Humidité relative	63 %	54 %	38 %
Evaporation annuelle estimée (mm)			
nappe libre	1425	1670	2150
nappe superficielle (eau diluée)	-	-	1700
nappe superficielle (minéralisée)	-	-	1040

II – L'HYDROLOGIE

A- LE LOGONE

Les branches-mères du Logone (fig. 3), la Vina et la Mbéré, naissent sur le plateau de l'Adamaoua au Cameroun, d'altitude moyenne 1 200 m.

Après Baïbokoum qui marque la limite nord des formations du socle précambrien, le fleuve reçoit en rive droite la Lim issue des monts Yadé. L'ensemble qui constitue le Logone occidental draine alors, associé à son homologue oriental, la Pendé, la pénéplaine gréseuse du continental ternal (d'altitude 400 à 500 m). La réunion des deux Logones présente l'aspect d'un petit delta avec de multiples bras secondaires joignant les deux rivières.

Après ce confluent le fleuve marqué par d'importants bourrelets de berge commence en période de vives eaux à submerger les plaines avoisinantes. Les déversements sur les deux rives sont manifestes à partir de Laï, la pente du Logone devient faible et la plaine d'inondation s'élargit régulièrement sur la couverture alluviale.

Entre Laï et Bongor, le fleuve décrit de nombreux méandres dans les formations quaternaires anciennes. Les bourrelets de berge souvent interrompus, sont franchis par les défluents, l'inondation s'effectue en nappe ne laissant émerger que quelques buttes. Ces eaux alimentent de nombreuses zones dépressionnaires puis se rassemblent pour constituer le Ba Illi dans la région inter Logone-Chari, ou encore gagnent la zone basse des lacs Toubouris et par là la Bénoué et le Niger.

En aval de Bongor et jusqu'au confluent avec le Chari, les berges sont à peines marquées et le déversement est général dans les Yaérés, vaste plaine de 70 km de largeur, dont l'exutoire l'El Beïd peut rassembler en période très humide jusqu'à 40 % des eaux qui transitent à Bongor.

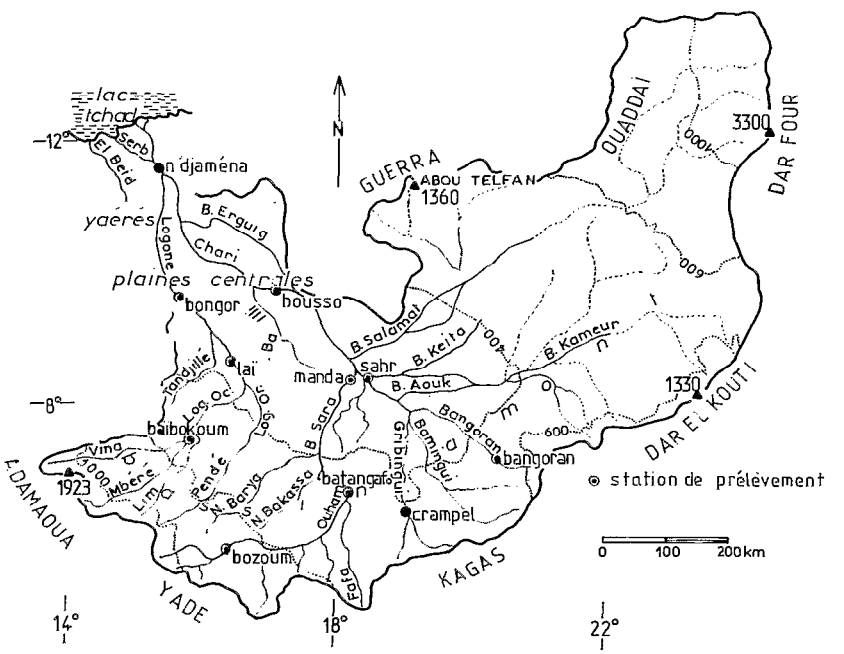


Fig. 3- Réseau hydrographique et hypsométrie des bassins du Logone et du Chari

B- LE CHARI

Les branches du Chari qui présentent à l'heure actuelle les plus forts débits sont, d'une part l'Ouham ou Bahr Sara et, d'autre part l'ensemble Gribingui-Bamingui-Bangoran.

Le Bahr Sara constitue l'axe de drainage le plus important. Sous le nom d'Ouham en Centrafrique, il prend sa source dans les monts Yadé vers 1.100 m d'altitude. De Bozoum à Batangafo, c'est un cours d'eau relativement large, coupé de seuils rocheux fréquents et sans plaine d'inondation notable. Son principal affluent, la Fafa issue de la chaîne des Kagas, se caractérise par la présence d'une galerie forestière. A partir de Batangafo, le fleuve quitte les formations du socle précambrien, se dirige brutalement vers le Nord et pénètre dans la cuvette tchadienne, grossie de la Nana Barya et de la Nana Bakassa. La plaine d'inondation s'élargit le long du fleuve jusqu'à Manda, tout en restant de dimensions modestes.

Le Gribingui, le Bamingui et le Bangoran descendent de la chaîne des Kagas dont l'altitude est comprise entre 500 et 600 m. La pente est faible et ces trois collecteurs décrivent des méandres de plus en plus importants à partir d'une ligne Crampel-Bangoran, qui situe le passage du socle aux formations du continental terminal. Réunis au Bahr Aouk, ils constituent le Chari.

Les eaux du Bahr Aouk parviennent au Chari après avoir parcouru depuis son confluent avec le Bahr Kameur, un long itinéraire dans une grande plaine d'inondation. Ses apports, malgré un bassin versant important, ne représentent que 33 % du débit du Chari à Sahr. Le Bahr Keita et le Bahr Salamat ne deviennent fonctionnels qu'au cours de périodes très humides sur les hauteurs du Dar Four, du Ouaddaï et du Guerra (Abou Telfan) ; dans l'ensemble ils ne contribuent que médiocrement à l'alimentation du Chari et la dégradation de leur réseau hydrographique est générale dans la cuvette d'Am Timan.

Au delà du confluent avec le Salamat le lit du Chari s'élargit (de 500 à 1000 m) et les eaux d'inondation s'étendent sur un front de plus de 8 km de large en rive droite. L'effluent principal, le Bahr Erguig, peut atteindre des débits exceptionnels au cours de la crue du Chari (1 438 m^3/s en 1961/62).

Après N'Djaména et le confluent avec le Logone, le cours du Chari prend une allure deltaïque. Le bras du Serbewel détourne dans un lit très étroit une partie des eaux qui gagneront la cuvette sud-ouest du lac ; le bras majeur quant à lui après une course d'une centaine de kilomètres se dissocie au niveau d'un delta de plus de 15 km de large en une multitude de bras plus ou moins importants.

C- REGIME HYDROLOGIQUE ET DEBIT

1. Régime Hydrologique

a) Les bassins inférieurs

Les régimes du Logone et du Chari ont été qualifiés (RODIER, 1963 ; BILLON *et al.* 1969) de régime tropical naturellement régularisé.

Cette régularisation qui se manifeste à la fois par l'important écrêtement des crues, la faiblesse des écarts entre les modules annuels et des débits d'étiage soutenus, est imputable essentiellement à la présence de vastes plaines d'inondation. Siège d'une intense évaporation, elles contribuent à la baisse des débits maximums et retardent la décrue en restituant partiellement les eaux capturées par les effluents (Bahr Erguig, Ba Illi...).

L'hydrogramme annuel des deux collecteurs présente un maximum et un minimum particulièrement nets, à des dates pratiquement fixes. Les crues du Chari et du Logone se présentent sensiblement aux mêmes dates (début novembre) ; en revanche l'étiage du Logone a lieu vers la mi-avril un mois avant les basses eaux du Chari.

b) Les bassins supérieurs

Le régime des hauts-bassins de type tropical de transition et tropical pur se caractérise par une saison de hautes eaux de juin-juillet à octobre, et une saison des basses eaux de décembre à juin.

La décrue est très rapide à partir du mois de novembre, mais le tarissement qui se prolonge pratiquement pendant toute la durée des basses eaux peut être interrompu dès le mois de mars par l'arrivée des premières pluies.

La durée de propagation de l'onde de crue peut-être illustrée avec l'exemple du Chari. Le débit maximum se produit à Bozoum vers le 10 septembre, à Batangafo vers le 30 septembre et à Manda vers le 10 octobre alors que, comme nous l'avons déjà souligné, les vives eaux n'atteignent Chagoua que vers le 1er novembre.

2. Débit

Le débit moyen annuel du Chari à N'Djaména s'élève à 1183 m^3/s (moyenne sur 14 années d'observations réparties de 1956 à 1975). La contribution du Logone à Fort-Foureau (373 m^3/s) s'élève à 31 % et celle du Chari à Chagoua (810 m^3/s) à 69 %.

Au coeur des plaines alluviales, les deux stations de Bongor sur le Logone et de Bousso sur le Chari, soulignent par leurs débits moyens annuels de 527 et de 795 m^3/s, les pertes importantes subies essentiellement par le Logone.

Aux trois exutoires des bassins amont : Laï, Manda et Sahr, les modules sont respectivement de 502, 493 et 275 m^3/s . La contribution du Logone s'élève à 40 %, celle du Bahr Sara ou Ouham à 39 %; la part du Chari reste modeste (21 %) malgré l'étendue de son bassin oriental.

Au confluent des deux Logones, la part importante revient au bassin occidental avec près des 3/4 des apports en eau. Cette répartition entre les deux Logones se retrouve plus à l'amont à Baïbokoum et Goré (stations situées à la limite du socle) où le Logone oriental ou Pendé ne représente que 40 % du Logone occidental.

L'alimentation du Chari supérieur à Sahr est surtout déterminée par l'association des trois rivières issues de la chaîne des Kagas (Bamingui, Gribingui et Bangoran). Réunis à l'Aouk, leurs apports sont cependant à peine supérieurs à la moitié des volumes d'eau de l'Ouham à Manda.

Enfin, l'irrégularité du régime du Bahr Keita et du Bahr Salamat qui drainent essentiellement la dépression d'Am Timan, rend difficile la détermination précise (2 à 5 %) de leur contribution au débit du Chari moyen.

D- LE BILAN HYDROLOGIQUE

Les précipitations moyennes sur le bassin amont s'élèvent à 1210mm/an, ce qui correspond à un apport météorique de 400 . $10^9 m^3$. L'écoulement à l'exutoire étant de 40,05 . $10^9 m^3$, le déficit total (évaporation et infiltration) atteint près de 360 . $10^9 m^3$ d'eau.

Les apports au bassin aval sont à la fois dus aux précipitations atmosphériques (55 . $10^9 m^3$) et aux débits du Chari et du Logone (40,05 . $10^9 m^3$). Sur cet apport total en eau de 95 . $10^9 m^3$, seuls 38,50 . $10^9 m^3$ atteignent le lac Tchad (fig. 4).

Pour l'ensemble du système hydrologique Chari-Logone le bilan s'établit comme suit :

- apports atmosphériques : 455 . $10^9 m^3$
- écoulement vers le lac : 38,5 . $10^9 m^3$
- déficit d'écoulement : 416,5 . $10^9 m^3$
- coefficient d'écoulement : 8,5 %

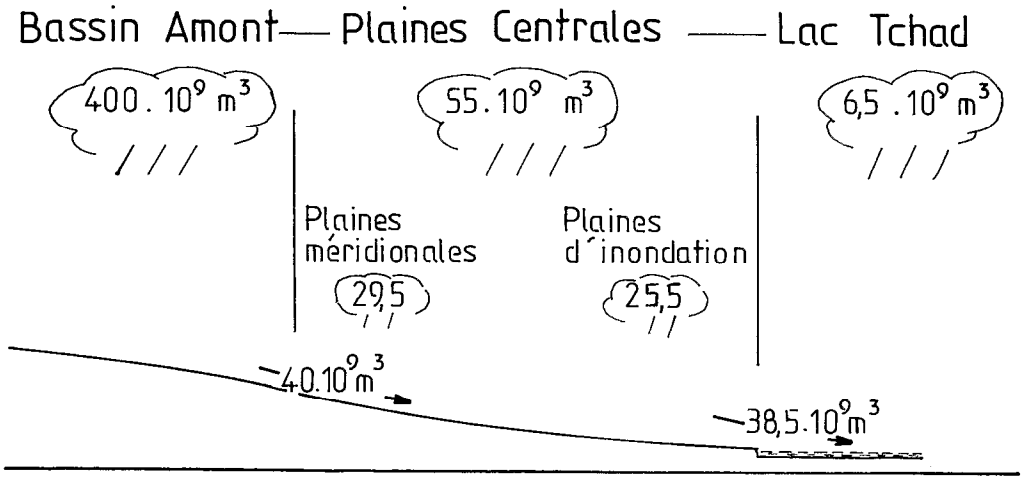


Fig. 4 - Eléments du bilan hydrologique du bassin Tchadien

III — LA VÉGÉTATION

Les grands types de végétation liés aux grandes unités climatiques, en Afrique centrale, ont été précisés par AUBREVILLE (1950) et SILLANS (1958) ; par la suite, des études plus détaillées sur l'environnement botanique ont été présentées par PIAS (1962) et BOULVERT (1969 a, 1975).

Du Sud au Nord, on passe progressivement de la savane arborée forestière, à la savane arbustive et aux formations végétales de la flore pseudo-steppique.

Les hauts-bassins du Chari et du Logone qui appartiennent au domaine soudano-guinéen et correspondent aux sols ferrallitiques, sont recouverts au Sud de savanes forestières à Albizzia et Terminalia glaucescens puis à Isoberlinia et Monotes ; la strate herbacée est surtout dominée par les Andropogonées.

Les savanes arborées sont répandues sur toutes les formations sableuses portant des sols ferrugineux tropicaux. C'est le lieu privilégié des Combretum, les arbres restent abondants bien que clairsemés (Daniellia oliveri, Anogeissus leiocarpus).

Dans les plaines d'inondation, la composition floristique de la savane arbustive est fortement dépendante de la nature des sols ; ainsi aux sols hydromorphes correspondent les savanes arborées claires à Anogeissus et Terminalia macroptera ; les sols halomorphes, en général développés sur les buttes exondées, sont colonisés par des formations forestières à Anogeissus et Acacia disposées en îlots dans les zones alluviales ; les vertisols correspondent à la savane armée à Acacias seyal et à grandes graminées, quand l'inondation est importante (Hyparrhenia et Cymbopogon).

La flore du lac Tchad est relativement pauvre et la répartition des divers groupements végétaux dépend à la fois du niveau du plan d'eau et de la salinité : aux immenses herbiers aquatiques des eaux douces, sont associés des papyrus, des roseaux et des Typhas. Dans les polders après l'exondation des sédiments, les formations végétales sont d'abord représentées par des îlots de Cyperus, puis par des prairies à Echinocloa, Paspalum et enfin à Sporobolus dans les secteurs les plus salés.

La pseudo-steppe qui occupe l'arrière-pays du lac Tchad est essentiellement graminéenne. Ce tapis à Hyparrhenia et Cymbopogon s'accompagne de quelques Acacias et Balanites. Dans les ouadis natronés, les zones déprimées sont dépourvues de végétation ; lors de la saison pluvieuse sur les bordures des mares se développent un tapis ras de Juncus et une flore discontinue à Cynodon et Brachiara.

IV – APERÇU GÉOMORPHOLOGIQUE

Plusieurs modelés se distinguent dans le bassin tchadien : le modelé en gradins qui, dans les hauts-bassins correspond à plusieurs surfaces d'aplanissement, le modelé sub-horizontal des vastes plaines alluviales et enfin le modelé dunaire au Nord-Est du lac. Les affleurements rocheux, restent localisés sur les bordures méridionales. Ils culminent à 3 300 m à l'Est(volcan du Djebel Marra dans le Dar Four) et à 1 923 m à l'Ouest (mont Nganha du plateau de l'Adamaoua).

1. Le modelé en gradins

Trois schémas(fig. 5), empruntés aux travaux de WACRENIER (1961) et BOULVERT (1968, 1971 d) permettent d'illustrer la morphologie particulière qui se développe à la fois sur les formations précambriennes et sur celles du continent terminal.

La séquence de Kadanga (7°15 N, 17°19 E) qui repose sur les schistes précambriens de la série de Kouki, met particulièrement en évidence ce modelé en gradins (fig. 5b). Les points hauts du relief (vers 550 m) sont occupés par des plateaux cuirassés fortement indurés (surface ancienne). Ils dominent d'une cinquantaine de mètres une autre surface tabulaire (surface principale) occupée par des lakérés (ou bové) de pente. De part et d'autre de ces surfaces d'aplanissement, les décrochements du relief correspondent à la première et la deuxième entaille assimilées au haut et moyen-glacis par BOULVERT (1971d, 1975).

L'extension de ces deux surfaces d'érosion est variable. Sur la série de Kouki, la plupart des plateaux se rattachent à la surface ancienne ; en revanche, dans le bassin du Bahr Sara, elle n'apparaît qu'en buttes-témoins isolées et la surface principale constitue l'essentiel du paysage.

La coupe topographique réalisée par BOULVERT (1968) (fig.5a) dans le bassin du Bahr Sara fait apparaître l'inclinaison de ces surfaces, depuis la dorsale centrafricaine au Sud, vers la cuvette tchadienne au Nord. La pente moyenne de ce vaste plan incliné, qui s'ennoie sous les formations du continental terminal, est de l'ordre de 1 ‰.

Par analogie avec les niveaux cuirassés reconnus en Côte d'Ivoire (GRANDIN et DELVIGNE, 1969 ; BOULANGE *et al.* 1973), BOULVERT (1975) a proposé une chronologie. Les deux surfaces d'aplanissement se rattachent à la Surface africaine dicyclique du début du tertiaire. Au-dessous de la surface ancienne d'âge tertiaire, le haut-glacis (1ère entaille) contemporain de la surface principale est de la fin du tertiaire. La deuxième entaille ou moyen-glacis d'âge fin tertiaire début quaternaire s'accompagne vers le Nord des dépôts du continental terminal.

Signalons aussi la surface d'érosion de 1 100-1 200 m d'âge crétacée (SEGALEN, 1967), qui s'étend du pays Bamoun au Cameroun jusqu'au plateau de Ouaourou-Youma en Centrafrique et englobe tout le plateau de l'Adamaoua.

Sur le continental terminal, les deux fleuves entaillent profondément des formations sédimentaires anciennes et le paysage se présente sous la forme de plateaux très étendus constituant un glacis de 100 à 150 km de largeur. Sur ces plateaux apparaissent au voisinage des massifs granitiques des buttes résiduelles couronnées de cuirasses ferrugineuses (fig. 5c) et dominant d'une centaine de mètres la surface actuelle. Au dessus des argilites qui constituent le dernier épisode des dépots du continental terminal, se situe l'horizon bauxitique dont l'âge serait plio-pléistocène.

2. Le modelé sub-horizontal

Le modelé sub-horizontal prend une grande extension à partir de Sahr et de Laï, exutoires respectifs des bassins supérieurs du Chari et du Logone. La pente moyenne reste inférieure à 0,2 ‰ (dénivelé de 80 mètres entre le lac et les bassins amont). Le relief, relativement plat, n'est interrompu que par les bourrelets de berge en élévation de 2 à 3 mètres, par rapport à la plaine inondable et par quelques pitons rocheux à glacis peu développés ou ennoyés dans les alluvions (inselbergs d'Hadjer El Hamis, de Moyto..).

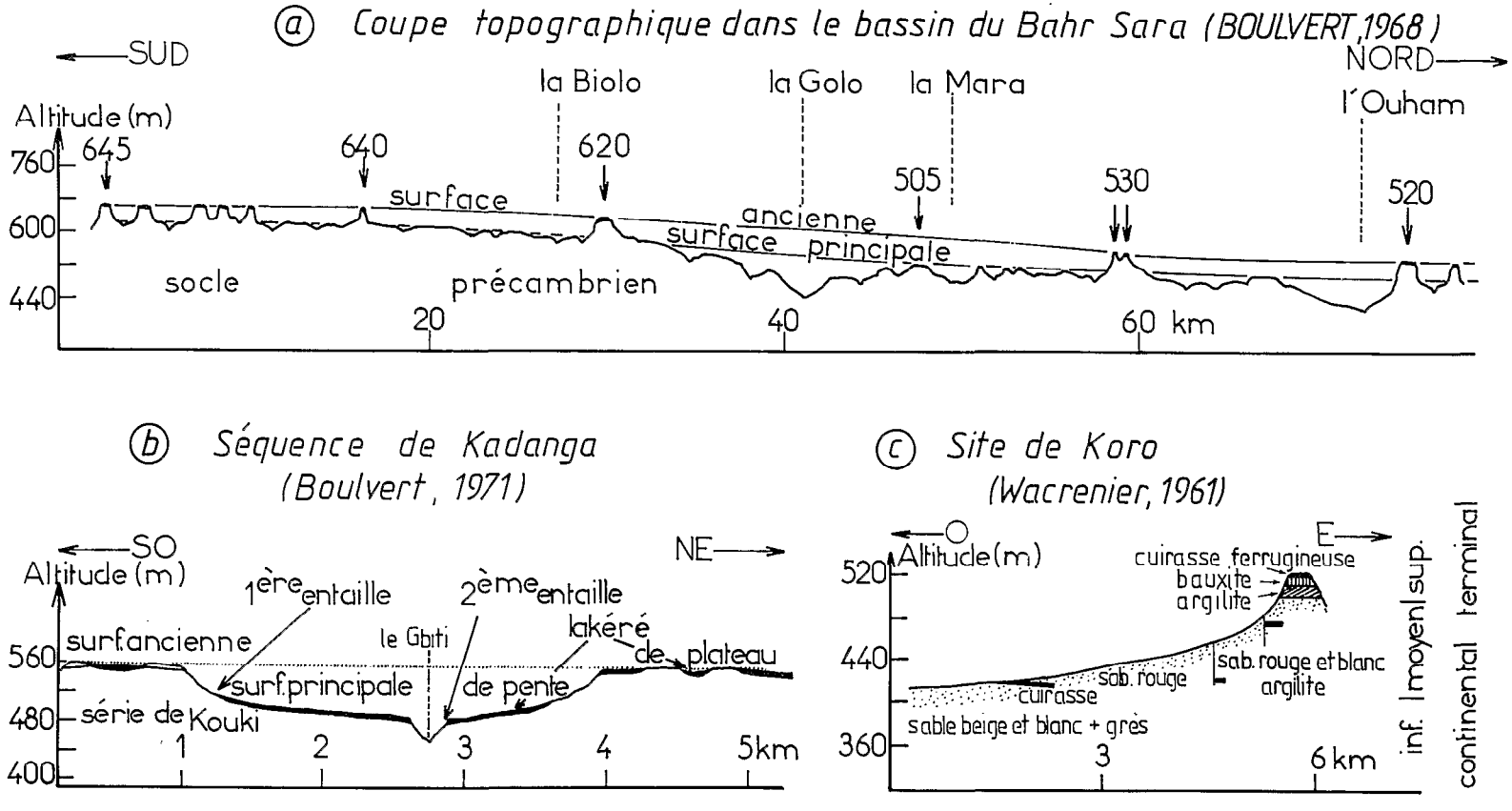


Fig. 5 - Exemples du modelé en gradins développé sur les formations du socle précambrien et celles du continental terminal

Un autre trait géomorphologique singulier réside dans la présence de buttes et de dunes sableuses particulièrement localisées au coeur des plaines centrales (Yagoua-Bongor-Laï) et au nord de N'Djaména (N'gouma-Tourba). Les buttes sableuses sont parfois isolées, mais elles peuvent aussi constituer de véritables alignements. Selon PIAS (1968), elles correspondent aux dépots de la série sableuse récente et à l'ébauche de l'actuel réseau hydrographique. Les dunes sableuses qui constituent de véritables cordons orientés SE-NW (cordon de la cote 320 m) et WE (cordon de la cote 287-290 m) situent dans le paysage actuel, les limites d'extension des avancées lacustres au cours de la troisième et quatrième transgression et l'itinéraire emprunté au cours de ces périodes par les deux principaux collecteurs (PIAS et GUICHARD, 1957 ; PIAS, 1967 a,b,c). La troisième transgression marquée par un lac de 350 000 km^2 et le second delta du Chari concrétisent aussi la percée vers le Nord du Logone et la dissociation des deux réseaux hydrographiques. Au cours de la quatrième transgression, le lac est d'étendue plus modeste (180 000 km^2) et le troisième delta du Chari à la hauteur de N'Djaména reçoit les eaux des deux collecteurs (PIAS, 1968).

3. Le modelé dunaire

Le modelé dunaire n'est pas à proprement parler spécifique des bassins du Chari et du Logone à l'exception des deux cordons dunaires déjà signalés. Dans le Kanem au Nord-Est du lac Tchad, les dunes orientées NW-SE constituent d'importantes ondulations de 15 à 20 m de haut. Elles apparaissent dissymétriques avec une pente du flanc vers l'Est, beaucoup plus accusée.

V – LES SOLS

Depuis une vingtaine d'années, l'étude des sols de l'ensemble de la cuvette tchadienne a été essentiellement l'oeuvre des pédologues de l'O.R.S.T.O.M.

En Centrafrique, on peut citer les travaux de BENOIT-JANIN (1959, 1960) , QUANTIN (1965) , CHATELIN (1969), JAMET (1971) et surtout l'importante cartographie des sols réalisée par BOULVERT (1966, 1968, 1969 b, 1971 c, 1971 d, 1975) sur la quasi-totalité des bassins amont du Chari et du Logone.

Au Tchad, aux premières études pédologiques de BARBEAU (1956) et à l'essai de classification des sols de la cuvette tchadienne de PIAS (1959 a, 1962), s'ajoutent les levés systématiques des cartes pédologiques au 1/200.000 par GUICHARD et BARBERY (1960), GUICHARD (1960 b), BOUTEYRE (1962), BOCQUIER (1964), MARIUS et BARBERY (1964), PIAS (1964 a, 1964 c), PIAS et BARBERY (1964), BOUTEYRE (1965), MARIUS et BARBERY (1967) et AUDRY (1968). PIAS (1968) réalise la synthèse de tous ces travaux et répertorie les principaux types de sols dérivés des formations sédimentaires récentes (continental terminal et alluvions quaternaires). BOCQUIER (1973), dans un contexte plus régional, illustre l'évolution biogéodynamique et la genèse de deux toposéquences représentatives de sols tropicaux dans la zone centrale de la cuvette. Enfin CHEVERRY (1974), à la suite des travaux de GUICHARD *et al.* (1959), PIAS et BARBERY (1960, 1961), précise au niveau de la zone lacustre actuelle (polders) les différentes étapes de la transformation d'un sédiment en sol.

Je ne dresserai pas ici l'inventaire complet des différents types de sols. Je me bornerai simplement à une description très rapide. Le lecteur trouvera d'avantage d'informations dans les travaux de BOULVERT (1966, 1968, 1969 b, 1971, 1975) et de PIAS (1962, 1968) travaux qui ont servi de base au schéma présenté sur la figure 6.

1. Les grands types de sols

Si nous ne retenons que les grandes unités pédologiques, on peut globalement assimiler les bassins versants du Chari et du Logone à une importante séquence orientée approximativement NE-SW, parallèlement aux deux principaux axes de drainage.

Cette séquence débute au niveau de la dorsale centrafricaine et s'étend sur plus de 1000 km de long jusqu'aux rives du lac Tchad. Du Sud au Nord, des bassins supérieurs aux plaines centrales, des zones humides de l'amont aux secteurs arides de l'aval, on rencontre la succession suivante de sols :

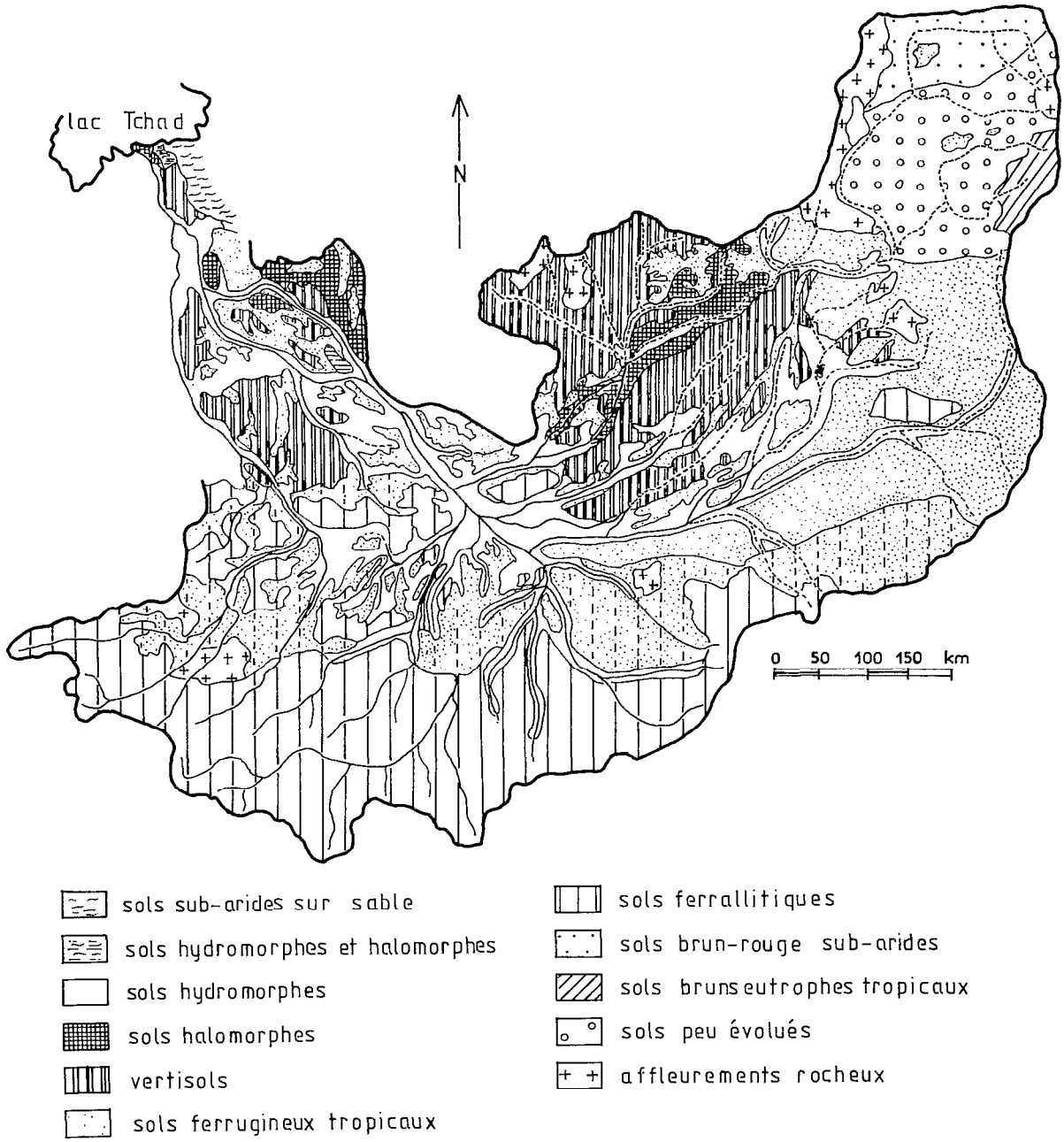


Fig. 6 - Esquisse pédologique des bassins versants du Chari et du Logone (d'après PIAS, 1968 et BOULVERT 1975).

- sols ferrallitiques développés sur les formations du socle précambrien ;
- sols rouges ferrallitiques sur les formations du continental terminal ;
- sols ferrugineux tropicaux sur les formations quaternaires anciennes qui proviennent du remaniement du Continental Terminal et occupent d'importantes surfaces au niveau du moyen-Logone et du moyen-Chari ;
- vertisols, sols hydromorphes et sols halomorphes sur les formations quaternaires des plaines centrales ;
- sols à minéraux bruts, non climatiques, d'apport alluvial, sols peu évolués hydromorphes dans la zone lacustre actuelle, qui deviennent des sols salés après exondation.

Il ne s'agit là évidemment que d'un schéma très grossier de la répartition des différents types de sols (tableau V). Les limites de leur extension dans cette esquisse pédologique ne sont données, dans la perspective d'un bilan géochimique, que pour illustrer la pédogenèse dominante dans chaque cadre géographique et géologique.

Ainsi pour l'ensemble de l'encadrement montagneux précambrien des bassins du Chari et du Logone, le calcul, à partir des cartes au 1/100.000 de BOULVERT (1966, 1968, 1975), montre que 80 % de la surface correspond au développement des sols ferrallitiques, 12 % aux ferrugineux tropicaux, moins de 3 % aux sols hydromorphes et moins de 1 % à l'aire d'extension des vertisols. Les sols ferrallitiques (43 %) sont encore prédominants au niveau du continental terminal et des formations remaniées qui en dérivent, mais les sols ferrugineux tropicaux (32 %) et les sols hydromorphes (21 %) deviennent importants (PIAS, 1962, 1968) Associés aux vertisols (25 %), les sols ferrugineux tropicaux (34 %) et les sols hydromorphes (29 %) sont les mieux représentés sur les formations alluviales quaternaires.

Tableau V

Répartition schématique (en %) des principaux types de sols sur les différentes unités géologiques

Formations / Sols	Socle précambrien	Continental Terminal et formations remaniées	Alluvions quaternaires	Bassin total
Ferrallitiques	80	43	2	30
Ferrugineux tropicaux	12	32	34	28
Hydromorphes	3	21	29	21
Vertisols	1	3	25	14
Halomorphes	-	{ 1	6	3
Minéraux bruts	4		3	3
Peu évolués d'apport alluvial	-	-	1	< 1

2. Les variations en fonction des facteurs de la pédogenèse

Cette répartition schématique des sols peut présenter des variations en fonction des différents facteurs de la pédogenèse : matériel originel, position topographique, conditions d'inondation...

a) Le matériel originel : la zone amont

Sur le socle précambrien au Sud, les sols sont essentiellement ferrallitiques souvent remaniés et indurés (BOULVERT, 1975, 1977) . Sur les versants, se développe la toposéquence classique avec le passage des sols ferrallitiques "rouge " aux sols ferrugineux tropicaux "ocre-beige". et aux sols hydromorphes. La nature de la roche mère influence également la répartition des différents types de sols : sur un matériau fortement basique et dans les zones déprimées, on observe le relais des sols ferrugineux tropicaux par des vertisols malgré une pluviosité supérieure à 1 300 mm.

Ainsi sur les roches vertes intercalées dans les schistes et quartzites de la série de Kouki, BOULVERT (1971 c) à décrit des vertisols parfaitement typés. La séquence de Boganon qui

repose sur un soubassement de gneiss amphibolitiques présente la succession suivante de sols : sols ferrallitiques sous la cuirasse sommitale, sols bruns entrophes à la rupture de pente du versant qui passent latéralement vers les points-bas du paysage aux sols vertiques puis aux vertisols typiques (BOULVERT, 1968 ; KARPOFF, 1975).

Sur les formations du continental terminal et les formations sableuses qui résultent de leur remaniement, diverses pédogenèses se sont succédées . Les sols rouges, analogues aux sols ferrallitiques sont les sols les mieux représentés au niveau du continental terminal mais ils se maintiennent également sur les mêmes formations remaniées (PIAS, 1968). En réalité la surface considérable qu'ils occupent s'amenuise progressivement au profit des sols ferrugineux tropicaux lessivés relayés par les sols hydromorphes dans les bas de pente. Le processus de ferrallitisation paraît actuellement stoppé et le démantèlement de cette surface ferrallitique ancienne, témoin de conditions humides très importantes donne naissance, sur les pentes des versants, à des sols ferrugineux tropicaux lessivés.

b) Les conditions d'inondation dans le bassin aval

Sur les différentes formations sédimentaires quaternaires (série sableuse récente, série alluviale subactuelle à actuelle, série fluvio-lacustre argilo-sableuse à nodules calcaires, série lacustre récente) de la partie centrale de la cuvette tchadienne, les sols présentent des caractères d'hydromorphie nettement marqués par suite de leur situation géographique au milieu de dépressions inondables.

La répartition des sols devient très complexe. Les sols halomorphes prédominent dans la série alluviale subactuelle à actuelle (étroits bourrelets le long des grands fleuves, de leurs affluents et de leurs effluents et sur les versants des buttes exondées dans les plaines d'inondation. Les vertisols se développent principalement sur les deux grandes séries lacustres (dépressions de la rive gauche du Logone-Yaérés, dépressions dans la région du moyen Logone de part et d'autre du fleuve, zones d'inondation de la rive droite du Chari et dans les dépressions des Bahr Aouk, Keita et Salamat) . Enfin les phénomènes d'hydromorphie se sont manifestés sur toutes les séries, des plus anciennes aux plus récentes, les sols hydromorphes se caractérisant dans l'ensemble de la cuvette par des horizons à pseudo-gley et de légers concrétionnements.

Sols halomorphes et vertisols ne sont cependant pas spécifiques à l'une ou l'autre des formations sédimentaires. L'évolution du sédiment, en relation avec les climats successifs auquel il a été soumis après son exondation, les conditions actuelles d'inondation et la position topographique sont autant de facteurs qui orientent la pédogenèse actuelle. Ainsi s'explique, la grande variété des sols et leurs juxtapositions sur les sédiments de la série lacustre récente (PIAS, 1968). Les sols argileux des bas-fond à inondation semi-permanente présentent les caractéristiques morphologiques et physico-chimiques des sols hydromorphes. Les sols argileux des dépressions à inondation temporaire se rangent dans la classe des vertisols. En revanche, les sédiments argilo-sableux des dépressions ou des flancs de dépressions ne subissant qu'une faible submersion, soumis aux phénomènes d'halomorphie, favorisent le développement des sols lessivés à alcalis (solonetz ou solonetz solodisé). Un autre exemple de zonation pédologique est fournie par la séquence de Mindera (BOCQUIER, 1973) implantée sur 120 mètres de longueur, entre une très légère crête sableuse et la plaine argileuse. De l'amont vers l'aval, ce profil transversal au modelé très peu affirmé, comprend successivement cinq types de sols : sols ferrugineux tropicaux lessivés, sols lessivés hydromorphes, sols planosoliques, solonetz solodisés et, terme aval de la séquence, les vertisols.

c) La voie alcaline et la voie saline neutre dans les dépressions interdunaires du Nord du lac

Les sédiments les plus superficiels des dépots lacustres actuels représentent le dernier épisode de la série de Labdé. Déposés entre 9000 ans B.P. et l'Actuel (SERVANT, 1967), ces matériaux à texture fine (vases et argiles) occupent un ancien modelé dunaire envahi par les eaux du lac Tchad. L'étude de ces bas-fonds interdunaires (polders et ouadis) menée par PIAS (1959 a, 1961), GUICHARD (1961), CHEVERRY (1966, 1968, 1969, 1974), MAGLIONE (1968, 1970, 1974), AL-DROUBI (1976), AL-DROUBI *et al.* (1976) et RIEU (1978) a permis de préciser les différentes étapes de l'évolution des sédiments au cours de leurs transformations en sol.

Les sols sont initialement des sols minéraux bruts, non climatiques d'apport alluvial, puis des sols peu évolués non climatiques d'apport alluvial, hydromorphes. Les premières transformations pédologiques qui affectent les sédiments sont liés à leurs interactions avec les eaux lacustres résiduelles qui se concentrent par évaporation.

Sur les bords des ouadis et des dépressions, se développent des transformations qui rappellent celles des vertisols : la calcite est le minéral dominant et la montmorillonite, l'argile la mieux représentée.

Dans les parties basses des dépressions, les sédiments se trouvent dans des états d'engorgement et de mauvaise aération permanents. L'évaporation conduit de façon générale l'évolution des sols dans la voie carbonatée sodique, alcaline et réductrice.

Dans certains cas, la présence d'une réserve de sulfate de calcium imprime aux eaux des nappes dunaires, un faciès sulfaté calcique. Le milieu est bien drainé et la pédogenèse s'oriente sous l'effet de l'évaporation vers la voie sulfatée sodique, saline neutre et oxydante (CHEVERRY, 1974 ; MAGLIONE, 1974 ; RIEU, 1978).

3. Conclusion

Il ressort de cette rapide description que le climat et, en particulier, l'importance de l'évaporation, règlent de l'amont à l'aval, la distribution des différents types de sols. La séquence pédologique observée vers les zones d'aridité croissante : sols ferrallitiques, sols ferrugineux tropicaux, sols hydromorphes, vertisols et sols salés s'établit dans un ordre bien défini. Cet ordre se retrouve au niveau des séquences régionales où l'action de l'évaporation est diversifiée ou modulée par la topographie qui intervient pour donner plus ou moins d'importance à l'un ou l'autre des termes de la série (BOCQUIER, 1973).

VI — LA GÉOLOGIE

D'après WACRENIER (1953), POUIT (1957, 1959), MESTRAUD (1958, 1964), GERARD (1961, 1963), MERMILLOD (1961), LOUIS (1970), PIAS (1968), BOULVERT (1975, 1977), LE MARECHAL (1976), pour ne citer que les principaux auteurs, deux grandes unités géologiques se partagent l'immense territoire occupé par les bassins du Chari et du Logone :

- au Sud et à l'Est, affleurent les formations du socle précambrien essentiellement granitique et migmatitique ;
- au centre et au Nord, se développent au contraire, des séries de couverture représentées d'abord par les sédiments gréseux d'âge tertiaire du continental terminal, puis par les formations fluviatiles ou fluviolacustres du Quaternaire récent.

La carte géologique au 1/1.000.000ème des bassins du Chari et du Logone est présentée en annexe. Elle n'est pas le résultat d'une étude cartographique nouvelle, mais représente un travail d'assemblage réalisé à partir de documents existants. Elle constitue cependant un net progrès par rapport à la carte utilisée par de nombreux auteurs, et basée sur les documents établis par BILLON *et al.* (1967, 1969). En effet, dans notre carte on a tenu compte des travaux les plus récents (PIAS, 1968 ; BOULVERT, 1975, 1977 ; LE MARECHAL, 1976) qui, en particulier, ont permis de réduire les difficultées inhérentes aux raccords des frontières.

A. LES UNITES GEOLOGIQUES

1. Les formations éruptives et métamorphiques du socle précambrien

Les terrains précambriens qui constituent l'encadrement montagneux au Sud de la cuvette tchadienne représente la partie Nord de la masse cristalline de l'Afrique Equatoriale (ROCCI, 1965). Classiquement considérées comme appartenant au bouclier africain, ces formations, dont le trait marquant est l'importance des roches granitiques par rapport aux roches métamorphiques, ont fourni des âges qui oscillent entre 500 et 600 millions d'années (LOUIS, 1970).

On y distinguera successivement le Précambrien D, bien représenté avec les formations du complexe de base et le Précambrien A, auquel est rattachée la série de Kouki.

a) Le complexe de base

Il est constitué par des formations très variées subdivisées ici en sept grands ensembles lithologiques : les granites, les quartzites, les amphibolites, les charnockites, les migmatites, les gneiss et les micaschistes. Le terme de complexe de base indifférencié s'applique à une zone "tampon" dans laquelle la rareté des affleurements rend purement hypothétique le rattachement des formations à l'un ou à l'autre des principaux groupes lithologiques.

Les *granites* sont les roches les plus fréquement représentées. Ils constituent l'essentiel du soubassement de l'Adamaoua au Cameroun, se poursuivent dans toute la partie haute des bassins de la Lim, de l'Ouham et de la Nana Barya. Ils se présentent en "bandes" allongées NW-SE qui renferment de nombreuses septa de micaschistes de quartzites et de gneiss ; enfin ils occupent les régions de transition entre les formations gréseuses du Secondaire (grès de Ouadda) et du Tertiaire (continental terminal). Il s'agit en général de granites à texture et composition minéralogique très hétérogènes, syntectoniques et concordants avec les terrains encaissants : le type dominant est un granite calco-alcalin à biotite et amphibole, mais on rencontre aussi des types granodioritiques, monzonitiques et syénitiques. Les granites post-tectoniques alcalins à hyperalcalins sont circonscrits et nettement discordants : beaucoup plus localisés ils n'apparaissent de façon notable que dans la partie la plus occidentale des bassins.

Les *quartzites,* roches très résistantes à l'érosion affleurent surtout à la périphérie du massif gréseux de Ouadda : au Sud ils sont associés aux gneiss, amphibolites et migmatites, puis intercalés dans le granite hétérogène et enfin constituent de véritables inselbergs qui dominent de quelques dizaines de mètres les sables quaternaires. Au Sud du 7ème parallèle les quarzites se présentent soit en niveaux lenticulaires de puissance variable intercalés dans les micaschistes , les gneiss et les migmatites, soit en enclaves dans les granites. Les quartzites purs, en bancs épais, et les quartzites à muscovite sont les types dominants mais on rencontre aussi des quartzites à oxydes de fer (hématite), des quartzites feldspathiques et des quartzites à pyroxènes (diopside).

Les *amphibolites* sont rares et on y distingue classiquement des ortho-amphibolites d'origine éruptive et des para-amphibolites d'origine sédimentaire. Les ortho-amphibolites sont essentiellement représentées par des amphibolites s. str. (andésine, hornblende verte) frangées aux épontes par des gneiss calco-magnésiens à amphibole et biotite ou par des gneiss plagioclasiques. Les para-amphibolites constituent soit des niveaux lenticulaires soit des masses kilométriques bien développées. Elles sont représentées par une grande diversité de type pétrographique:des amphibolites feldspathiques, des amphibolites à épidote riches en quartz et des amphibolites à trémolite et chlorite.

Les *charnockites* constituent un vaste ensemble au Sud de Bouca et de Bossangoa ; quelques massifs isolés apparaissent à l'Est et au Sud de Crampel et on retrouve deux affleurements au Nord des grès de Ouadda. Ces roches à hypersthène se présentent sous trois types principaux : des charnockites s. str. qui ont la composition de granites calco-alcalins à hypersthène (quartz-microcline plagioclase (An_{25-40})-biotite-hypersthène), des gabbros à hypersthène (plagioclase (An_{55-90})-hypersthène-augite-amphibole), des gneiss à pyroxène (quartz-plagioclase (An_{35-70})-hypersthène-augite-biotite-amphibole et parfois grenat) qui constituent la plus grande partie du complexe charnockitique.

Les *migmatites* apparaissent de façon importante tout au long des bassins versants de la Mbéré et du Logone Oriental. Elles forment surtout une bande de largeur irrégulière qui prend en écharpe le bassin de l'Ouham. Large de près de 50 km au Sud, cette bande s'allonge en direction du Nord-Est sur près de 150 km. Le groupe des migmatites constitue un ensemble concordant dans les autres formations du socle ; il est caractérisé par l'abondance de gneiss très feldspathiques au sein desquels des types rubané à biotite et amphibole, prédominent (quartz, microcline en grandes plages, oligoclase, biotite, amphibole ...).

Les *gneiss* sont représentés par des gneiss à biotite et par des gneiss oeillés sur les hauts-bassins de l'Aouk (Bahr Oulou). On observe souvent un gneiss mélanocrate à fins "rubans" quartzo-feldspathiques. Ce type de gneiss est aussi bien développé dans la partie centrale, tout autour du grand ensemble charnockitique où il constitue une masse monotone en apparence, mais où on peut observer des gneiss à deux micas, des gneiss calco-magnésiens à muscovite et calcite, des gneiss à biotite et épidote de teinte foncée et des gneiss à biotite, épidote et amphibole verte. Toutes ces roches apparaissent intimement liées et sont associées à des intercalations de quartzites, de micaschistes et surtout d'amphibolites.

Les *schistes* et *micaschistes* ne forment à l'Ouest que de rares intercalations dans les migmatites où il s'agit surtout de schistes amphibolitiques. Les schistes sont,en revanche,bien développés au sein des gneiss au Nord de l'ensemble charnockitique de Bouca où ils sont caractérisés par la paragenèse quartz-muscovite-chlorite-grenat. En général, les micaschistes sont concordants avec les formations gneissiques contiguës, mais parfois le contact schiste-gneiss est souligné par des roches broyées et se réalise par faille. Les micaschistes à muscovites prédominent, mais ils sont localement remplacés par des micaschistes à trémolite et épidote.

b) La série de Kouki

La série de Kouki rattachée au précambrien A constitue une individualité particulière par sa morphologie. L'alternance de niveaux de quartzite et de roches vertes résistants à l'érosion et des niveaux de schistes, a déterminé en effet, un modelé particulier avec une distribution irrégulière de crêtes parallèles, étirées suivant la schistosité générale. La présence par ailleurs de plateaux cuirassés a fossilisé une surface d'érosion sur laquelle apparaissent la discontinuité lithologique et les grandes lignes structurales du substratum sous-jacent (BOULVERT, 1971).

Cette unité occupe deux zones d'importance inégale, fortement plissées et fracturées avec des axes de plis orientés NE et dont le plus important plonge sous les formations gréseuses du continental terminal au Nord de Bossangoa.

La série apparaît essentiellement constituée par des schistes dans lesquels s'intercalent des niveaux plus ou moins puissants (10 à 800 m) de quartzites purs et surtout de roches vertes. Les schistes sont souvent des schistes quartzitiques à séricite, des schistes à séricite , des ampélites alors qu'apparaissent parfois des schistes rubéfiés. Les intercalations de quartzites sont représentées par des quartzites sombres massifs, avec ou sans cavités, des quartzites noirs et des quartzites ferrugineux. Les roches vertes, caractérisées par une texture ophitique résiduelle, présentent une paragenèse complexe avec un mélange de plagioclase basique saussuritisé, de trémolite d'épidote, de zoïsite et de chlorite qui les apparentent aux microgabbros ou dolérites vraies.

2. Les formations superficielles

Les formations de couverture sont essentiellement représentées par les dépots crétacés, la série gréseuse du continental terminal et les alluvions quaternaires de la plaine centrale. La couverture du crétacé apparaît en lambeaux dans l'Adamaoua et on la retrouve en deux points sur la bordure méridionale où elle constitue de larges bandes avec les grès de Ouadda et de Carnot.

a) Les formations crétacées

Dans l'Adamaoua plusieurs petits bassins (bassin de la Rao, fossé d'effondrement de la Mbéré) sont comblés par des sédiments datés du Crétacé inférieur au Crétacé supérieur. D'après LE MARECHAL et VINCENT (1971), il s'agit dans le bassin de la Mbéré, de formations continentales et lagunaires de fortes épaisseurs (de 1 500 à 2 000 m) représentées par des grès, de marnes et des conglomérats. Leur formation résulte d'une reprise de l'érosion et de la sédimentation liée à des phénomènes tectoniques de grande ampleur comme en témoigne l'importance des failles et le métamorphisme du conglomérat de base.

Les grès de Carnot-Berbérati localisés dans le bassin de l'Ouham, n'occupent qu'une surface négligeable ; en revanche, les grès de Mouka-Ouadda qui leur sont apparentés, sont bien développés sur les hauts bassins du Bahr Aouk. Les grès de Ouadda constituent une formation horizontale de 100 à 300 m d'épaisseur reposant en discordance sur le précambrien métamorphique. DELAFOSSE (1960) a reconnu deux horizons lithologiques : les grès inférieurs grossiers contenant des intercalations de niveaux conglomératiques et surmontés parfois d'argilites ferrugineuses, les grès supérieurs moins résistants à grain fin et stratification entrecroisée sans conglomérats. A la sédimentation torrentielle avec faible transport (grès grossiers et conglomérats), succèderait donc une sédimentation plus calme, qui serait à l'origine des grès supérieurs à stratification entrecroisée.

b) Les formations volcaniques

Les manifestations volcaniques sont nombreuses dans l'Adamaoua, et GEZE (1943) y a distingué deux ensembles : les séries noires inférieures représentées essentiellement par des basaltes parfois andésitiques, qui affleurent en coulées peu épaisses et fortement réduites par l'érosion et l'altération, et les séries blanches moyennes composées d'un cortège d'andésites, de rhyolites et surtout de trachytes (Mt Nganha). L'autre manifestation volcanique des bassins, celle du Djebel Marra sur la bordure nord-est, est caractérisée par la présence de basaltes, de trachytes et de phonolites.

c) Le continental terminal

Par son étendue, les formations du continental terminal discordantes sur le socle, constituent l'une des unités géologiques principales du bassin. A l'exception de la partie la plus orientale, où le quaternaire arrive directement en contact avec les séries cristallophyliennes, les assises gréseuses du continental terminal assurent toujours la transition entre socle et alluvions.

C'est ROCH (1953) qui décrivit le premier ces formations sous l'appelation "sables de Kelo". WACRENIER (1953, 1961) résuma au Tchad la stratigraphie de ces "séries paléotchadiennes" en distinguant : à la base des grès ferrugineux (grès de Pala) et des sables beiges (sables de Kélo), une série moyenne de sables rouges, d'argilites et de cuirasses et, au sommet, un niveau supérieur composé d'argile kaolinique surmontée de bauxite et d'une cuirasse ferrugineuse (site de Koro, fig. 5c). PIAS (1968) reprenant l'exemple du site de Koro a répertorié dans son étude sur les formations sédimentaires de la cuvette tchadienne, les zones où apparaissent les trois séries. Il observe que très souvent le continental terminal est dépourvu soit de sa partie supérieure, soit des séries supérieures et moyennes. Au contact du socle, par exemple, seule subsiste la série inférieure formée de grès grossiers alternant avec des passées d'argilites. Les cuirasses ferrugineuses sommitales n'ont que très localement préservé de l'érosion les formations sous-jacentes.

En Centrafrique, POUIT (1959) retrouve comme WACRENIER au Tchad, la série inférieure de grès grossiers plus ou moins kaoliniques et la série intermédiaire des sables rouges. GERARD (1963) au Nord de la série de Kouki, reconnaît au contact grès-socle deux horizons : un horizon inférieur CT_1 formé de niveaux imbriqués de grès arkosiques, de grès conglomératiques, d'argiles blanches et un horizon supérieur CT_2 très homogène, comprenant des grès fins, peu consolidés, toujours désagrégés en sables rouges en surface.

La puissance du niveau de base, en Centrafrique est d'une cinquantaine de mètres et celle des sables rouges, d'une dizaine de mètres (BOULVERT, 1975); mais elle atteindrait soixante-dix mètres au Tchad. Les sables rouges ne constitueraient, au Sud, qu'une mince pellicule superficielle.

La limite d'extension de ces assises gréseuses est aujourd'hui l'objet d'études détaillées. Le manteau continu de formations plus ou moins remaniées qui recouvre à l'heure actuelle, la surface du continental terminal masque les affleurements et la limite a été arbitrairement fixée à la disparition des affleurements du socle. Les études cartographiques récentes de répartition des sols, ont ainsi permis à BOULVERT (1977) d'observer des affleurements du socle sur les interfluves du continental terminal et sa représentation cartographique doit être considérée comme une limite d'extension maximale.

La composition de ces formations (alternances de grès grossiers ou finement sableux et d'argilites) indiquent que plusieurs cycles de sédimentation se sont succédés au cours du continental terminal. La présence de cuirasses qui peuvent se rencontrer à différentes profondeurs, au coeur de ces sédiments témoignent par ailleurs des conditions climatiques particulières (chaudes et humides) au cours des phases d'exondation. L'étagement, dans l'espace, des séries inférieure et moyenne, l'absence presque générale de la partie supérieure, les décrochements plus récents de la surface de cuirasse ferrugineuse indiquent enfin une période profondément marquée par une importante phase tectonique (surrection des massifs méridionaux et subsidence de la cuvette centrale).

d) Les formations quaternaires

L'histoire géologique de la cuvette centrale peut se résumer en une succession de régressions et de transgressions provoquée au cours du quaternaire récent par l'alternance de périodes arides et pluviales (fig. 7) (PIAS, 1968 ; SERVANT, 1973).

Après les dernières phases de dépôt du continental terminal, six épisodes sédimentaires vont se succéder entre la fin du pluvial P_1 (39 500 ans B.P.) et la dernière avancée importante du lac Tchad vers le Sud (1 800 ans B.P.). On peut différencier selon PIAS (1968) les *formations fluviatiles* comprenant la série ancienne remaniée, la série sableuse récente et la série alluviale subactuelle à actuelle des *formations lacustres ou fluvio-lacustres*, constituées de la série fluvio-lacustre ancienne à nodules calcaires et des séries lacustres récentes et actuelles.

La *série ancienne remaniée* (antérieure à 39 500 ans B.P.) date de la fin du pluvial P_1. Elle est contemporaine du 1er delta du Chari qui correspondait à un lac de près de 850 000 km^2. Elle résulte du décapage des formations du continental terminal et de l'ablation des sols qui s'y étaient formés, mais aussi, comme en témoigne le spectre des minéraux lourds, de l'érosion des massifs granitiques voisins. Les sédiments qui la composent sont essentiellement sableux, la fraction argileuse (15 %) étant à dominance de kaolinite avec des traces d'illite et de montmorillonite. Le passage à la période aride A_1 (de 39 500 à 30 000 ans B.P.) se traduit par des dépôts de plus en plus fins, par un régime de vents plus intenses et par la formation du 1er erg.

Le dépôt de la *série fluvio-lacustre ancienne* se réalise au cours du pluvial P_2 (de 30 000 à 21 350 ans B.P.) et de la 2ème transgression. Très largement représentée dans le bassin aval, elle débute à la base par une sédimentation grossière à galets de quartz, débris de cuirasses, sables grossiers surmontée d'un dépôt argilo-sableux à nodules calcaires. La fraction argileuse (35 %) est composée de montmorillonite, de kaolinite et d'illite ; le pourcentage de feldspaths reste inférieur à 2 %. Au cours d'un nouvel épisode aride A_2 (de 21 350 à 12 000 ans B.P.) le retrait des avancées lacustres permet le remaniement éolien des formations sableuses anciennes et la constitution du 2ème erg.

A la suite d'un troisième pluvial P3 (de 12 000 à 5 400 ans B.P.), d'importants cours d'eau mettent en place au dessus de la série fluvio-lacustre, un cailloutis quartzeux qui jalonne à la base la *série sableuse récente*. Epaisse de 4 à 5 mètres cette série se poursuit par des sables grossiers riches en feldspaths et se termine par des sables quartzeux grossiers. La fraction argileuse peu représentée (5 à 10 %) est à dominance de kaolinite et on note parfois des pourcentages très élevés (15 à 20 %) de feldspaths à la base des profils. Au cours de ce pluvial le remaniement des séries sableuses qui ceinturent un lac de 350 000 km^2 conduit à la formation du premier cordon sableux (cote 320 m), alors que s'effectue la mise en place de la série lacustre récente.

La *série lacustre récente* représentée par des dépôts argileux ou argilo-sableux s'intercale dans la série sableuse récente, ou se superpose à la série fluvio-lacustre ancienne. Elle est particulièrement bien développée au nord de Bongor sur la rive gauche du Logone (Yaérés), mais on la retrouve aussi en rive droite dans la dépression inter Logone-Chari ou elle excède rarement un mètre d'épaisseur. La montmorillonite prédomine dans la fraction argileuse (30 %) et elle s'accompagne de kaolinite et d'illite. Les nodules calcaires sont fréquents.

La superficie du lac à la fin de ce troisième pluvial, va régresser. L'installation de nouvelles conditions arides aboutit à la formation du 3ème erg caractérisé par un système de dunes longitudinales.

La dernière période pluviale P4 (de 3 200 à 1 800 ans B.P.), moins importante que les précédentes correspond aux dépôts des *séries subactuelles à actuelles lacustres ou fluviatiles*. Elles caractérisent la 4ème transgression et correspondent à une avancée modeste du lac Tchad (cordon sableux 287-290 m).

La série fluviatile marque la dernière manifestation de l'alluvionnement et se caractérise par des dépôts limoneux, limono-argileux, argilo-limoneux, les sédiments uniquement sableux étant très rares. Elle est localisée le long des axes de drainage actuels et dans la dépression de Massénya au sud-est de N'Djaména. La fraction colloïdale est à dominance de kaolinite.

La série argileuse subactuelle à actuelle représente les sédiments déposés en périodes de hautes et moyennes eaux, dans les lacs ou dans les plaines d'inondation actuelles lors du débordement des fleuves. La sédimentation est une sédimentation à faciès fin avec une prédominance de minéraux argileux du type kaolinite-illite. La cuvette tchadienne semble devoir aujourd'hui se diriger vers un nouvel épisode aride dont on peut déceler les évènements indicateurs dans la récente sécheresse de Sahel et l'avancée remarquée du désert vers les zones méridionales.

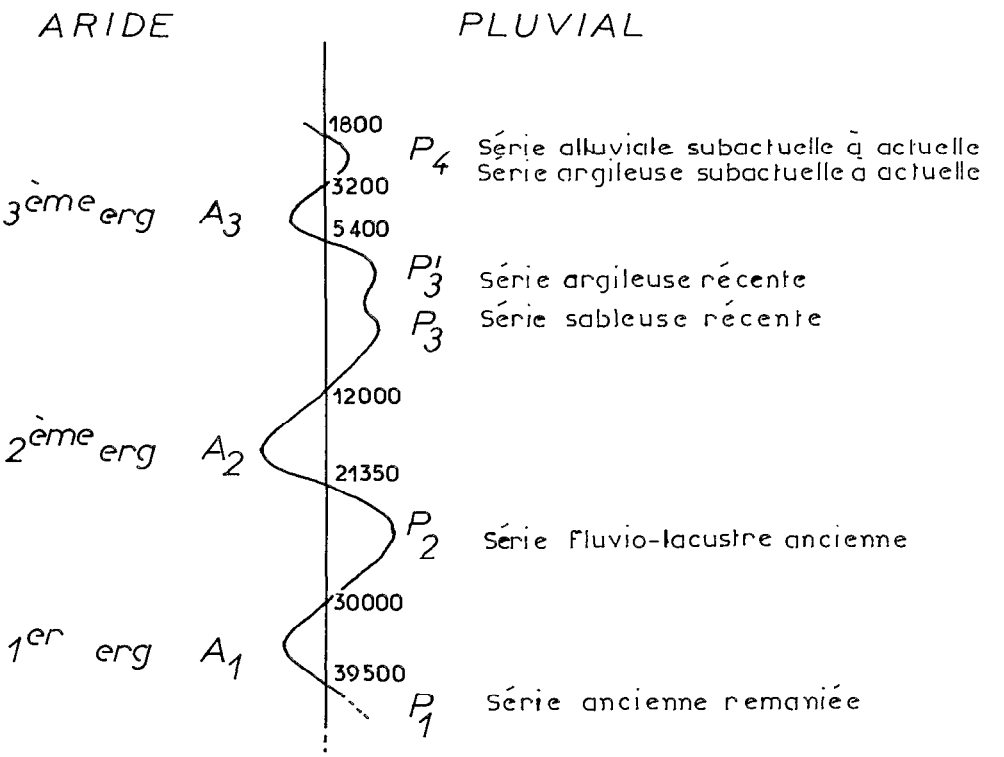


Fig. 7- Sédimentation fluviatile et fluvio-lacustre, remaniement éolien au cours des variations climatiques du quaternaire récent (SERVANT 1967 et PIAS 1968).

B. ESSAI D'ESTIMATION D'UNE COMPOSITION CHIMIQUE MOYENNE DES ROCHES DU SOCLE PRECAMBRIEN

1. Superficie des grands groupes lithologiques

A partir de la carte au 1/1000 000ème, les surfaces occupées par les différentes formations géologiques ont été estimées par planimétrie. Il n'a pas été tenu compte du relief, ce qui bien entendu entraîne une sous-estimation des surfaces, mais l'erreur commise doit être du même ordre de grandeur que celle qui résulte du planimétrage.

Le socle précambrien avec 150 000 km^2 représente 45 % de la surface des bassins amonts. Les granites (46 %) comme nous l'avions souligné prédominent, puis viennent par ordre d'importance, les migmatites (15 %), les quartzites (14 %), le gneiss (10 %), les charnockites (8 %), les amphibolites, les schistes et les micaschistes (7 %). Les grès secondaires (grès de l'Adamaoua, de Carnot et d'Ouadda) et les formations volcaniques n'ont pas été comptés malgré des surfaces respectives de 9000 et de 4400 km^2.

Tableau VI

Surfaces des différentes formations géologiques sur les bassins amont du Chari et du Logone (km^2)

Formations géologiques	Logone (Laï)	Bahr Sara (Manda)	Chari (Sahr)	Total
Socle précambrien				
granites	20.860	22.370	25.970	69.200
migmatites	6.620	13.070	3.390	23.080
gneiss	-	6.010	8.370	14.380
charnockites	-	9.350	2.200	11.550
quartzites	-	2.260	18.400	20.660
amphibolites	990	2.170	500	3.660
schistes	-	2.400	-	2.400
micaschistes	100	2.250	2.950	5.300
	28.570	59.880	61.780	150.230
Formation Superficielles				
a) Secondaire				
grès Adamaoua	1.050	-	-	1.050
grès Carnot	-	910	-	910
grès Ouadda	-	-	7.050	7.050
b) Tertiaire				
formations volcaniques	4.440	-	-	4.440
grès cont. terminal	11.620	11.660	26.020	49.300
c) Quaternaire				
série ancienne remaniée	8.340	5.600	8.900	22.840
série fluvio-lac. à nodules	130	-	{ 65.000	{ 65.130
série sableuse récente	-	-		
alluvions actuelles	2.850	1.950	24.250	29.050
Surface des bassins versants	57.000	80.000	193.000	330.000

2. Composition chimique moyenne des roches du socle précambrien

Le tableau VII donne la composition chimique moyenne des différentes roches du bassin. Les résultats proviennent d'analyses nouvelles réalisées au Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface de Strasbourg, mais aussi des études réalisées par LASSERRE (1958), POUIT (1958), BESSOLES (1962) et BELINGA (1972).

L'examen des différents groupes lithologiques du soubassement géologique, montre que les minéraux primaires qui prédominent dans 90 % des roches (granites, migmatites, quartzites, gneiss et charnockites), sont le quartz, les feldspaths et les micas. La hornblende est bien représentée dans les amphibolites et, l'hypersthène associée au grenat apparaît en quantités notables dans les charnockites. Ces minéraux sont cependant peu abondants à l'échelle du bassin.

Par sa composition chimique, la roche moyenne est très proche des granites, les seules différences notables correspondent à une teneur plus élevée en fer et plus faible en aluminium. La composition

quartz (SiO_2)	: 38 %	annite ($KAl\ Si_3Fe^{II}_3O_{10}(OH)_2$)	19 %
albite ($NaAlSi_3O_8$)	: 23 %	muscovite ($K\ Al_3Si_3O_{10}(OH)_2$)	
anorthite ($CaAl_2Si_2O_8$)	: 12 %	gédrite ($Mg_4Al_6Si_5O_{22}(OH)_2$)	
feldspath K ($KAlSi_3O_8$)	: 8 %		

minéralogique moyenne a été estimée en considérant, que tout le fer se trouve dans la biotite, le magnésium dans la gédrite, le sodium dans l'albite, le calcium dans l'anorthite et que le potassium se partage entre le feldspath potassique et les deux micas, ce qui est évidemment très approximatif.

Tableau VII

Composition chimique moyenne des roches du socle précambrien

a) composition moyenne des différents types de roches (N = nombre d'analyses)
b) surface totale (en km²) et % occupé par les différentes formations géologiques
c) estimation de la composition de la roche moyenne.

	N	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	Mn_3O_4	Perte à 1000° C
a) Roches											
granites	36	70,64	15,26	2,60	0,74	1,24	3,22	4,71	0,38	0,09	1,12
migmatites	46	69,42	13,02	6,12	1,66	2,58	2,92	3,51	0,59	0,10	0,08
quartzites	9	91,35	3,79	1,55	0,35	0,55	0,40	0,38	0,20	0,09	1,34
gneiss	17	69,78	13,60	4,99	0,11	4,34	4,09	2,19	0,58	0,10	0,22
charnockites	11	59,30	16,50	8,56	2,82	5,08	2,87	2,40	1,40	0,14	0,45
amphibolites schistes	17	49,79	16,24	11,64	5,71	10,22	3,60	0,43	1,14	0,19	1,04
micaschistes	2	72,65	13,15	6,51	2,44	0,52	0,62	1,17	0,38	0,21	0,48
	138										

b) Surface totale	granites	migmatites	quartzites	gneiss	charnockites	amphibolites et schistes	micaschistes
150.300 km²	46,1 %	15,4 %	13,7 %	9,6 %	7,7 %	4,0 %	3,5 %

c) Roche moyenne	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	Mn_3O_4	Perte à 1000° C
	71,57	13,25	4,18	1,19	2,28	2,77	3,22	0,52	0,10	0,92

Le bassin amont, les plaines aval et le lac Tchad se différencient donc par leurs caractères climatiques, hydrologiques, morphologiques, pédologiques et géologiques.

Je me propose maintenant de préciser le bilan géochimique et les mécanismes de l'altération, de l'érosion et de la sédimentation dans chacune de ces trois grandes régions géographiques.

PREMIÈRE PARTIE

LES BASSINS DE L'AMONT

Cette partie est divisée en deux chapitres. Le premier est consacré au bilan des apports fluviatiles en solution et en suspension du bassin à l'amont de Sahr pour le Chari, et de Laï pour le Logone. Le second chapitre a trait au détail des mécanismes de l'érosion chimique et mécanique.

CHAPITRE I

BILAN MOYEN DES APPORTS FLUVIATILES DES BASSINS AMONT

Pour évaluer le bilan des exportations en solution et en suspension à l'exutoire du grand bassin amont, on dispose de mesures chimiques et minéralogiques échelonnées sur une période de quatre années (1969-1973), pour les produits en solution, et de sept années (1968-1975), pour les matières en suspension.

La précision d'un bilan d'exportation de matière est conditionnée par la qualité des données hydrologiques disponibles, surtout lorsque l'on veut étendre ce bilan à une période relativement longue. Déterminées avec des fortunes diverses sur l'ensemble du réseau hydrologique, ces données de base ont, en revanche, été établies (BILLON *et al.* 1969), avec plus de précision de 1957 à 1975 pour les trois stations clefs, qui contrôlent à l'exutoire du bassin amont, les trois principaux axes de drainage : le Logone à Laï, le Bahr Sara à Manda et le Haut-Chari à Sahr (anciennement Fort - Archambault). Sur les dix-neuf années de mesures, de nombreuses lacunes, d'importance inégale, ont été observées et si certaines d'entr'elles ont pu être comblées, soit par extrapolation, soit par corrélation avec les débits mesurés aux stations voisines, d'autres par contre essentiellement situées en période de vives eaux, n'ont pu faire l'objet d'aucune estimation.

En définitive, le choix s'est fixé sur quatorze années dans la période 1957-1975, les cinq cycles hydrologiques suivants ayant été éliminés : 1959-1960, 1965-1966, 1966-1967, 1967-1968 et 1974-1975.

I – BILAN HYDROLOGIQUE

A- DONNEES GENERALES

A partir des valeurs journalières des débits établies par les hydrologues de l'ORSTOM depuis 1952, et résumées dans les travaux de BILLON *et al.*(1969), CARRE (1972), CHOURET (1973, 1975), on détermine pour les quatorze années choisies et pour chacune des stations-clefs, les volumes moyens annuels . Les résultats obtenus pour Laï, Manda et Sahr sont respectivement donnés dans les tableaux VIII, IX et X.

Tableau VIII

Le Logone à Laï (1956-1975) : moyennes mensuelle , annuelle et interannuelle (m^3/s) ; volumes annuels et interannuels (10^9 m^3)

Cycle hydrologique	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	Module	Volume annuel
1956-1957*	79	149	468	1089	2000	1962	482	197	117	83	60	58	565	17,82
1957-1958*	105	276	532	1056	1549	1110	493	198	108	76	53	53	469	14,79
1958-1959*	76	268	777	913	1818	1376	496	189	122	90	59	56	522	16,46
1959-1960	94	132	350	1038	2375	1486	389	170	115	83	60	62	530	16,71
1960-1961*	124	117	535	1262	2104	2090	878	260	158	103	71	64	650	20,50
1961-1962*	78	153	776	1080	2049	1639	473	219	145	101	74	106	577	18,20
1962-1963*	102	163	404	706	1847	1973	524	245	159	113	84	72	535	16,87
1963-1964*	209	127	508	1765	2058	1221	502	218	141	100	70	74	585	18,45
1964-1965*	118	157	462	1038	2135	1218	429	194	120	84	59	48	507	15,99
1965-1966	85	156	522	1212	1404	928	292	133	88	60	43	38	416	13,12
1966-1967	89	166	398	894	2250	1112	567	196	121	-	-	-	500	15,77
1967-1968	-	-	-	-	-	-	-	-	119	88	65	53	-	-
1968-1969*	98	203	652	1398	1878	912	281	148	100	75	91	70	494	15,58
1969-1970*	132	177	598	1666	2571	1402	475	205	127	85	54	64	632	19,93
1970-1971*	91	133	495	1470	2715	1288	345	162	103	69	43	56	583	18,39
1971-1972*	55	190	532	1050	1740	798	268	123	77	55	41	49	407	12,84
1972-1973*	70	181	240	659	638	604	213	89	61	44	31	29	238	7,51
1973-1974*	59	76	196	657	1060	739	183	73	40	28	22	23	263	8,29
1974-1975	71	128	315	1010	1450	956	319	141	84	54	36	30	383	12,08
Moyenne 1956/75	96	158	487	1109	1869	1267	423	176	111	77	56	56	490	15,45
Moyenne* sur 14 ans	100	163	513	1129	1869	1309	432	180	113	79	58	59	502	15,83

Tableau IX

Le Bahr Sara à Manda (1956-1975) : moyennes mensuelle , annuelle et interannuelle (m^3/s) ; volumes annuels et interannuels (10^9 m^3)

Cycle hydrologique	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	Module	Volume annuel
1956-1957*	(205)	288	667	1114	(1958)	2240	(1285)	(537)	405	240	120	70	765	24,13
1957-1958*	(300)	325	321	569	1075	1141	998	480	(415)	(320)	(140)	(60)	512	16,15
1958-1959*	100	(144)	365	758	1386	(888)	593	313	141	86	40	60	407	12,84
1959-1960	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	(636)	20,06
1960-1961*	40	70	335	(270)	(1532)	(1844)	(1725)	(818)	(350)	(210)	(140)	100	620	19,55
1961-1962*	70	(104)	245	757	1997	2898	(1252)	460	(249)	205	(140)	(125)	711	22,42
1962-1963*	(227)	(287)	(412)	821	1842	2461	1270	567	318	234	163	(156)	732	23,08
1963-1964*	(275)	(213)	(482)	1178	1610	1137	(585)	(253)	(175)	(120)	(80)	(55)	515	16,24
1964-1965*	(95)	(106)	(304)	543	1265	1527	(805)	(301)	(163)	(119)	(97)	(81)	452	14,25
1965-1966	(72)	(92)	(206)	726	1250	-	-	-	-	-	-	-	(370)	11,67
1966-1967	(89)	(140)	256	673	-	-	-	-	135	80	51	40	415	13,09
1967-1968	54	61	240	634	1584	1846	(735)	(294)	171	112	73	60	492	15,52
1968-1969*	80	112	304	1081	1085	1059	617	259	168	115	125	88	426	13,43
1969-1970*	84	84	295	1010	1439	1202	696	260	168	104	59	45	455	14,35
1970-1971*	51	70	187	945	1661	1710	765	268	171	106	62	64	507	15,99
1971-1972*	35	35	143	648	1530	1391	550	209	113	66	32	25	398	12,55
1972-1973*	30	(89)	(142)	410	(586)	553	282	99	51	24	13	32	193	6,09
1973-1974*	26	50	(111)	563	783	(481)	165	56	31	21	16	15	194	6,12
1974-1975	29	45	116	640	1410	1280	478	151	77	48	33	(25)	362	11,42
Moyenne 1956/75	92	129	285	741	1411	1479	800	334	194	130	81	65	480	15,14
Moyenne* 14 ans	116	141	308	762	1410	1467	828	350	208	140	88	70	493	15,55

Il est alors possible d'obtenir les éléments du bilan hydrologique pour l'ensemble du bassin amont. A titre d'exemple, les valeurs calculées pour le cycle 1969-1970 ont été reportées dans le tableau XI. Enfin le tableau XII fournit les résultats généraux pour la période de temps considérée.

Cycle hydrologique	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	Module	Volume annuel
1956-1957*	57	60	104	263	645	1311	1014	454	232	126	82	76	370	11,67
1957-1958*	59	110	163	359	519	593	574	387	209	114	72	50	268	8,45
1958-1959*	49	46	118	270	(471)	603	514	339	184	78	48	(35)	(230)	7,25
1959-1960	47	49	73	206	505	885	726	349	146	70	46	(34)	262	8,26
1960-1961*	(39)	(43)	(96)	271	473	880	1035	564	293	150	81	55	(332)	10,47
1961-1962*	47	51	170	395	935	1912	1160	492	255	150	97	76	480	15,14
1962-1963*	73	78	139	283	687	1517	1171	(580)	(320)	(180)	(120)	74	(437)	13,78
1963-1964*	78	80	149	434	790	795	528	338	199	103	57	44	300	9,46
1964-1965*	47	44	140	297	558	1168	977	547	(304)	164	85	54	367	11,57
1965-1966	(48)	(39)	89	202	405	536	525	258	109	63	41	32	196	6,18
1966-1967	41	79	172	331	582	750	647	408	205	99	56	35	285	8,99
1967-1968	31	31	77	190	496	980	825	425	200	100	55	40	288	9,08
1968-1969*	43	63	166	346	495	550	416	254	112	67	48	39	217	6,84
1969-1970*	36	42	78	232	375	474	486	295	123	57	37	32	189	5,96
1970-1971*	31	32	40	160	468	857	518	265	94	39	24	17	212	6,69
1971-1972*	15	17	56	243	529	758	552	243	82	42	26	17	215	6,78
1972-1973*	18	22	41	124	246	280	289	158	54	29	17	14	108	3,41
1973-1974*	13	14	25	92	154	428	320	172	58	27	18	10	128	4,04
1974-1975	10	14	78	-	-	-	585	314	131	55	27	(18)	-	-
Moyenne 1956/75	41	49	104	261	530	849	652	350	167	86	51	39	266	8,39
Moyenne 14 ans*	43	50	106	269	539	866	682	363	180	95	58	42	275	8,67

Tableau X

Le Chari supérieur à Sahr (1956-1975) : moyennes mensuelle, annuelle et interannuelle (m^3/s) ; volumes annuels en 10^9 m^3.

Tableau XI

Exemple de calcul du bilan des volumes d'eau évacués de la zone amont (en m^3/s) pour le cycle hydrologique 1969-1970

Cycle hydrologique 69/70	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	Module annuel
Logone à Laï	132	177	598	1666	2571	1402	475	205	127	85	54	64	632
Bahr Sara à Manda	84	84	295	1010	1439	1202	696	260	168	104	59	45	455
Ht Chari à Sahr	36	42	78	232	375	474	486	295	123	57	37	32	189
Somme	252	303	971	2908	4385	3078	1657	760	418	246	150	141	1277

L'exportation moyenne annuelle s'élève à 40 milliards de m^3, volume qui correspond à un module moyen annuel de 1270 m^3/s. Dans cet apport en eau vers les plaines alluviales de la zone aval, 40 % proviennent du haut bassin du Logone et 60 % de l'association du Bahr Sara et du Chari supérieur.

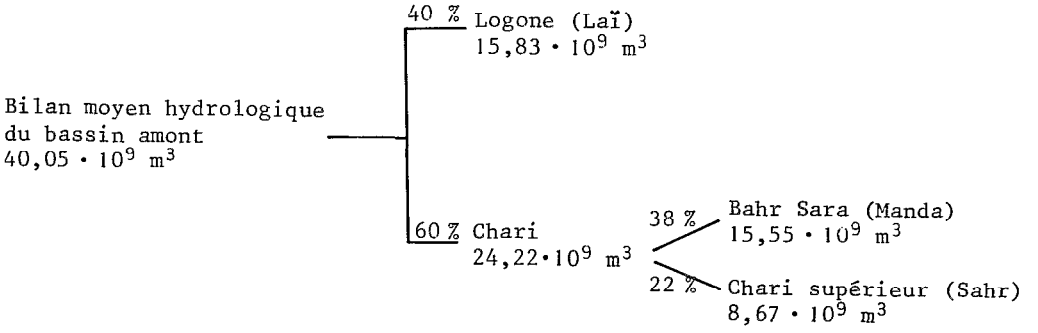


Tableau XII

Volumes d'eau évacués de l'ensemble du bassin amont.
Moyennes mensuelle , annuelle , interannuelle en m^3/s. Volume annuel en 10^9 m^3

Cycle hydrologique	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	Module	Volume annuel
1956-1957	341	497	1239	2466	4603	5513	2781	1208	754	449	262	204	1700	53,61
1957-1958	464	711	1016	1984	3143	2844	2065	1065	732	510	265	163	1250	39,42
1958-1959	225	458	1260	1941	3675	2867	1603	841	447	254	147	151	1160	36,58
1960-1961	203	230	966	1803	4109	4814	3638	1642	801	463	292	219	1602	50,52
1961-1962	195	308	1191	2232	4981	6449	2885	1171	649	456	311	307	1768	55,76
1962-1963	402	528	955	1810	4376	5951	2965	1392	797	527	367	302	1704	53,73
1963-1964	562	420	1139	3377	4458	3153	1615	809	515	323	207	173	1399	44,12
1964-1965	260	307	906	1878	3958	3913	2211	1042	587	367	241	183	1326	41,82
1968-1969	221	378	1122	2825	3458	2521	1314	661	380	257	264	197	1139	35,92
1969-1970	252	303	971	2908	4385	3078	1657	760	418	246	150	141	1277	40,27
1970-1971	173	241	722	2575	4844	3855	1628	695	368	214	129	137	1303	41,09
1971-1972	105	142	731	1941	3799	2947	1370	575	272	163	99	91	1023	32,26
1972-1973	118	292	423	1193	1470	1437	784	346	166	97	61	75	541	17,06
1973-1974	98	140	332	1312	2197	1648	668	301	129	76	56	50	586	18,48
Moyenne sur 14 ans	259	354	927	2160	3818	3642	1942	893	501	314	204	171	1270	40,05

B- VARIATIONS DU REGIME HYDROLOGIQUE

Une illustration de l'abondance et de l'irrégularité des régimes hydrologiques est fournie par la figure 8, qui présente la séquence annuelle des débits journaliers pour une année sèche, une année humide et une année moyenne.

Les débits majeurs s'observent en septembre, octobre et novembre . Ces trois mois assurent à eux seuls les 2/3 de l'écoulement annuel, quelque soit l'année considérée. Les débits maximaux atteignent près de 7000 m^3/s en saison exceptionnellement humide, alors qu'ils n'excèdent pas 2600 m^3/s en saison très sèche, la moyenne se situant vers 5000 m^3/s.

Sur les quatorze années d'observation, sept sont comparables à l'année moyenne, les écarts les plus faibles étant enregistrés pour le cycle 1969/1970. C'est au cours de ce cycle qu'ont été effectuée la majeure partie des analyses d'eaux. Quatre cycles sont largement excédentaires et

trois nettement déficitaires, l'incidence des périodes arides sur l'écoulement moyen étant plus importante que celle des saisons très humides (ainsi le déficit en eau par rapport à l'écoulement moyen est de 60 % en 1972-1973, alors que l'excédent de l'année 1961-1962, année de crue exceptionnelle, est d'ordre de 40 %).

La gamme des variations observées dans les écoulements au cours des quatorze années de référence, laisse enfin présumer que le bilan hydrologique moyen calculé, est tout à fait acceptable.

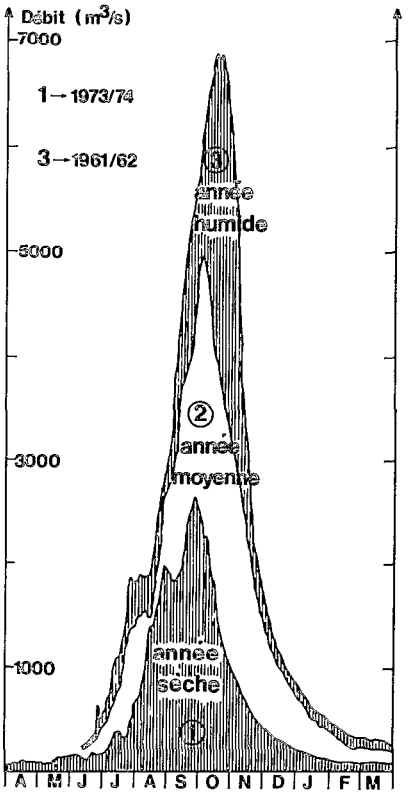


Fig. 8- Hydrogramme annuel pour l'ensemble du bassin amont (années sèche, moyenne et humide).

C- CONTRIBUTION DES TROIS COLLECTEURS

1. Année moyenne

Pour l'année moyenne, les contributions respectives à l'écoulement total sont à peu près semblables pour le Logone et le Bahr Sara (39,5 % contre 38,8 %), le Chari supérieur n'assurant quant à lui que 21,7 % de l'évacuation des masses d'eau. L'étude des variations mensuelles de ces pourcentages (tableau XIII) suggère les faits suivants :

- de juin à septembre, le Logone est prédominant, 50 % des apports en eau de la zone amont transitent par la station de Laï. Cette période de l'année correspond à la montée générale des eaux, l'érosion mécanique sur les bassins versants s'exerce avec le maximum d'intensité et les rivières présentent les concentrations les plus élevées en éléments figurés. La nature et la quantité des matériaux en suspension exportés de l'ensemble du bassin, sont essentiellement contrôlées par l'écoulement des eaux du Logone, à un degré moindre par celui du Bahr Sara et de manière négligeable par les apports du Chari supérieur.

- D'octobre à novembre, le Logone amorce sa décrue, l'Ouham ou Bahr Sara atteint sa côte maximale, les apports du Chari supérieur deviennent importants. Les apports de matériaux en solution et en suspension s'équilibrent sensiblement et les trois fleuves influencent le bilan global des exportations de manière semblable.

- De décembre à mai, les trois collecteurs sont en décrue, mais les bassins de l'est (Bahr Sara et du Chari supérieur) sont les plus alimentés. Cette période, correspond à la vidange des nappes et au soutirage chimique à la base des profils d'altération . La concentration des éléments en solution augmente. La qualité chimique des eaux est nettement influencée par la nature des solutions qui transitent à Sahr et surtout à Manda.

Tableau XIII

Variations mensuelles (en %) de la contribution des trois collecteurs au bilan général de l'écoulement du bassin amont (année moyenne).

Mois	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	Annuel
Modules mensuels et annuels moyens	259	354	927	2160	3818	3642	1942	893	501	314	204	171	1270
% Logone à Laï	39	46	55	52	49	36	22	20	23	25	28	35	39,5
% Bahr Sara à Manda	45	40	33	35	37	40	43	39	41	45	43	41	38,8
% Chari supérieur à Sahr	16	14	12	12	14	24	35	41	36	30	29	24	21,7

On met ici en évidence le rôle singulier des différents collecteurs. Le bilan chimique de l'ensemble du bassin amont est plutôt sous la tutelle des bassins orientaux, en revanche, le bilan mécanique est essentiellement réglé par la capacité érosive des pluies sur la zone occidentale.

2. Variations annuelles

La part qui revient à chacun des tributaires, est variable selon que l'année est sèche ou humide (fig. 9). En période sèche (module annuel inférieur à 1000 m^3/s) le Logone est l'élément majeur du bilan ; en période humide, en revanche (module annuel supérieur à 1500 m^3/s), le Bahr Sara assure l'essentiel du transport liquide. Plus la pluviosité est élevée, plus les débits sont forts et plus les bassins de l'est sont relativement prépondérants ; plus la pluviosité est faible et les apports en eau réduits, et plus le Logone prend le pas sur les autres collecteurs.

D- CONCLUSIONS

Deux bassins se distinguent donc par leur régime hydrologique : le bassin du Logone à l'Ouest et le bassin du Chari-Bahr Sara à l'Est. Globalement, le premier contribue pour 40 % et le second pour 60 % aux volumes d'eau exportés vers la plaine centrale et le lac. Cependant durant les périodes sèches, ces proportions s'inversent et le Logone prend relativement plus d'importance.

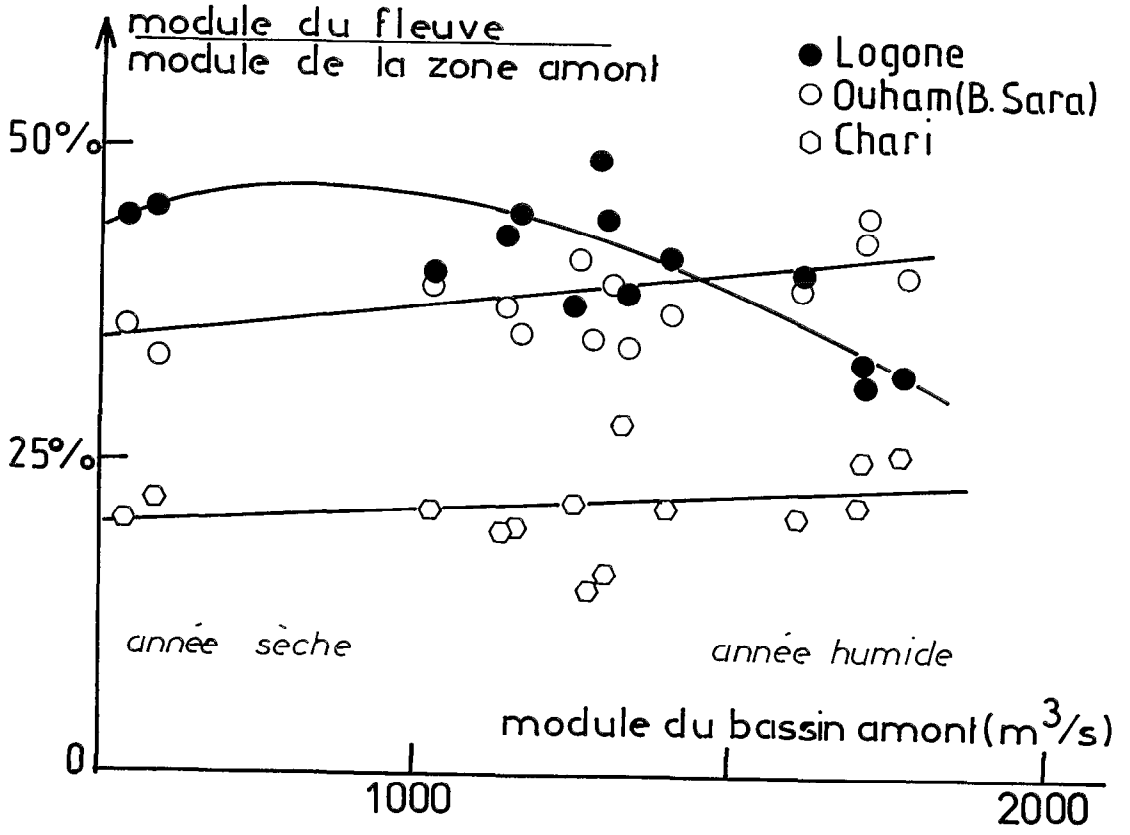


Fig. 9- Evolution (en %) de la contribution des différents collecteurs au débit total

II – BILAN DES EXPORTATIONS EN SOLUTION

C'est à DUPONT (1968) et ROCHE (1968, 1969) que l'on doit les premières études sur la physico-chimie des eaux du Chari et du Logone. Plus tard, GROVE (1972) a analysé les eaux de ces deux collecteurs avant leur confluent, en amont de N'Djaména. ROCHE (1973) et CARMOUZE (1976) ont enfin précisé le bilan des apports en sels par les fleuves qui alimentent le lac Tchad. La zone amont a été étudiée durant quatre années de 1968 à 1972. Si les difficultés d'accès aux stations ont parfois rendu malaisé un échantillonnage mensuel systématique, les 171 analyses dont nous disposons sont suffisamment bien réparties en fonction des saisons pour caractériser toute la gamme des variations dans les concentrations.

La détermination du pH et de la conductivité, les 171 analyses des éléments majeurs : H_4SiO_4 , Na^+, K^+, Ca^{2+}, Mg^{2+}, HCO_3^-, Cl^-, SO_4^{2-}, PO_4^{3-} et les 26 analyses des éléments traces : Fe, Al, Mn, Ti, Cr, Co, Cu, Pb, Mo, Sn, V, Ni, Sr, Ba, Li et Rb ont été réalisées au laboratoire de spectrographie de l'ORSTOM à Bondy, selon les techniques mises au point par PINTA *et al.* (1971).

Le trait dominant qui caractérise la chimie des eaux des trois collecteurs est, sans conteste,

les faibles écarts interannuels observés au cours de la même saison. La reproductibilité d'année en année des concentrations ioniques saisonnières est satisfaisante. Ceci a été également remarqué pour les eaux de la zone aval par ROCHE (1973) et CARMOUZE (1976). On peut ainsi, à partir de la connaissance des teneurs moyennes mensuelles, établir avec précision le bilan des exportations en solution pour la période 1956-1975, dont les caractéristiques hydrologiques viennent d'être établies (tableau XII).

A- CHARGE TOTALE EN SOLUTION ET EROSION CHIMIQUE

1. Charge totale

Les quantités de substances dissoutes dans les eaux des trois fleuves, sont du même ordre de grandeur (tableau XIV). La charge moyenne annuelle en solution pour l'ensemble du bassin amont s'élève à 58,6 mg/l, valeur obtenue en pondérant par les volumes correspondants les charges du Logone à Laï (57,5 mg/l), du Bahr Sara à Manda (57,3 mg/l) et du Chari supérieur à Sahr (63,1 mg/l).

Le volume d'eau moyen annuel étant de $40,0^5 . 10^9 m^3$, le bilan moyen des exportations en solution pour l'ensemble du bassin amont, se chiffre en année moyenne à 2 350 000 tonnes. Les contributions du Logone et du Bahr Sara sont identiques : 910 000 et 890 000 tonnes, en revanche, le Chari supérieur ne livre annuellement en solution, que 550 000 tonnes.

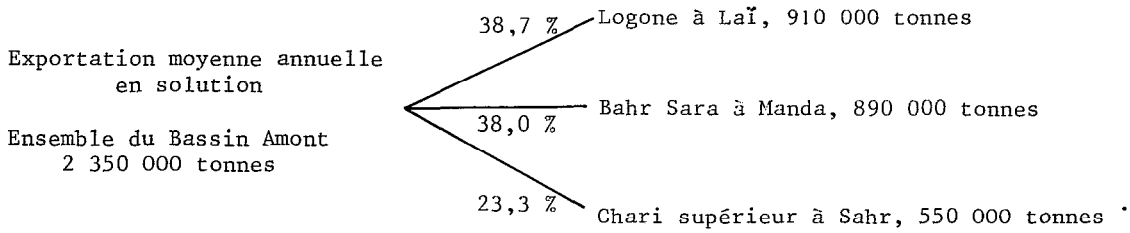


Tableau XIV

Moyennes mensuelle et annuelle (en mg/l) des quantités de substances dissoutes dans les différents collecteurs. Moyennes mensuelle et annuelle obtenues pour l'ensemble du bassin amont.

- première ligne : charge totale en solution
- deuxième ligne : somme des cations et de la silice

Bassin \ Mois	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	Année
Logone	64,8	54,2	53,2	52,4	54,8	59,1	70,1	68,3	70,8	73,9	75,5	68,9	57,5
Laï	29,3	27,5	25,9	27,9	29,1	30,1	33,6	32,6	33,0	34,0	34,7	31,3	29,3
Bahr Sara	61,7	61,4	49,4	46,7	56,2	58,5	59,6	63,3	65,6	73,7	72,5	75,1	57,3
Manda	31,1	31,4	26,5	26,2	29,9	31,2	30,9	31,2	30,5	33,3	33,9	36,0	29,9
Haut Chari	70,8	70,3	54,4	49,0	58,1	59,9	65,8	72,4	74,5	75,2	76,9	78,7	63,1
Sahr	32,7	31,4	25,4	23,6	27,8	29,3	30,6	31,7	31,4	32,2	33,1	34,1	29,3
Ensemble du bassin amont	64,4	59,3	52,1	50,0	55,8	59,0	64,1	68,0	70,0	74,2	74,6	73,8	58,6
	30,7	29,6	26,0	26,8	29,2	30,4	31,4	31,7	31,4	33,1	33,9	34,0	29,6

2. Erosion chimique (somme des cations et de la silice)

L'érosion chimique qui affecte le bassin amont, ne peut être déterminée à partir de cette valeur globale des exportations en solution. Il est nécessaire de soustraire à cette charge en solution, la valeur du bicarbonate qui ne provient pas de l'hydrolyse des roches granitiques du substratum. En l'absence de roches carbonatées dans le soubassement géologique, le bicarbonate dosé dans les eaux, résulte de l'intervention du gaz carbonique de l'atmosphère. Les autres cations Cl^-, SO_4^{2-}, PO_4^{3-} étant par ailleurs négligeables et de plus, essentiellement contenus dans les eaux de pluie, le bilan réel du soutirage chimique dans les sols, les arènes ou les roches sous-jacentes, se détermine uniquement à partir de la somme des cations et de la silice.

La moyenne annuelle de la somme cations + silice, est exactement la même pour les trois sous-bassins (tableau XIV, deuxième ligne), et s'élève à 29-30 mg/l. La valeur moyenne pour l'ensemble du bassin amont est de 29,6 mg/l et l'érosion chimique pour une année moyenne s'élève à 1 190 000 tonnes.

Erosion chimique moyenne annuelle

ensemble du Bassin Amont

1 190 000 tonnes

39 %	39 %	22 %
465 000 tonnes	465 000 tonnes	260 000 tonnes
Logone	Bahr Sara	Chari supérieur

La superficie du bassin amont étant de 330 000 km^2, l'érosion chimique spécifique se chiffre chaque année à 3,6 tonnes/km^2. Elle décroît en allant d'ouest en est, lorsqu'on passe des bassins les plus arrosés et les plus accidentés, aux bassins les plus secs et aux reliefs moins accusés ; ainsi l'érosion chimique spécifique s'élève à 8 tonnes/km^2/an pour le Logone à 5,8 tonnes/km^2/an pour le bassin central du Bahr Sara et seulement à 1,3 tonnes/km^2/an pour le bassin du Chari supérieur.

3. Variations saisonnières

a) Concentrations

Les fluctuations saisonnières, aussi bien de la charge totale en solution, que de la somme des cations et de la silice (fig.10), sont semblables d'un collecteur à l'autre.

Les concentrations les plus élevées s'observent en mars et avril lorsque les écoulements à la sortie du bassin sont les plus faibles (de 73 à 79 mg/l pour la charge totale, et de 33 à 34 mg/l pour la somme des cations et de la silice).

Au cours des trois mois qui suivent, mai-juin et juillet, la concentration des solutions décroît régulièrement pour atteindre une valeur minimale en août (de 46 à 53 mg/l pour la charge totale, de 24 à 28 mg/l pour la somme des cations et de la silice).

En septembre et octobre, la tendance se renverse, la baisse des concentrations s'interrompt, bien que les débits à l'exutoire soient les plus importants. Les concentrations augmentent et s'élèvent respectivement à 60 mg/l et 30 mg/l pour la charge totale en solution et la somme des cations et de la silice.

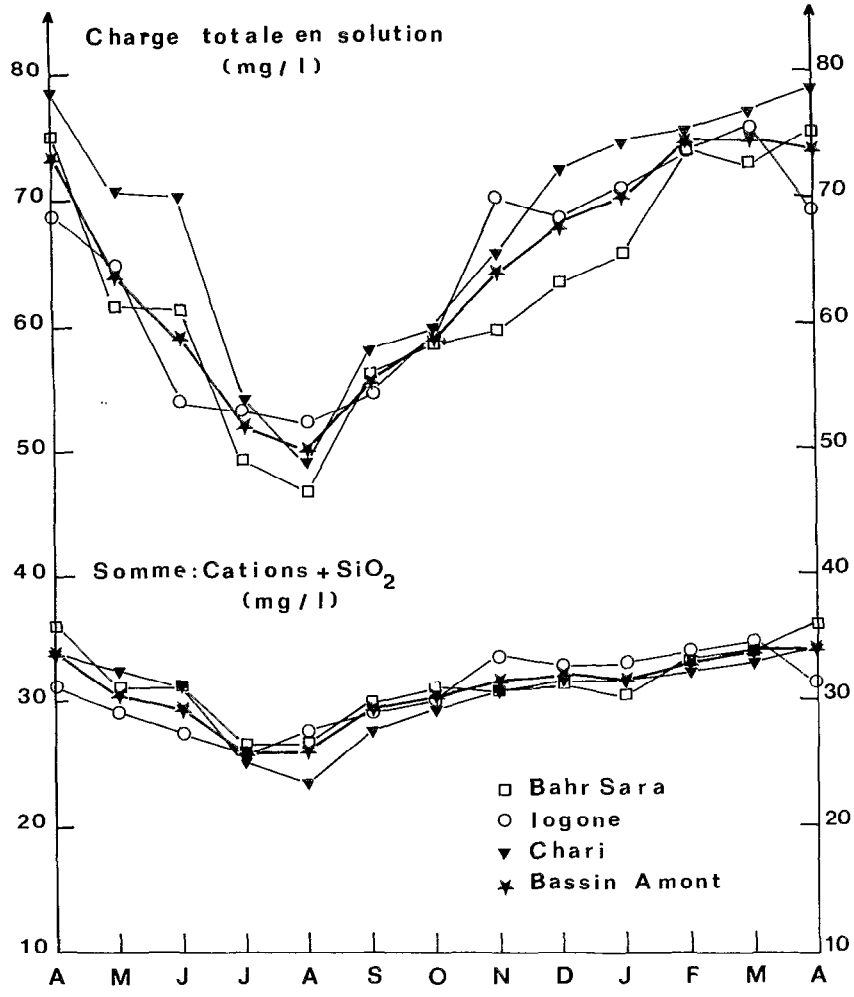


Fig. 10- Evolution saisonnière de la charge totale en solution et de la somme (cations + silice) dans les eaux des différents collecteurs et du bassin amont (en mg/l).

Enfin à partir de novembre, avec l'arrêt des précipitations, les quantités de substances dissoutes augmentent progressivement dans les eaux des trois collecteurs ; 64 mg/l en novembre, 68 mg/l en décembre, 70 mg/l en janvier. Elles s'établissent dès février à un palier de 74 à 75 mg/l, valeurs très proches de celles mesurées pour la période des basses eaux.

b) Tonnages

La figure 11 illustre les variations des tonnages mensuels de substances dissoutes dans les eaux des différents collecteurs, ainsi que les fluctuations pour l'ensemble du bassin amont, de la charge totale en solution.

Les tonnages exportés et la charge totale en solution évoluent en sens inverse : aux concentrations élevées correspondent les plus faibles exportations, les plus forts tonnages coïncident avec les salinités spécifiques minimales. En réalité cette interdépendance n'est qu'apparente et la distribution saisonnière des sels ne fait que suivre celle des apports en eau. Il n'y a en effet, aucune commune mesure entre l'amplitude de variation des débits, et celle de la charge en solution. Ainsi entre octobre et avril, le rapport des volumes d'eau est de 22 alors que le rapport des charges en solution n'est que de 1,25.

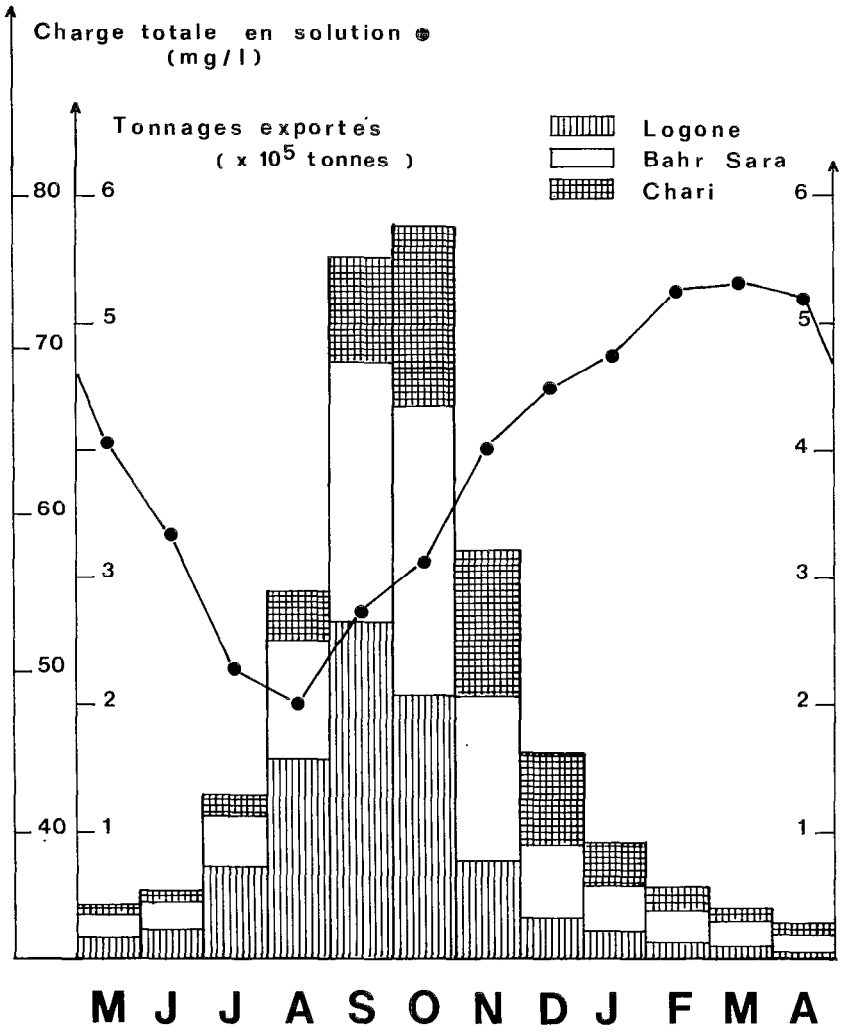


Fig. 11- Tonnages mensuels exportés par les trois collecteurs et variations de la charge en solution pour l'ensemble du bassin amont.

Les apports majeurs en solution (tableau XV.), se produisent en septembre pour le Logone, en octobre pour le Bahr Sara et le Chari supérieur. Les exportations en solution sont liées au volume d'eau écoulé et assurées essentiellement pendant la crue. Ainsi 75 % des exportations pour l'ensemble du bassin amont se réalisent au cours des mois d'août (289 000 tonnes et 12,3 %), de septembre (552 100 tonnes et 23,5 %), d'octobre (576 000 tonnes et 24,5 %) et de novembre (323 000 tonnes et 13,8 %).

4. Hypothèse sur la contribution des eaux souterraines et des eaux de surface

Après une averse, l'eau qui n'est pas perdue par évapotranspiration, a la possibilité avant d'atteindre l' exutoire du bassin, d'emprunter schématiquement trois itinéraires différents.

Elle peut tout d'abord ruisseler à la surface du sol et gagner le fond des vallées par simple écoulement sub-aérien. Elle peut ensuite, s'infiltrer dans les horizons supérieurs des sols et participer dès lors à l'écoulement hypodermique ou écoulement superficiel. Elle peut enfin, après un laps de temps variable, qui est entr'autre fonction de l'humidité des sols, atteindre la nappe souterraine dont elle assure la recharge.

Tableau XV

Tonnages mensuels et annuels exportés en solution par les trois collecteurs et l'ensemble du bassin amont (année moyenne)

Bassins / Mois	LOGONE Laï	BAHR SARA Manda	CHARI SUP. Sahr	BASSIN AMONT
Mai	17 400	19 200	8 100	44 700
Juin	23 000	22 400	9 100	54 500
Juillet	73 000	40 800	15 400	129 200
Août	158 500	95 300	35 300	289 100
Septembre	265 500	205 400	81 200	552 100
Octobre	207 200	229 900	138 900	576 000
Novembre	78 500	127 900	116 300	322 700
Decembre	33 000	59 300	70 400	162 700
Janvier	21 400	36 500	35 900	93 800
Février	14 000	25 000	17 300	56 300
Mars	11 800	17 100	12 000	40 900
Avril	5 200	13 700	8 600	27 500
Année	908 500	892 500	548 500	2349 500

La détermination de la part qui, dans l'écoulement total à l'exutoire d'un bassin revient à chacune de ces trois composantes, est une des motivations essentielles de toute étude hydrologique. Ceci n'est réalisable que dans le cas de petits bassins équipés d'un réseau piézométrique suffisamment dense, pour suivre les variations du niveau de la nappe. A l'aide de quelques hypothèses simplificatrices, il est cependant possible d'accéder à une connaissance grossière de ce bilan en utilisant les seules données chimiques.

En se référant aux données établies pour le bassin de Korhogo en Côte d'Ivoire, pris comme exemple (GIRARD, TOUCHEBOEUF et CRUETTE, 1963 ; GIRARD et CHOURET, 1965 ; FORKASIEWICS et MARGAT, 1967 ; DEGALLIER 1976) on remarque tout d'abord que la contribution en volume du ruissellement subaérien est faible (4 à 6 % du débit total, suivant les années). On note ensuite que la composition chimique de ces eaux de ruissellement n'est pas très différente de la composition des eaux de la partie supérieure de la nappe (TARDY 1967, 1969 ; LENOIR 1972). Il est alors possible, en confondant l'écoulement subaérien et l'écoulement hypodermique, de formuler le bilan des exportations en solution à l'exutoire du bassin par l'équation suivante :

$$C_{ex}\, V_{ex} = C_n\, V_n + C_s\, V_s$$

$$\text{avec: } V_{ex} = V_n + V_s$$

où ex, n et s désignent respectivement l'exutoire, la nappe et les eaux de surface, C les concentrations et V les volumes correspondants.

C_{ex} et V_{ex} sont connus ; il reste à déterminer C_n, C_s, V_n ou V_s soit quatre inconnues pour deux équations.

a) Première hypothèse

On admet que C_n et V_n sont constants tout au long du cycle hydrologique et sont donnés par les

valeurs de la concentration et du volume mesurées au cours du mois le plus sec (avril).

On suppose ainsi que la nappe reste à concentration et débit constants et qu'aux basses eaux, le ruissellement est nul. On peut alors déterminer la variation saisonnière de la composition et du volume des eaux de surface (fig.12).

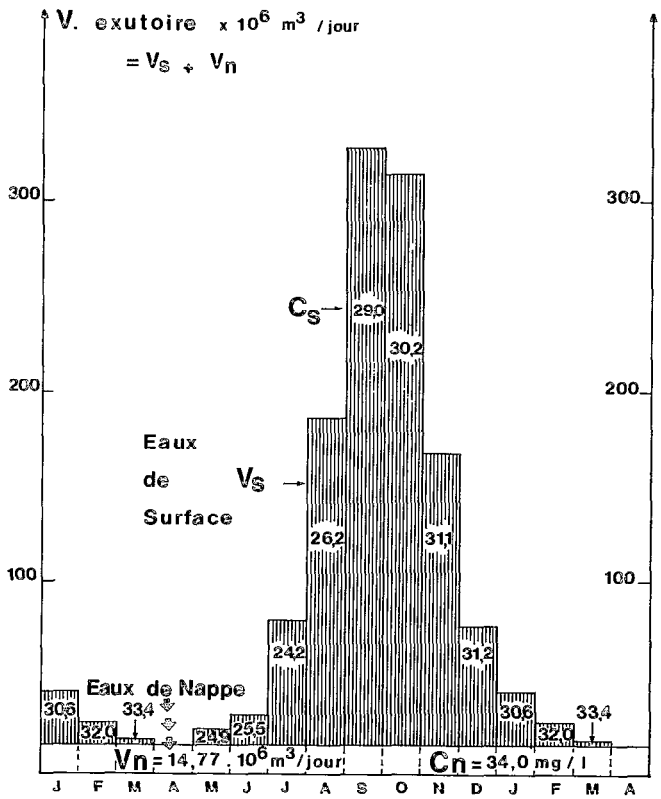


Fig. 12- Hypothèse n° 1 : Cn et Vn constants. Fluctuations saisonnières de V_S ($10^6 m^3$/jour) et de C_S (mg/l).

Les eaux de surface sont plus concentrées de septembre à mars, le maximum à lieu en mars (33,4 mg/l) ; les eaux les plus diluées sont calculées pour les mois de mai, juin et juillet.

b) Deuxième hypothèse

On admet que les concentrations des eaux de nappe et de surface (C_n et C_S) restent constantes. La concentration C_n de l'eau de nappe est celle de la saison sèche (34 mg/l) . La concentration C_S de l'eau de surface est celle qui est obtenue au cours des trois premiers mois qui correspondent au regain des débits à l'exutoire.

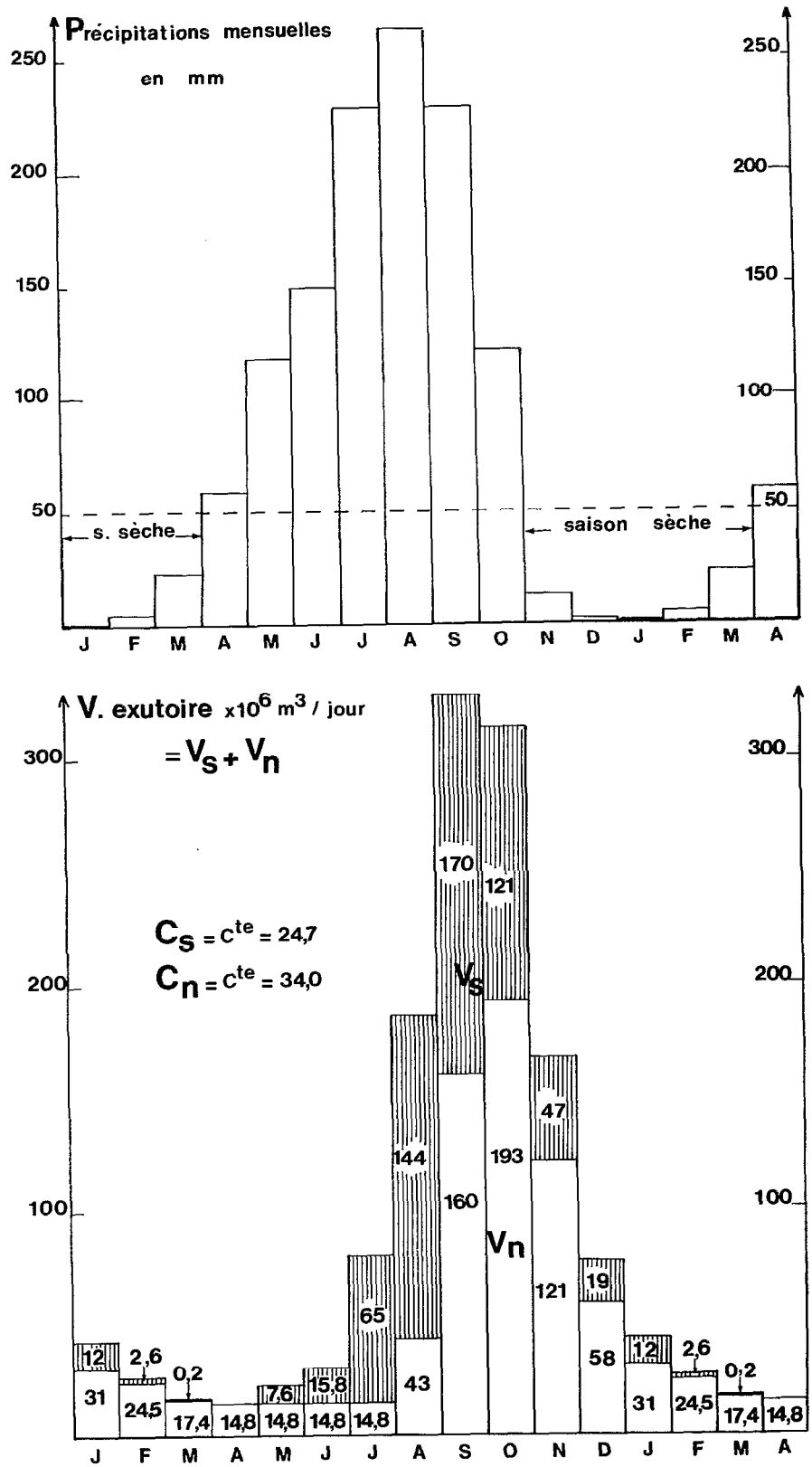


Fig. 13 - Hypothèse n° 2 : Cn et Cs constants.
Fluctuations saisonnières de Vs et Vn.

En effet, durant cette période, les écarts de concentration entre les eaux de surface sont faibles (24,9 mg/l en mai ; 25,5 mg/l en juin ; 24,2 mg/l en juillet) et on peut supposer que le niveau et la concentration de la nappe, sont restés ceux du mois le plus sec (1ère hypothèse). Ceci est conforme aux observations de GAGET (1957) et de DEGALLIER (1961), qui établissent les corrélations pluie-remontée du niveau de la nappe, et déterminent un seuil pluviométrique de 400 à 500 mm au-dessous duquel la nappe n'est pas alimentée. Par ailleurs, LELONG et LEMOINE (1968), ne constatent la remontée de la nappe de Korhogo qu'après des apports pluviométriques supérieurs à 600 mm. Ces conditions sont celles du bassin amont du Chari et du Logone, la pluviosité moyenne de janvier à juillet s'élevant à 580 mm.

Pour les autres mois, si C_n et C_s restent constants (C_n = 34,0 mg/l et C_s = 24,7 mg/l moyenne des trois mois), il devient possible de calculer V_s et V_n et, d'évaluer ainsi la part du volume à l'exutoire qui revient, d'une part, à la nappe dont le niveau fluctue et, d'autre part, aux eaux de surface.

On remarque ainsi (fig.13) que la"crue"de la nappe commence en août et que le ruissellement devient négligeable à partir de février. Les précipitations sont les plus importantes en août. L'écoulement à l'exutoire du bassin, la contribution des eaux de surface, atteignent leurs valeurs extrêmes en septembre ; en revanche, la réalimentation de la nappe est maximale en octobre.

Globalement dans cette hypothèse des concentrations constantes, la part de l'écoulement à l'exutoire qui revient aux eaux de surface et aux eaux de la nappe est de 46 % et 54 %.

c) Conclusions

Il est bien évident, qu'aucune de ces deux hypothèses ne coïncide strictement avec la réalité. L'une et l'autre donnent cependant les limites calculées dans les cas extrêmes, où aucun mélange n'intervient entre les eaux de surface et les eaux souterraines.

Ainsi pour le mois d'octobre, le volume de l'écoulement journalier de la nappe est compris entre :

- valeur minimale (1ère hypothèse) : V_n = constante = $14,77.10^6 m^3$
- valeur maximale (2ème hypothèse) : V_n octobre = $193,25.10^6 m^3$

calculées à partir de l'équation

$$V_{ex} \cdot C_{ex} = V_n \cdot C_n + (V_{ex} - V_n) C_s$$

$$314,67 \cdot 10^6 \cdot 30,4 = V_n \cdot 34,0 + (314,67 \cdot 10^6 - V_n) \cdot 24,67$$

(données des figures 13 et 14)

Ce raisonnement appliqué individuellement à chacun des collecteurs et à chacun des ions, va cependant permettre de mieux cerner les mécanismes qui règlent l'érosion chimique.

B- LES ELEMENTS MAJEURS EN SOLUTION

1. Composition chimique moyenne

La composition chimique moyenne des eaux de l'ensemble du bassin amont, est reportée dans le tableau XVI ainsi que celles des eaux de l'ensemble des rivières du continent africain, et celles des rivières du monde établies par LIVINGSTONE (1963), GIBBS (1972), GAC et GRONDIN (1979).

Les eaux du bassin amont sont bicarbonatées calciques et sodiques. La silice et le bicarbonate sont les composants essentiels de la charge soluble. Les alcalins et alcalino-terreux représentent 16 % du poids total. Le fer est présent, mais il est probable que la concentration moyenne de cet élément est surestimée par suite de la prise en compte de quelques suspensions. Enfin, les faibles teneurs en anions, autre que le bicarbonate, et particulièrement du chlore et du sulfate, traduisent bien le caractère exclusivement continental de ce bassin.

Tableau XVI

Composition chimique moyenne des eaux du bassin amont du lac Tchad, des rivières africaines (GAC et GRONDIN, 1979) et des rivières mondiales d'après LIVINGSTONE (1963), GIBBS (1972) revue par GAC et GRONDIN (1979).

Constituants	Bassin Amont		Afrique		Monde	
	ppm	mmoles/l	ppm	mmoles/l	ppm	mmoles/l
HCO_3^-	28,1	0,461	27,6	0,452	55,3	0,907
Cl^-	< 0,5	< 0,014	1,8	0,051	6,7	0,188
SO_4^{2-}	< 0,4	< 0,004	2,1	0,022	9,2	0,096
PO_4^{3-}	< 0,1	< 0,001	-	-	-	-
NO_3^-	-	-	-	-	0,84	0,014
SiO_2	19,8	0,330	9,8	0,163	10,9	0,181
Na^+	2,7	0,120	3,5	0,152	5,8	0,252
K^+	1,8	0,045	1,7	0,044	2,1	0,054
Ca^{2+}	3,5	0,088	3,4	0,085	14,2	0,355
Mg^{2+}	1,8	0,073	2,4	0,099	3,8	0,156
Fe^{2+}	0,70	0,013	-	-	0,41	0,007
Total	59,4	1,149	52,3	1,068	109,3	2,310

La composition chimique des eaux du continent africain est voisine de celle des eaux du bassin amont Chari-Logone. La différence de salinité provient essentiellement de la concentration en silice deux fois plus élevée dans le cas du bassin amont. Les teneurs en bicarbonates, potassium, calcium et magnésium sont semblables. Les eaux de l'Afrique sont plus riches en chlore et sulfate. Ceci n'est guère étonnant et montre bien que la dorsale centrafricaine et hauts reliefs de l'Adamaoua, qui constituent les limites méridionales du bassin amont, l'abritent des alizés maritimes. Ces conditions climatiques sont aussi à l'origine des écarts observés dans les teneurs en sodium ; les concentrations deviennent semblables si l'on soustrait dans les proportions qui sont celles de l'eau de mer, le sodium lié au chlore.

2. Tonnages exportés et érosion chimique spécifique

Le tonnage moyen annuel de substances dissoutes exportées du bassin amont, s'élève à 2 357 000 tonnes. La contribution des différents éléments a été calculée à partir des concentrations moyennes annuelles des différents collecteurs (tableaux XVII, XVIII, XIX) et des volumes d'eau correspondants. Les résultats obtenus sont les suivants (en tonnes/an).

cations	Ca	:	141 000	(6 %)
	Na	:	110 000	(4,7 %)
	Mg	:	71 000	(3,0 %)
	K	:	70 000	(3,0 %)
anions	HCO_3	:	1 130 000	(48,0 %)
	Cl	:	< 20 000	(0,8 %)
	SO_4	:	< 16 000	(0,7 %)
	PO_4	:	< 4 000	(0,2 %)
silice	SiO_2	:	795 000	(33,6 %)
	Total	:	2 357 000	

Si on ne prend en compte que les éléments qui participent à l'érosion chimique du bassin (en excluant le bicarbonate), la silice représente 67 % du soutirage total, le calcium 12 %, le sodium 9 %, le magnésium et le potassium n'y contribuent que pour 6 % chacun. L'érosion chimique spécifique s'élève à 2,4 tonnes/km^2/an pour la silice, 0,4 tonne /km^2/an pour le calcium, 0,33 tonne /km^2/an pour le sodium et 0,2 tonne /km^2/an pour le magnésium et le potassium.

La contribution des différents collecteurs aux tonnages exportés des différents constituants de la charge totale en solution, n'est pratiquement fonction que des volumes d'eau qui transitent à l'exutoire du bassin. Les pourcentages des volumes (39,5 %pour le Logone, 38,8 % pour le Bahr Sara, 21,7 % pour le Chari supérieur se retrouvent approximativement au niveau des tonnages. Ceci traduit bien les faibles écarts entre les concentrations pour les différents collecteurs, et la similitude de comportement de chacun de ces trois bassins vis à vis de l'hydrolyse en milieu tropical.

Tableau XVII

Compositions chimiques moyennes des eaux du Logone à LAÏ (en mmoles/kg H_2O) (n = nombre d'analyses sur 4 ans)

Mois	pH	K	Na	Ca	Mg	HCO_3	Cl	SO_4	PO_4	SiO_2	n
M	7,5	0,066	0,135	0,105	0,096	0,566	0,015	< 0,004	< 0,001	0,284	3
J	7,6	0,061	0,118	0,075	0,065	0,422	0,013	< 0,004	< 0,001	0,296	3
J	6,9	0,061	0,095	0,068	0,079	0,430	0,010	< 0,004	< 0,001	0,278	3
A	6,1	0,036	0,139	0,070	0,052	0,386	0,015	< 0,004	< 0,001	0,320	4
S	6,5	0,030	0,145	0,075	0,054	0,405	0,010	< 0,004	< 0,001	0,337	2
O	6,9	0,037	0,124	0,092	0,060	0,460	0,007	< 0,004	< 0,001	0,343	3
N	7,0	0,037	0,151	0,118	0,079	0,582	0,018	< 0,004	< 0,001	0,366	2
D	7,3	0,042	0,150	0,109	0,090	0,570	0,004	< 0,004	< 0,001	0,348	2
J	7,4	0,041	0,157	0,116	0,098	0,603	0,004	< 0,004	< 0,001	0,345	2
F	7,5	0,042	0,157	0,124	0,102	0,638	0,004	< 0,004	< 0,001	0,354	2
M	7,3	0,046	0,151	0,133	0,111	0,653	0,005	< 0,004	< 0,001	0,356	3
A	7,5	0,067	0,145	0,110	0,099	0,600	0,013	< 0,004	< 0,001	0,308	3
Année	"7,1"	0,039	0,135	0,084	0,063	0,448	0,011	< 0,004	< 0,001	0,331	32

Tableau XVIII

Compositions chimiques moyennes des eaux du Bahr Sara à Manda (en millimoles/kg H_2O) (n=nombre d'analyses sur 4 ans)

Mois	pH	K	Na	Ca	Mg	HCO_3	Cl	SO_4	PO_4	SiO_2	n
M	7,1	0,067	0,132	0,077	0,066	0,485	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,346	4
J	7,0	0,066	0,137	0,075	0,078	0,476	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,345	3
J	6,5	0,055	0,100	0,049	0,069	0,360	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,306	4
A	6,1	0,051	0,104	0,049	0,048	0,320	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,311	5
S	6,6	0,045	0,112	0,070	0,070	0,415	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,350	4
O	6,4	0,045	0,112	0,075	0,075	0,432	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,366	2
N	6,8	0,046	0,117	0,089	0,070	0,454	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,352	6
D	6,8	0,051	0,139	0,103	0,081	0,510	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,331	4
J	7,5	0,046	0,130	0,115	0,092	0,559	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,314	4
F	(8,2)	0,054	0,135	0,126	0,115	0,646	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,336	4
M	7,3	0,057	0,141	0,123	0,098	0,615	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,352	3
A	7,3	0,068	0,143	0,119	0,100	0,624	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,380	3
Année	7,0	0,048	0,115	0,076	0,072	0,433	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,344	46

Tableau XIX

Compositions chimiques moyennes des eaux du Chari supérieur à Sahr (en millimoles/kg H_2O) (n=nombre d'analyses sur 4 ans)

Mois	pH	K	Na	Ca	Mg	HCO_3	Cl	SO_4	PO_4	SiO_2	n
M	7,3	0,061	0,150	0,099	0,113	0,610	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,334	4
J	7,2	0,056	0,127	0,107	0,128	0,620	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,315	6
J	6,9	0,049	0,073	0,089	0,093	0,460	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,226	4
A	6,7	0,048	0,068	0,075	0,081	0,400	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,253	16
S	6,7	0,046	0,077	0,097	0,092	0,480	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,301	11
O	6,5	0,046	0,083	0,112	0,079	0,485	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,320	4
N	6,6	0,048	0,121	0,118	0,094	0,560	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,315	11
D	6,8	0,052	0,121	0,147	0,104	0,650	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,308	31
J	6,8	0,053	0,114	0,155	0,123	0,690	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,291	1
F	6,8	0,056	0,125	0,149	0,116	0,687	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,306	1
M	6,8	0,060	0,136	0,143	0,109	0,701	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,321	2
A	6,8	0,063	0,147	0,137	0,103	0,715	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,337	2
Année	6,8	0,049	0,099	0,115	0,093	0,538	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,306	93

3. Variations saisonnières

La composition chimique moyenne mensuelle des eaux du bassin amont est donnée dans le tableau XX et les fluctuations saisonnières des concentrations anioniques et cationiques sont représentées sur la figure 14.

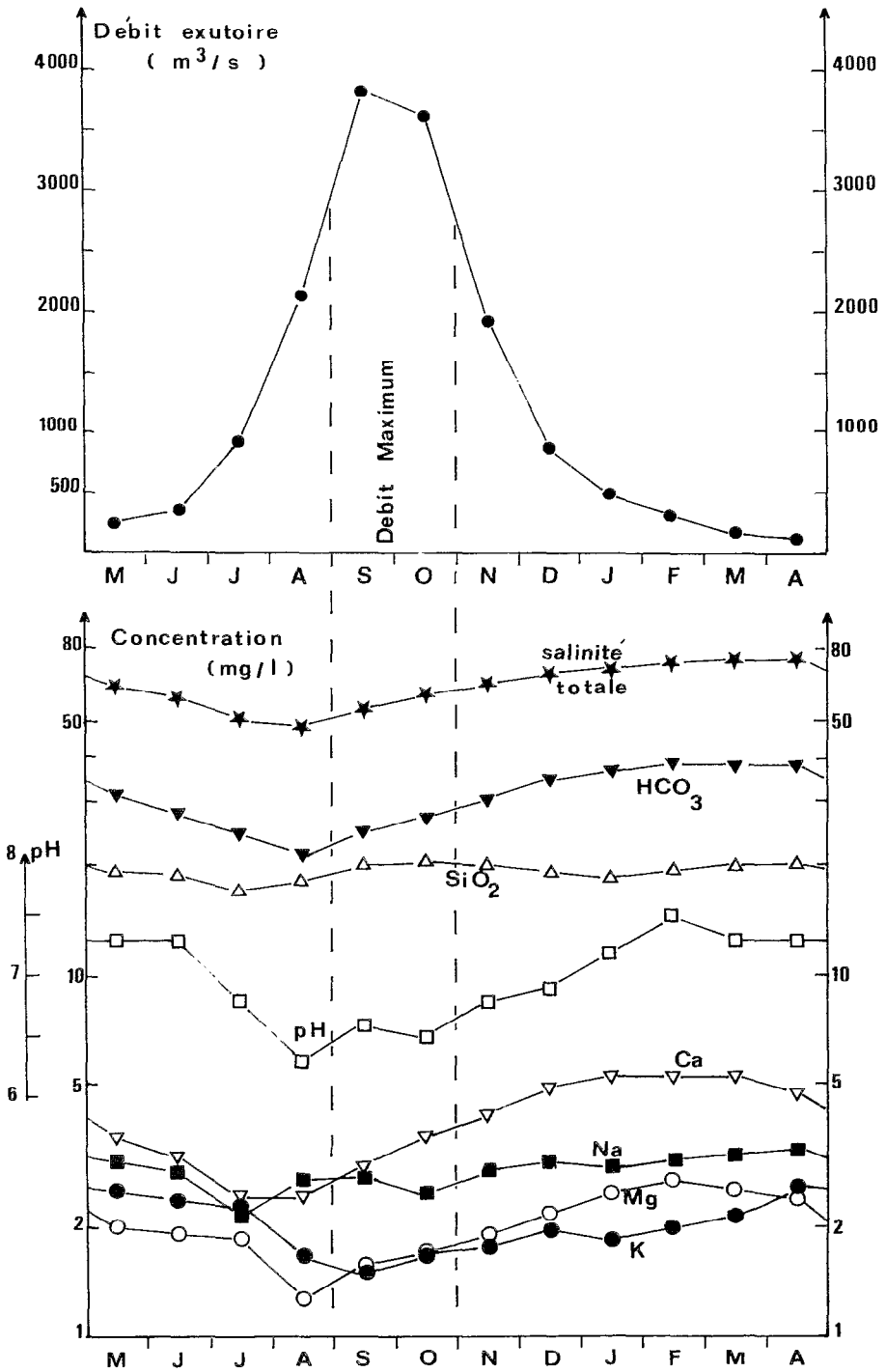


Fig.14- Variations mensuelles des concentrations des éléments en solution (mg/l) pour l'ensemble du bassin amont.

Le pH des eaux reste voisin de la neutralité quelque soit la période de l'année considérée (moyenne : 7,0). Pratiquement constant de janvier à juin (7,3) en période de basses eaux, il décroît au moment de la montée des eaux (6,3 en août), atteint un palier lors de la crue (6,5-6,6) en septembre et octobre, puis remonte de nouveau en décembre et janvier (6,8-6,9) lorsque le ruissellement de surface devient négligeable.

La concentration en silice ne varie que très légèrement au cours des saisons (17 %). Après les valeurs élevées des basses eaux (20,6 mg/l en mars et 20,7 mg/l en avril), la teneur en silice décroît régulièrement jusqu'en juillet (17,2 mg/l) puis, augmente durant toute la période de remontée des eaux et de la crue. On atteint en octobre un deuxième maximum identique à celui de la période d'étiage (20,8 mg/l) ; en revanche, la concentration décroît à nouveau au cours de la décrue (18,8 mg/l en janvier).

Tableau XX

Compositions chimiques des eaux du bassin amont : concentrations moyennes mensuelles (en mmoles/kg H_2O)

Mois	pH	K	Na	Ca	Mg	HCO_3	Cl	SO_4	PO_4	SiO_2
M	7,3	0,066	0,136	0,091	0,085	0,537	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,320
J	7,3	0,062	0,127	0,080	0,079	0,471	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,318
J	6,8	0,058	0,094	0,064	0,077	0,410	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,286
A	6,3	0,043	0,118	0,063	0,054	0,364	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,308
S	6,6	0,038	0,123	0,076	0,065	0,419	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,337
O	6,5	0,043	0,109	0,090	0,071	0,455	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,347
N	6,8	0,044	0,126	0,106	0,080	0,520	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,342
D	6,9	0,050	0,134	0,122	0,092	0,586	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,325
J	7,2	0,047	0,130	0,130	0,104	0,616	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,313
F	7,5	0,052	0,137	0,132	0,112	0,656	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,331
M	7,3	0,055	0,142	0,132	0,105	0,650	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,344
A	7,3	0,067	0,145	0,120	0,100	0,638	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,345
Année	"7,0"	0,045	0,120	0,088	0,073	0,461	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,330

L'évolution des teneurs en bicarbonate suit de très près celle de la charge totale en solution, ce qui est normal puisque HCO_3 y contribue pour près de 50 %. Les variations des concentrations au cours des saisons sont mieux marquées que dans le cas de la silice (45 %). Les teneurs les plus faibles se présentent en août (22,2 mg/l) au moment de la montée des eaux et les plus fortes en février, mars et avril, le maximum se situant cependant au cours de la décrue et non en période de basses eaux (40,0 mg/l en février ; 39,7 mg/l en mars et 38,9 mg/l en avril).

La caractéristique principale des eaux issues du bassin amont, réside dans les faibles teneurs cationiques. Les concentrations des différents ions s'échelonnent entre 1,3 mg/l et 5,3 mg/l.

En première approximation, l'ensemble des concentrations évoluent en sens inverse des débits. Les coefficients de corrélation linéaire entre les débits mensuels et les teneurs ioniques correspondantes sont de:-0,79 pour le potassium, -0,73 pour le magnésium, -0,52 pour le sodium et -0,50 pour le calcium. L'interdépendance des débits et des teneurs en potassium et magnésium est manifestement plus évidente que dans le cas du sodium et du calcium. Il apparaît cependant que pour tous les cations, la tendance est à la chute des concentrations lors des débits élevés et inversement à l'augmentation des teneurs lorsqu'on s'approche de la période de basses eaux.

La concentration en potassium varie entre 1,5 mg/l en septembre et 2,6 mg/l en avril, la valeur moyenne annuelle s'élevant à 1,8 mg/l.

La valeur minimale pour le sodium, se situe en juillet (2,2 mg/l) deux mois avant la crue. La

concentration augmente légèrement au cours de la montée des eaux (2,7 mg/l) avant de décroître en octobre (2,5 mg/l). A partir de novembre, mises à part quelques petites fluctuations, la concentration ne cesse de croître pour atteindre en avril 3,3 mg/l.

L'évolution de la teneur en magnésium au cours des saisons s'apparente à celle du potassium. De 1,3 mg/l en août, elle atteint par paliers successifs son maximum au moment où la décrue s'achève (février 2,7 mg/l). Elle s'en distingue cependant en diminuant légèrement au moment des basses eaux (2,5 mg/l en mars, 2,4 mg/l en avril).

Le calcium enfin est celui de tous les cations qui présente les teneurs les plus élevées dans les eaux. Les variations saisonnières restent cependant limitées à un facteur de concentration ou de dilution de 2,1. Les valeurs sont les plus importantes au cours des deux mois qui précèdent les basses eaux (février et mars 5,3 mg/l), les plus basses au moment de la montée des eaux (2,6 mg/l en juillet et 2,5 mg/l en août) la moyenne annuelle s'éleve à 3,5 mg/l.

C- LES ELEMENTS TRACES EN SOLUTION

Les données analytiques, inégalement réparties d'un collecteur à l'autre (tableau XXI), sont insuffisantes pour permettre d'établir, comme dans le cas des éléments majeurs, le bilan saisonnier des exportations en solution des éléments traces.

1. Composition moyenne des trois collecteurs

La composition moyenne des eaux en éléments traces a été déterminée en effectuant la moyenne arithmétique des concentrations disponibles pour chaque collecteur.

On remarque à l'exception du fer, de l'aluminium, du baryum et probablement du manganèse, que les concentrations des éléments traces restent faibles, et de l'ordre du µg/l (ppb).

La concentration moyenne en fer est plus élevée dans les eaux du Bahr Sara (1,03 mg/l) que dans les eaux du Chari supérieur (0,67 mg/l) et du Logone (0,40 mg/l). La teneur moyenne en aluminium est approximativement la même pour les trois collecteurs (0,27 mg/l pour le Logone ; 0,18 mg/l pour le Bahr Sara ; 0,14 mg/l pour le Chari supérieur). Ces valeurs sont cependant à considérer avec quelques réserves. L'augmentation systématique des teneurs au moment des forts débits, laisse en effet supposer que la prise en compte de matières en suspension , entraîne une surestimation des teneurs effectives en fer et aluminium en solution dans les eaux.

Les concentrations en baryum et strontium sont du même ordre de grandeur et s'élèvent à 40 µg/l pour le Logone et le Chari supérieur, à 20 µg/l pour le Bahr Sara. L'évolution des teneurs apparaît en première approximation liée à l'importance des écoulements : aux débits faibles correspondent les teneurs les plus élevées (de 60 à 80 µg/l) et inversement les faibles concentrations (de 5 à 30 µg/l) caractérisent plutôt les époques de hautes eaux.

Le manganèse enfin, n'a été décelé en quantité appréciable que dans les eaux du Logone à Laï où les teneurs atteignent 100 µg/l en période sèche. La représentativité de la valeur moyenne (36 µg/l) pour le Logone est cependant incertaine et il est probable que les concentrations réelles soient plus proches des teneurs moyennes observées pour le Bahr Sara (1,7 µg/l) et du Chari supérieur (1,7 µg/l).

2. Tonnages exportés et teneurs moyennes pour le bassin amont

Les tonnages exportés annuellement en éléments traces se déduisent comme dans le cas des éléments majeurs à partir des concentrations moyennes évaluées pour les différents collecteurs (tableau XXI) et des volumes moyens annuels correspondants (tableauxVIII, IX, X).

La distribution des tonnages entre les différents collecteurs, ne fait que refléter les variations observées dans les concentrations. Ainsi le Logone assure l'essentiel des apports en Mn, Sn, Sr, Pb et Cu ; en revanche, la contribution du Bahr Sara est primordiale pour le Fe, Ti et Cr.

Le bilan moyen annuel de l'exportation des éléments traces en solution s'élève pour l'ensemble du bassin amont à environ 39 500 tonnes. Les éléments les mieux exportés sont le fer (71 %), l'aluminium (18 %), le baryum (4 %), le strontium (3 %) et le manganèse (1,5 %).

Les concentrations moyennes annuelles se déduisent des tonnages exportés et du volume moyen

Tableau XXI

Teneurs en éléments traces des eaux du Haut Chari, du Bahr Sara et du Logone (µg/l)

	Dates	Fe	Al	Mn	Ti	Pb	Mo	Sn	V	Cu	Ni	Co	Cr	Sr	Ba	Li	Rb
	11.68	117	26	-	2,3	0,7	1,0	3,0	2,3	2,3	2,3	0,7	1,4	69	69	6,9	6,9
Ht Chari	2.69	860	240	1	3,0	1,0	0,5	1,0	1,0	1,0	0,5	0,5	1,0	60	75	1,0	3,0
à Sahr	5.69	710	175	1	2,5	1,0	0,5	1,0	1,0	1,0	0,5	0,5	1,0	39	39	1,0	3,0
	8.69	1600	210	3	8,5	1,0	1,0	1,7	1,7	4,0	1,7	1,0	4,0	8,5	17	3,5	5,5
	11.69	85	33	0,3	0,3	1,0	0,3	1,0	0,3	1,0	1,0	1,0	1,0	10	8	0,3	0,3
Moyennes		675	137	1,3	3,3	0,9	0,7	1,5	1,3	1,9	1,2	0,7	1,7	37	44	2,5	3,7
	10.68	1600	150	2	4	1,0	0,5	1,0	2,0	1,5	1,0	0,5	1,0	24	36	1,0	3,0
Bahr Sara	2.69	580	155	0,7	2	1,0	0,5	1,0	1,5	1,5	1,0	0,5	1,0	20	45	1,0	3,0
à Manda	5.69	1140	375	0,7	1,5	1,0	0,5	1,0	1,5	1,5	1,0	0,5	1,0	30	30	1,0	3,0
	8.69	1500	175	4,0	14	1,0	1,0	1,5	1,5	1,5	1,5	1,0	3,0	7	17	3	4
	11.69	320	53	1,0	1	1,0	0,3	-	0,3	1,0	1,0	1,0	1,0	3	5	0,3	-
Moyennes		1028	182	1,7	4,5	1,0	0,6	1,1	1,4	1,4	1,1	0,7	1,4	17	27	1,3	3,3
	10.69	1130	295	3	3	1,0	0,3	4,0	0,3	1,0	1,0	1,0	1,0	3	10	1,0	-
	8.71	150	100	6	-	1,0	0,5	10,0	4,0	1,0	3,0	2,0	1,6	20	40	4,0	6
	9.71	210	95	15	4	0,5	0,5	7,0	1,5	0,7	1,5	2,0	0,7	15	40	1,5	3
	9.71	300	98	4	3	0,5	0,5	4,0	1,5	0,7	1,5	2,0	0,7	15	40	1,0	1,0
Logone	10.71	950	700	3	30	0,5	1,0	3,0	1,0	1,5	1,5	0,5	1,5	15	45	0,5	3
à Laï	11.71	105	71	0,6	0,6	0,5	1,0	3,0	0,6	0,6	1,0	0,5	1,0	20	60	0,5	3
	12.71	220	126	40	2	0,6	1,0	4,0	1,0	1,0	1,5	0,5	2,0	60	20	0,5	3
	1.72	252	-	40	2	2	-	6,0	2,0	4,0	1,0	0,6	0,6	80	40	-	-
	2.72	130	-	20	2	0,6	0,6	4,0	2,0	2,0	0,6	0,6	0,6	80	60	-	-
	3.72	158	-	60	2	3,0	0,6	6,0	2,0	4,0	0,6	0,6	0,6	60	30	-	-
	4.72	430	-	100	2	3,0	0,6	6,0	2,0	4,0	2,0	0,6	0,6	60	40	-	-
	5.72	262	-	100	2	3,0	0,6	6,0	2,0	4,0	1,0	0,6	0,6	80	60	-	-
	6.72	262	-	20	2	3,0	0,6	6,0	2,0	4,0	0,6	0,6	0,6	60	40	-	-
	6.72	225	-	40	2	4,0	0,6	6,0	2,0	4,0	0,6	0,6	0,6	60	60	-	-
	6.72	700	-	60	2	1,0	0,6	4,0	2,0	3,0	0,6	0,6	0,6	60	60	-	-
	7.72	760	-	60	2	2,0	0,6	6,0	2,0	4,0	0,6	0,6	0,6	60	40	-	-
Moyennes		390	212	35,7	4,0	1,6	0,6	5,3	1,7	2,5	1,2	0,9	0,9	47	43	1,3	3,2

annuel déterminé pour l'ensemble du bassin amont (40,05 . $10^9 m^3$). Les résultats obtenus sont les suivants : (T/an : tonnes par an ; C_m : concentration moyenne en µg/ℓ) :

	T/an	C_m		T/an	C_m		T/an	C_m
Fe	28 000	700,0	Ti	160	4,0	V	60	1,5
Al	7 300	180,0	Rb	130	3,3	Cr	50	1,2
Ba	1 400	35,0	Sn	110	2,8	Pb	50	1,2
Sr	1 300	32,0	Cu	80	1,9	Ni	50	1,2
Mn	600	15,0	Li	60	1,5	Co	30	0,8

La charge totale en solution est très voisine de 1 mg/l

III – BILAN DES EXPORTATIONS DE MATIÈRES EN SUSPENSION

Au cours des dernières années, l'étude des transports de matières solides fût essentiellement l'oeuvre des hydrologues de l'O.R.S.T.O.M. L'élaboration d'une méthodologie applicable à la fois aux petits cours d'eau et aux grands fleuves, afin de déterminer le mode, la densité et la fréquence des prélèvements, est due à BERTHELOT (1956), COLOMBANI (1967) et BILLON (1968). L'étude de la migration des particules solides fût simultanément entreprise sur la bordure amont (GAC *et al.* 1970; CALLEDE, 1974) et à l'aval à la limite des zones d'érosion principale de la cuvette tchadienne (CARRE 1972). Enfin CHOURET (1973, 1975, 1977) en regroupant toutes les données acquises durant sept campagnes de mesures (1969-1974), détermine les principales caractéristiques du transport solide en suspension, et quantifie la part respective des différents bassins du système hydrologique Chari-Logone.

La difficulté majeure, pour établir avec une précision acceptable le bilan moyen des exportations de matières en suspension, réside essentiellement dans l'importance des fluctuations saisonnières de la charge solide. Réduite pour les substances dissoutes, la gamme des teneurs est en revanche très étendue pour les éléments figurés : de 4 à 120 mg/l pour le Chari supérieur, de 4 à 248 mg/l pour le Bahr Sara, les valeurs minimales et maximales s'élèvent à 7 et 876 mg/l pour le Logone (CHOURET, 1975).

Les données acquises au cours des campagnes successives permettent cependant de pressentir l'évolution générale des concentrations au cours du cycle hydrologique. L'extrapolation des résultats à la période de référence (1956-1975) a été menée en utilisant d'une part, cette banque de données disponibles et en s'appuyant d'autre part, sur les observations suivantes :

- les pluies précoces sont souvent très violentes et fortement érosives,
- les bassins versants à pente forte livrent un matériel plus abondant,
- la croissance de la végétation freine les exportations de matière et règle la baisse des concentrations en période de crue,
- les sols secs et dénudés induisent les teneurs maximales.

L'acquisition des valeurs moyennes a été dès lors effectuée par étapes successives en contrôlant d'abord les variations interannuelles d'hydraulicité pour les différents cours d'eau, puis ensuite à l'échelle journalière en observant l'influence pour les années connues, des brusques remontées de débit sur l'évolution des concentrations, enfin en considérant dans le détail le rôle des précipitations. Pour pallier le manque d'observations on a en définitive été conduit à attribuer aux années de mesure un certain "poids" fonction de leur représentativité dans l'échelle de temps considéré ; ainsi, un coefficient unitaire caractérise l'année 1972-1973 qui correspond à une sécheresse exceptionnelle, alors qu'un coefficient de quatre souligne l'analogie du cycle 1970-1971 avec quatre années de la période considérée (1956-1975). On peut remarquer (tableau XXII) les faibles écarts entre les moyennes ainsi déterminées (b) et les moyennes arithmétiques des années connues (a).

A- CHARGE TOTALE EN SUSPENSION ET EROSION MECANIQUE

1. Charge totale

Les quantités de matière en suspension dans les eaux du Bahr Sara et du Chari Supérieur sont faibles et du même ordre de grandeur ; en revanche, les eaux du Logone se singularisent par une turbidité imposante comparativement aux deux autres collecteurs (tableau XXII). La charge moyenne annuelle en suspension pour l'ensemble du bassin amont s'élève à 81 mg/l, concentration déterminée en pondérant par les volumes correspondants les teneurs moyennes annuelles du Logone à Laï (139 mg/l) du Bahr Sara à Manda (50 mg/l) et du Chari Supérieur à Sahr (32 mg/l).

Collecteurs	Périodes	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	Année
Bahr Sara à Manda	1968-1969	-	-	-	-	-	34	32	13	14	11	16	7	(62)
	1969-1970	11	24	89	63	48	42	29	18	16	20	13	9	45
	1970-1971	13	39	135	85	35	40	33	17	-	-	-	7,7	(44,5)
	1971-1972	11,2	15,6	42,2	45,8	29,2	19	19,8	16,3	16,5	11,2	9,0	7,3	26
	1972-1973	19,0	47,8	91,3	147,4	81,0	73,2	46,4	15,6	9,8	8,8	8,9	5,8	78,5
	1973-1974	10,8	16,5	76,8	152,2	56,1	46,0	39,0	11,7	6,0	6,9	4,2	6,9	72,5
	1974-1975	13,2	20,2	80,7	135,3	45,4	98,9	126,8	11,4	11,7	11,6	10,0		(81)
	Moyenne	13,0	27,2	85,8	104,8	49,1	50,4	46,6	14,7	12,3	11,6	10,2	7,3	58,5
Chari Supérieur à Sahr	1968-1969	-	-	-	-	-	26,0	17,0	19,0	-	-	-	-	(39)
	1969-1970	-	37,5	75,0	55,0	40,0	30,0	25,0	22,0	22,5	18,0	16,0	11,0	32
	1970-1971	16,5	25,7	51,5	94,0	52,0	17,0	19,0	23,0	19,0	12,0	-	10,0	30
	1971-1972	9,8	24,6	60,4	66,2	31,3	14,8	10,9	15,7	(45,6)	(11,2)	(19,9)	15,7	24
	1972-1973	19,8	23,3	58,4	86,1	53,3	39,3	31,0	24,5	19,2	15,7	9,8	8,0	41
	1973-1974	10,0	14,1	30,4	66,1	59,4	39,0	25,0	20,0	33,3	14,0	7,4	-	38
	Moyenne	14,0	25,0	55,1	73,5	47,2	22,9	18,3	17,7	(23,5)	14,2	13,3	11,2	34,0
Logone à Laï	1969-1970	-	240	270	160	87	85	64	31	21	18	-	-	116
	1970-1971	-	250	296	221	83	98	67	25	17	-	13	(71)	130
	1971-1972	123	221	390	225	157	115	54	28	18	12	15	12	175
	1972-1973	205	396	259	284	139	189	57	12	17	22	-	30	194
	1973-1974	93	244	208	295	162	114	28	17	18	-	-	-	165
	1974-1975	175	192	247	239	121	108	50	11	-	-	-	-	143
	Moyenne	200	257	278	237	125	118	53	21	18	17	14	21	154

b/

Bassins	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	Année
Logone à Laï	141	244	280	222	115	107	56	23	19	17	14	15	139
Bahr Sara à Manda	13	30	88	96	51	49	40	16	13	13	10	7	50
Chari Supérieur à Sahr	13	25	55	71	46	28	24	21	24	14	14	12	32
Ensemble du bassin amont	63	128	190	159	82	65	37	19	18	14	12	11	81

Tableau XXII

Concentrations saisonnières et annuelles en suspension dans les différents collecteurs (mg/l).

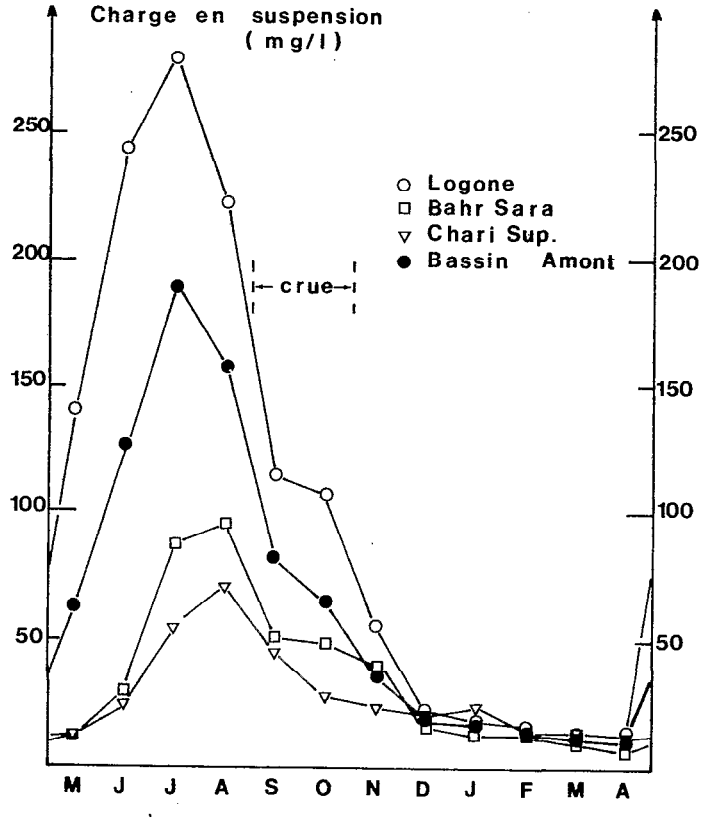


Fig. 15- Evolution saisonnière de la charge totale en suspension dans les eaux des différents collecteurs et dans les eaux de l'ensemble du bassin amont (mg/l).

Les variations saisonnières des concentrations sont illustrées par la figure 15. On remarque tout d'abord le comportement analogue des trois collecteurs de décembre à avril. Un mois après l'arrêt des précipitations, les eaux de surface sont relayées par les eaux de la nappe et ceci, se traduit par une chute brutale des concentrations durant cette période (de 10 à 20 mg/l). Le deuxième fait majeur réside dans la brusque remontée des concentrations à partir du mois de mai avec l'arrivée des premières eaux : particulièrement affirmée dans les eaux du Logone (140 mg/l en mai, 240 mg/l en juin et 280 mg/l en juillet, elle se manifeste avec un mois de retard et moins d'amplitude dans les eaux des deux autres collecteurs (13 mg/l, 30 mg/l et 80 mg/l respectivement en mai, juin et juillet pour le Bahr Sara; 13, 25 et 55 mg/l pour le Chari supérieur). Les concentrations maximales se manifestent deux mois avant la pointe de la crue (juillet pour le Logone, août pour le Bahr Sara et le Chari) et ceci n'est pas sans présenter un rapport étroit avec l'agressivité des premières averses qui atteignent, au début de la saison des pluies, un sol sans protection végétale.

2. Erosion mécanique

En année moyenne, le bilan des exportations en suspension s'élève à 3 277 000 tonnes (tableau XXIII)

Tableau XXIII

Tonnages mensuels et annuels exportés en suspensions par les trois collecteurs et l'ensemble du bassin amont (année moyenne)

Bassin / Période	Logone Laï	Bahr Sara Manda	Chari Supérieur Sahr	Bassin Amont
Mai	37 800	4 000	1 500	43 300
Juin	103 100	11 000	3 200	117 300
Juillet	384 700	72 600	15 600	472 900
Août	671 300	195 900	51 200	918 400
Septembre	557 100	186 400	64 300	807 800
Octobre	375 100	192 500	65 000	632 600
Novembre	62 700	85 800	42 500	191 000
Décembre	11 100	15 000	20 400	46 500
Janvier	5 800	7 200	11 600	24 600
Février	3 200	4 400	3 200	10 800
Mars	2 200	2 400	2 200	6 800
Avril	2 300	1 300	1 300	4 900
Année	2 216 400	778 500	282 000	3 276 900

La majeure partie de ce tonnage est tributaire des bassins de l'Ouest. L'importance des débits, alliée à une turbidité élevée, rendent en effet, le Logone responsable des 2/3 de l'apport solide total. Le Bahr Sara y contribue encore de manière notable (24 %), tandis que l'inaptitude à l'érosion mécanique est manifeste pour le Chari supérieur dont le taux de participation au bilan global du bassin amont est inférieur à 10 % (fig. 16).

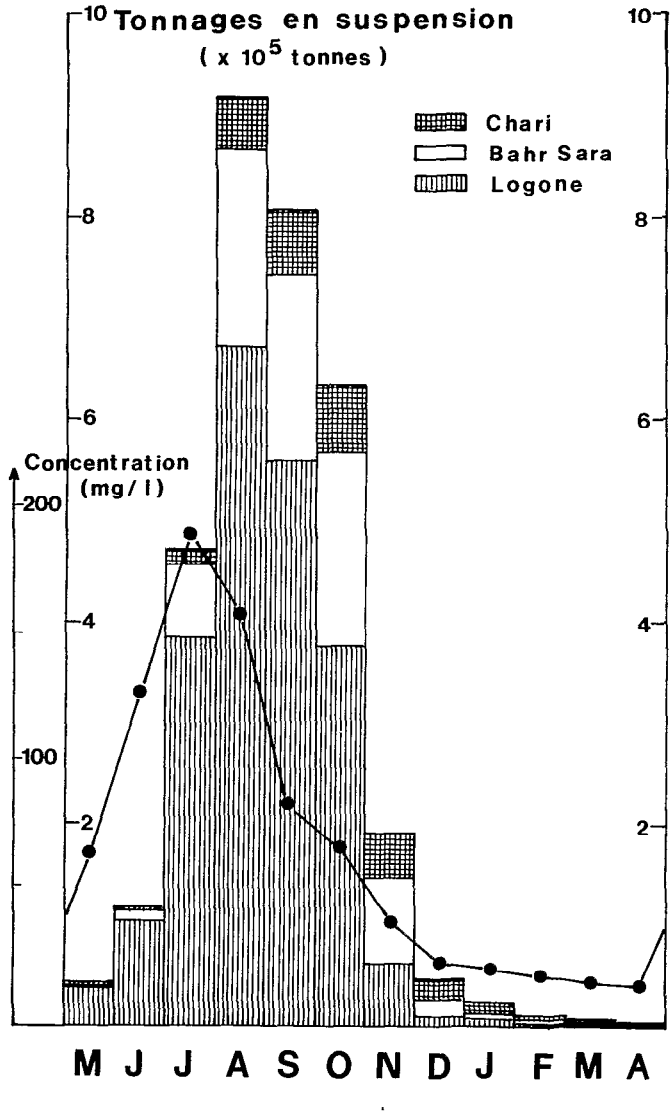


Fig. 16- Tonnages mensuels exportés par les différents collecteurs (10^5 tonnes)
Variations mensuelles de la charge en suspension (mg/l)

L'érosion mécanique spécifique pour l'ensemble du bassin amont atteint environ 10 T/km^2/an.

Exportation moyenne annuelle
en suspensions

Ensemble du bassin amont

3 277 000 tonnes

(10 tonnes/km^2/an)

- 67,6 % → Logone à Laï : 2 215 000 tonnes (39 tonnes/km^2/an)
- 23,8 % → Bahr Sara à Manda : 780 000 tonnes (9,7 tonnes/km^2/an)
- 8,6 % → Chari supérieur à Sahr : 280 000 tonnes (1,5 ou 4,5 tonnes/km^2/an)

Les 57 000 km^2 du bassin du Logone sont soumis à une ablation spécifique moyenne de 39 T/km^2/an, valeur très proche des estimations données par BERTHELOT (1956) et CARRE (1972) qui citent les chiffres de 50 et 45 T/km^2/an ; à noter également, la valeur de 30 T/km^2/an donnée par NOUVELOT (1972) au Cameroun, pour le bassin de la Sanaga qui borde dans le massif de l'Adamaoua le bassin du Logone.

L'érosion mécanique spécifique du Bahr Sara à Manda est de 9,7 T/km2/an et ne diffère pas notablement de la valeur obtenue sur le même collecteur à Batangafo (9,3 T/km^2/an) station qui à l'amont contrôle la fraction du bassin du Bahr Sara occupée par les formations du socle précambrien. Ceci laisserait supposer que la contribution du continental terminal au bilan de l'érosion mécanique est négligeable.

Le Chari supérieur est celui des trois bassins qui présente la plus faible dégradation mécanique moyenne (1,5 T/km^2/an) malgré une superficie, deux à trois supérieure à celle des deux autres collecteurs. En négligeant, l'énorme bassin de l'Aouk dont la contribution aux apports détritiques est insignifiante, l'érosion mécanique pour la portion de bassin restante n'atteint que la valeur de 4 à 5 T/km^2/an.

Au gradient climatique observé (1 445 mm - 1 371 mm - 1 074 mm) se superposent d'Ouest en Est un gradient d'érosion chimique (8,1 - 5,8 et 1,3 T/km^2/an) et mécanique (39 - 9,7 et 1,5 T/km^2/an).

3. Hypothèse sur la contribution des eaux souterraines, des eaux de l'écoulement hypodermique et des eaux de ruissellement à l'écoulement total

Au cours du bilan des exportations en solution, nous avons pu, à l'aide des seules données chimiques, caractériser dans un premier temps, les limites extrêmes des oscillations du volume de la nappe. Il est maintenant possible d'affiner ce schéma en faisant appel aux valeurs moyennes mensuelles du transport en suspension.

On remarque tout d'abord dans le cas de l'hypothèse n°2 précédente (concentrations constantes en solution des eaux de surface et des eaux de nappe) que l'évolution, au cours du cycle hydrologique, du rapport mensuel des volumes Vs et Vn présente une analogie frappante avec l'évolution des concentrations de matière en suspension (fig. 17). Ainsi le coefficient de corrélation linéaire entre les concentrations et les rapports Vs/Vn est de 0,92.

	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M
Vs/Vn	0,51	1,07	4,39	3,35	1,06	0,63	0,39	0,33	0,39	0,11	0,01
Conc.	63	128	190	159	82	65	37	19	18	14	12

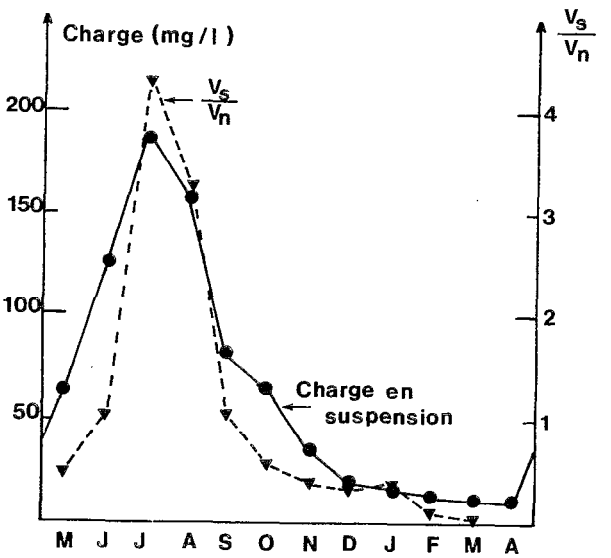


Fig. 17- Comparaison entre les évolutions de la charge totale en suspension et le rapport Vs/Vn

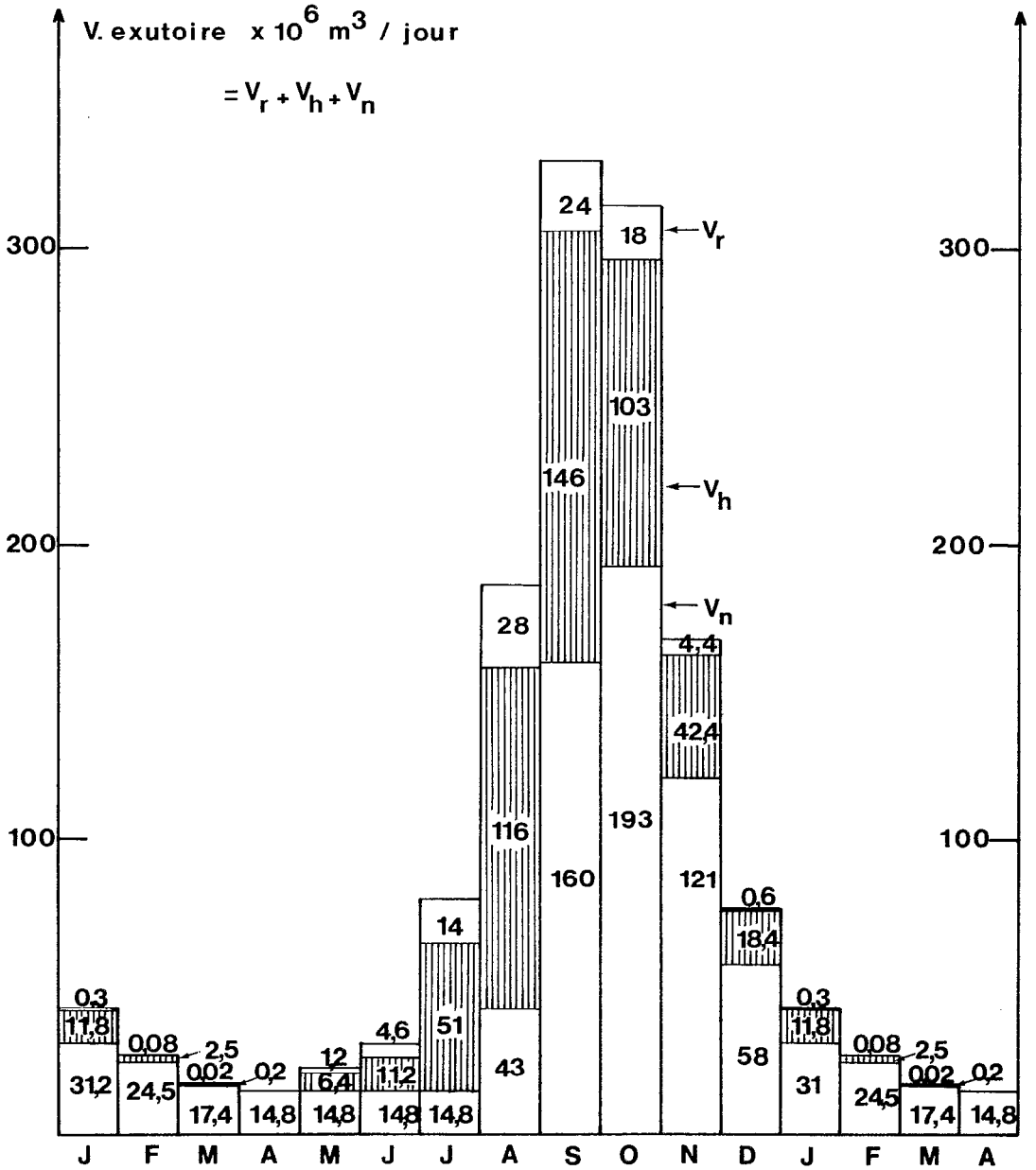


Fig. 18- Répartition saisonnière du volume total à l'exutoire du bassin amont. Contribution des différents écoulements (V_n écoulement souterrain, V_h écoulement hypodermique, V_r écoulement superficiel).

On pressent bien l'importance de ce résultat qui permet entre les deux hypothèses limites déjà faites, de choisir l'hypothèse n° 2 et suggère donc que la distribution entre les volumes respectifs des eaux de surface et des eaux souterraines est très voisine de celle calculée avec les seules données sur la composition chimique des solutions.

Une autre approche peut être tentée en considérant que seul le ruissellement sub-aérien contribue à l'exportation des matières en suspension c'est-à-dire,que la participation des aquifères est négligeable. Pour entreprendre le calcul, on a attribué à cette contribution la valeur de la concentration la plus faible (avril = 11 mg/l = concentration en suspension).

En admettant alors que les volumes Vs et Vn sont ceux de l'hypothèse n° 2, on obtient les valeurs mensuelles de Cs suspension (mg/l) :

M	J	J	A	S	O	N	D	J	F
164	237	231	203	149	151	104	43	36	42

Les résultats semblables obtenus en juin et juillet (237 et 231 mg/l) ne sont pas sans rappeler les valeurs identiques obtenues par le même calcul pour les solutions (juin = 25,5 mg/l ; juillet 24,2 mg/l). La seule différence est que pour les solutions, il s'agissait des valeurs minimales alors qu'ici, pour les suspensions, les valeurs correspondent à des concentrations maximales.

Ces résultats sembleraient indiquer que les concentrations des matières en suspensions des eaux de ruissellement diminuent au cours de la saison des pluies alors que simultanément, l'écoulement hypodermique et souterrain augmentent.

Si on admet maintenant que la charge en suspension du ruissellement sub-aérien est constante, il devient possible de distinguer la part dans l'écoulement total qui revient au ruissellement (Vr), à l'écoulement hypodermique (Vh) et à l'écoulement souterrain (Vn) avec : $V_{total} = V_r + V_h + V_n$ et $V_s = V_r + V_h$.

Des mesures effectuées par CALLEDE (1974) sur le bassin de la Koui (cours supérieur du Logone oriental), montrent que la charge en suspension des eaux de ruissellement est en moyenne de 1 gr/l, c'est à dire quatre fois supérieure à la valeur la plus grande à l'exutoire (juin et juillet). On peut ainsi calculer pour chaque mois et pour l'année, la valeur des volumes V_r en supposant que ce volume d'eau ruisselé à la concentration C_r = 1 000 mg/l est dilué dans le volume de l'écoulement total :

$$V_{ex} \cdot C_{ex} = V_n \cdot C_n + V_h \cdot C_h + V_r \cdot C_r$$

avec V_{ex} (connu), $V_s = (V_h + V_r)$ et V_n (connus d'après hypothèse n° 2), $C_n = C_h$ = 11 mg/l et C_r = 1 000 mg/l.

La résolution de cette équation fournit pour les différents mois de l'année, la répartition (fig. 18) du volume total entre V_n (écoulement souterrain), V_h (écoulement hypodermique) et V_r (écoulement superficiel).

	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A
V_r (en %)	0	5,3	15,1	18,1	15,0	7,2	5,8	2,6	0,8	0,7	0,3	0,1	0
V_h (en %)	0	28,7	36,6	63,5	62,2	44,3	32,8	25,2	23,8	27,2	9,4	9,6	0
V_n (en %)	100	66,0	48,3	18,4	22,8	48,5	61,4	72,2	75,4	72,1	90,3	90,3	100

Pour l'ensemble de l'année, on aboutit ainsi à un volume d'eau ruisselé égal à 7,4 % du volume total écoulé. Peu d'observations ont été réalisées sur cette contribution de l'écoulement superficiel. Des estimations ont été cependant données pour des petits bassins versants (2,6 % par ROOSE et BIROT, (1970);5 % par LENOIR (1972); 4 % par GIRARD et CHOURET (1965) en Côte d'Ivoire ; 6,4-7,6-4,3 % au Tchad dans le Guerra par GIRARD (1960); 10 % par RODIER (1965) en R.C.A.). 90 % du ruissellement superficiel s'écoulent au cours de quatre mois (de juillet à octobre) et la "crue" se présente en août.

Les contributions annuelles des écoulements hypodermiques et souterrains (respectivement 39 % et 53 %) sont prépondérantes. L'écoulement hypodermique assure l'essentiel de l'écoulement à l'exutoire en juillet (63,5 %) et en août (62,2 %) et la "crue" a lieu en août. L'écoulement souterrain ne participe que faiblement à l'écoulement total en juillet et août au moment où les deux autres composantes sont les plus importantes ; la"crue"a lieu en octobre.

B- CARACTERES GRANULOMETRIQUES, MINERALOGIQUES ET CHIMIQUES DES MATIERES EN SUSPENSION

La faible variabilité de la nature des suspensions observée au cours d'études antérieures (GAC *et al.* 1970, DUPONT 1970, CARRE 1972) permet de limiter leur examen à un nombre restreint d'échantillons.

Quatre regroupements saisonniers (ME montée des eaux, HE hautes eaux, DE décrue, BE basses eaux) ont ainsi été réalisés grâce aux échantillons recueillis par les hydrologues (CARRE et CHOURET) de l'O.R.S.T.O.M. La chronologie des évènements majeurs de l'érosion mécanique (maximum des concentrations en juillet, maximum des tonnages exportés en août, maximum des débits en septembre) a par ailleurs, guidé le choix d'analyses spéciales comme par exemple celles de la détermination du taux et de la nature des matières amorphes.

1. Caractères granulométriques

L'étude granulométrique des matières en suspension a été réalisée sur des échantillons moyens prélevés à la montée des eaux et aux hautes eaux sur les trois collecteurs.

La fraction argileuse prédomine dans tous les prélèvements. Elle représente de 50 à 70 % de l'échantillon total à la montée des eaux et aux hautes eaux. Les limons fins représentent 15 à 20 %. Cette valeur reste pratiquement constante d'un collecteur à l'autre et ceci quelque soit la saison considérée. La fraction restante se partage entre limon grossier, sable fin et sable grossier.

La distribution granulométrique moyenne pour l'ensemble du bassin amont est de 65 % pour la fraction argileuse, 18 % pour les limons fins, 5 % pour les limons grossiers, 10 % pour les sables fins et 2 % pour les sables grossiers. Cette répartition est analogue aux données de MONNET (1972) pour les rivières ivoiriennes dont les bassins ont des superficies sensiblement identiques (62 % < 2 µ, 25 % de 2-20 µ et 13 % > 20 µ) et aux valeurs établies par NOUVELOT (1969) pour les fleuves camerounais (fraction fine : 82 % ; limons grossiers ; 7 %; sables fins : 8 %; sables grossiers : 3 %).

2. Caractères minéralogiques et les matières amorphes

Les analyses diffractométriques aux rayons X sur la fraction inférieure à 2 microns et sur l'échantillon brut ont été réalisées au Centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface de Strasbourg. L'identification des espèces minérales à partir des tests classiques (agrégat orienté normal, gonflement à l'éthylène glycol chauffage à 490° et traitement à l'hydrazine-monohydrate), a été effectuée sur la base des critères définis par LUCAS (1962), BROWN (1963) et HOFFERT (1973).

a) Cortège minéralogique

Les différentes espèces minéralogiques représentées dans les suspensions sont répertoriées dans le tableau XXIV. La somme globale des minéraux présents a été arbitrairement fixée à 10 et les chiffres attribués correspondent à une estimation semi-quantitative.

L'examen de ce tableau montre d'une part, la présence permanente de la kaolinite, qui dans les trois fleuves est toujours prépondérante et d'autre part, les faibles variations observées dans la distribution saisonnière des minéraux.

Le quartz à peine décelable dans la fraction fine est par contre bien représenté dans la fraction grossière où il peut atteindre la valeur de 60 % de l'échantillon total.

La goethite se rencontre plutôt dans la fraction grossière et sa présence a été reconnue dans les suspensions des trois collecteurs. L'hématite n'a été trouvée qu'une seule fois en quantité appréciable. La gibbsite enfin, déterminée à l'état de traces dans les apports détritiques du Logone confirme une présence déjà remarquée par CARRE (1972) dans les suspensions recueillies un peu plus à l'amont.

L'illite, aussi bien individualisée dans la fraction fine que dans la fraction grossière, semble présenter une meilleure cristallinité dans les suspensions récoltées en saison sèche, mais en général l'étalement des pics de diffraction correspond à des illites désordonnées (WEAVER, 1958). D'après

Tableau XXIV

Répartition saisonnière des espèces minérales et des produits amorphes dans les suspensions des différents collecteurs (la somme totale ayant été arbitrairement fixée à 10).

K - kaolinite, I - illite, Q - quartz, G-goethite, Int.- interstratifés, gib - gibbsite.

Classe granulométrique		Fraction < 2 µ						Echantillon total				
Minéraux		K	Q	I	G	A	Int.	K	Q	I	G	Divers
Logone à Laï	ME	8	-	1	tr.	-	1	7	3	-	6	-
		7	-	2	tr.	-	1	5	5	-	-	-
	HE	6	-	-	-	-	4	4	5	1	6	-
		8	tr.	1	tr.	tr.	1	4	3	-	3	-
	DE	6	tr.	2	gib.	-	2	4	6	-	6	-
		7	-	2	-	-	1	4	4	1	1	-
	BE	7	-	2	tr.	-	1	3	4	1	2	-
		6	-	2	gib.	-	2	3	5	2	6	-
Bahr Sara à Manda	ME	7	-	1	tr.	-	2	5	4	1	tr.	-
		8	-	-	-	tr.	2	4	5	-	1	-
	HE	8	-	1	tr.	tr.	1	3	5	tr.	2	hématite
		8	tr.	1	tr.	-	1	5	5	tr.	tr.	-
	DE	8	-	1	-	tr.	1	4	6	-	tr.	-
		7	-	1	tr.	tr.	2	5	5	-	tr.	-
	BE	8	tr.	1	-	-	1	3	6	1	tr.	-
		6	-	1	-	tr.	3	3	5	1	1	-
Chari supérieur à Sahr	ME	8	-	-	-	-	2	6	4	tr.	-	-
	HE	6	-	1	-	-	3	6	4	-	-	-
	DE	6	-	2	-	tr.	2	5	5	tr.	-	-
	BE	7	-	-	-	1	2	4	6	tr.	-	-

notre estimation semi-quantitative, l'illite constituerait jusqu'à 20 % de la fraction fine des matières en suspension du Logone et, un peu moins de 10 % de celles du Bahr Sara et du Chari supérieur.

Les interstratifiés sont abondants dans la fraction fine ; la reconnaissance des diverses variétés est malaisée. En se fondant sur les interprétations de HOFFERT (1973) on peut cependant signaler les espèces les plus fréquentes : 10-14 c ; 10-14 sm ; 10-10-14 sm, c'est-à-dire celles qui s'apparentent aux smectites et aux chlorites.

La kaolinite enfin constitue l'essentiel de la fraction fine et grossière. Il semblerait que les quantités soient plus appréciables dans les eaux du Bahr Sara et du Chari supérieur , mais les valeurs obtenues lors de la montée des eaux semblent contredire cette affirmation.

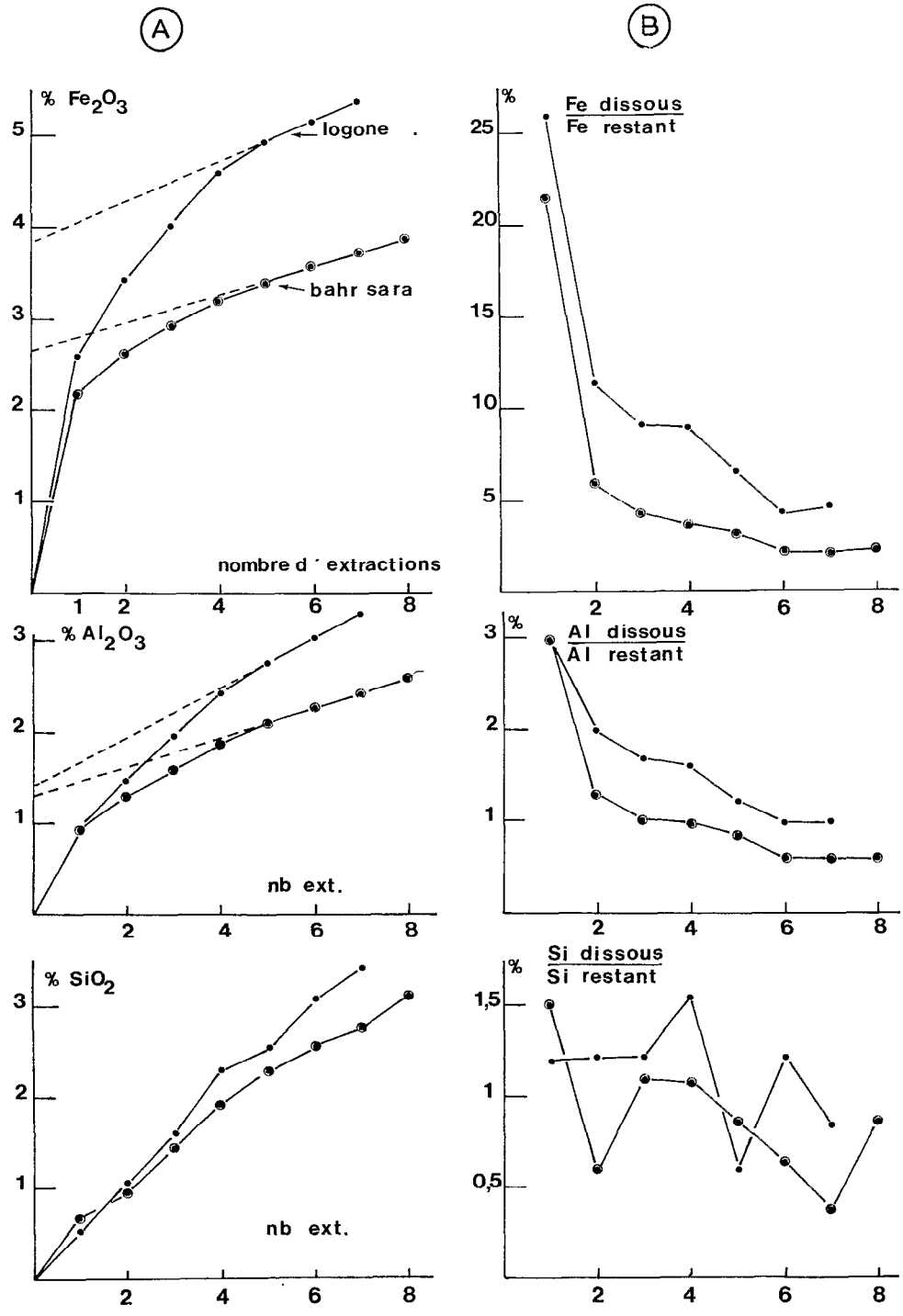


Fig. 19- Matières amorphes (Fe_2O_3, Al_2O_3, SiO_2) des suspensions à Laï et Manda.

a) courbes cumulatives de dissolution (SEGALEN, 1968)
b) courbes de vitesse de dissolution (LAMOUROUX, QUANTIN, 1973)

b) Les produits amorphes

La détermination des matières amorphes a été réalisée sur quatre échantillons choisis en période de montée des eaux et de hautes eaux pour les deux principaux collecteurs. Les dosages ont été effectués au laboratoire de chimie de l'O.R.S.T.O.M. à Bondy selon la technique décrite par SEGALEN (1968). Après une alternance d'extractions acides et alcalines, le fer, l'alumine et la silice sont dosés dans les solutions et on dresse la courbe cumulative du produit extrait (ig. 19 a). Le changement de pente dans les courbes correspond à l'attaque des produits mieux cristallisés et le tracé de la tangente permet de déterminer sur l'axe des ordonnées le taux correspondant de matière amorphe.

Le taux de matière amorphe peut également être précisé à partir des courbes de vitesse de dissolution établies, en calculant les pourcentages de produits dissous à chaque extraction par rapport au produit restant à dissoudre (fig. 19 b). Cette méthode préconisée par LAMOUROUX et QUANTIN (1973) permet une meilleure appréciation du tracé des tangentes.

Les quantités de constituants amorphes sont faibles. L'hydrate ferrique est le mieux représenté (2,7 % à Manda en hautes eaux et à Laï à la montée des eaux ; 3,5 % à Laï en hautes eaux). L'alumine paraît plus abondante dans les suspensions du Logone (1,4 % en moyenne) que dans celles du Bahr Sara (0,6 % à la montée des eaux et 1,1 % aux hautes eaux). La silice amorphe n'a pas été décelée dans les prélèvements de crue, le taux lors des premiers ruissellements reste négligeable (0,3 % dans le Bahr Sara et 1,2 % pour le Logone).

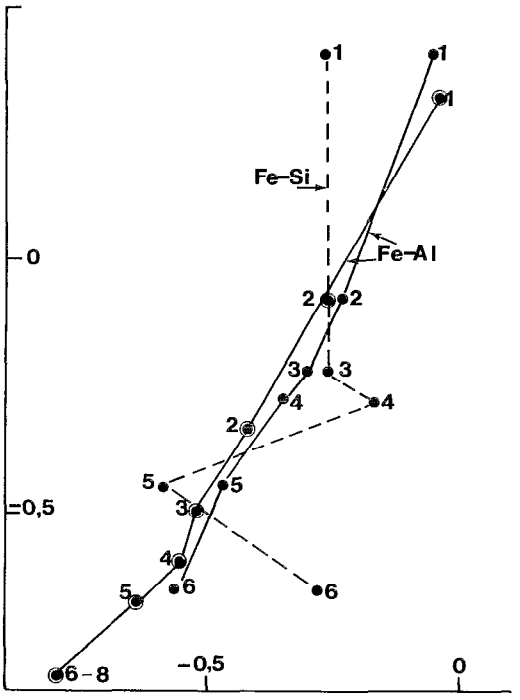


Fig. 20 - Courbes d'allométrie obtenues à partir des produits amorphes dissous après chaque extraction. Cordonnées : valeurs en logarithme des pourcentages d'oxydes dissous par couple d'éléments (fer-aluminium, fer-silice). Les chiffres, le long des courbes, correspondent aux nombres d'extractions. (LAMOUROUX, QUANTIN 1973).

Enfin, les courbes d'allométrie obtenues en portant les quantités dissoutes à chaque extraction sur des coordonnées logarithmiques (fig. 20) montrent que la silice se comporte différemment du fer et de l'alumine ; en revanche, le fer et l'alumine évoluent parallèlement (alignement des points) comportement qui d'après LAMOUROUX et QUANTIN (1973) permettrait d'affirmer l'idendité sinon d'origine, du moins de localisation de ces deux fractions d'amorphes dans la phase en suspension.

3. Caractères chimiques

Les analyses chimiques des vingt sept échantillons réalisées au centre de Sédimentologie et de Géochimie de la Surface à Strasbourg ont été effectuées selon la méthode décrite par ATAMAN (1963) et modifiée partiellement par BESNUS et LUCAS (1968) et par BESNUS et ROUAULT (1973). Cette méthode permet le dosage, à l'aide d'un spectromètre d'arc à lecture directe, de dix huit éléments et de la perte à 1000° C (perte au feu) qui représente l'eau et le gaz carbonique des minéraux, avec une précision de ± 2 % en valeur relative pour les éléments majeurs, et de ± 20 % pour les éléments en traces. Les alcalins sont dosés avec une précision de 2 à 3 % en valeur relative, à l'aide d'un spectromètre d'absorption atomique selon la technique décrite par KREMPP (1969).

Les résultats pour les divers collecteurs sont peu différents comme le laissait pressentir la similitude des caractères granulométriques et minéralogiques. Les faits notables concernent la diminution progressive d'Ouest en Est des teneurs en fer, en titane, en magnésium et en potassium et l'enrichissement relatif en aluminium. Le sens de l'évolution saisonnière et des teneurs moyennes annuelles peut être suivi dans le tableau XXV qui regroupe les données pour l'ensemble du bassin amont.

Tableau XXV

Composition chimique des matières en suspension exportées du bassin amont :

- *les teneurs en oxydes et la perte à 1000° C sont exprimées en grammes pour 100 grammes de l'échantillon sec.*
- *Les éléments traces sont donnés en ppm par rapport à l'échantillon sec.*
- *n = nombre d'analyses*

		Montée des eaux n = 7	Hautes eaux n = 7	Décrue n = 7	Basses eaux n = 6	Moyenne Annuelle
Majeurs						
	SiO_2	42,3	44,2	44,3	45,5	44,1
	Al_2O_3	30,2	28,6	28,2	27,0	28,6
	MgO	0,42	0,48	0,40	0,46	0,46
	CaO	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20
	Fe_2O_3	9,0	8,6	8,3	7,4	8,5
	Mn_3O_4	0,045	0,054	0,057	0,051	0,054
	TiO_2	1,25	1,33	1,35	1,20	1,32
	Na_2O	0,30	0,20	0,25	0,20	0,22
	K_2O	0,77	0,99	0,88	0,85	0,94
	Perte à 1.000°C	15,60	15,30	15,65	16,98	15,48
	Somme	100,08	99,95	99,59	99,84	99,92
Traces						
	Ba	179	238	201	340	228
	V	107	106	98	104	104
	Cr	105	112	117	114	113
	Ni	91	80	84	80	82
	Zn	79	76	74	78	76
	Sr	28	36	33	22	34
	Cu	36	33	53	30	38
	Pb	31	30	28	29	30
	Ga	34	34	32	32	34
	Co	18	18	19	19	18
	B	11	30	16	26	25
	Sn	14	14	14	5	14

En première approximation, les teneurs en éléments majeurs et des éléments en traces traduisent la monotonie de composition chimique des matières en suspension dans le temps et dans l'espace.

On peut cependant préciser la tendance générale de l'évolution des teneurs :

- la silice, la perte à 1000° C et le baryum augmentent au cours des différents épisodes du cycle hydrologique.
- Le magnésium, le calcium, le manganèse, le sodium, le vanadium, le chrome, le cobalt, le zinc, le plomb, le gallium, le bore et l'étain, restent constants où du moins ne présentent pas, semble-t-il, de variations significatives.
- Le fer, l'aluminium et à un degré moindre le titane, ont un comportement semblable, ils diminuent au cours de la saison sèche, laissant ainsi supposer leur prédilection pour accompagner la fraction la plus grossière
- Le potassium, le nickel, le strontium et le cuivre varient de façon désordonnée, les teneurs maximales ayant plutôt lieu en saison humide.

La reconstitution de la distribution des espèces minéralogiques peut être tentée à partir de la connaissance des caractères chimiques. La première étape consiste à admettre que la totalité du potassium appartient au réseau d'une illite du type de celle présentée par MOSSER *et al.* (1971) et d'en déduire la part des autres oxydes qui revient à ce minéral. Après déduction des fractions qui reviennent aux produits amorphes dosés sélectivement par voie chimique, on attribue le fer restant aux oxydes ferriques. L'excédent d'alumine sert ensuite à calculer le taux de kaolinite, la silice restante est considérée comme du quartz.

Il ne s'agit là que d'une méthode quantitative sur laquelle pèse évidemment un grand nombre d'incertitudes. En particulier, et ceci a été remarqué pour les trois collecteurs, un résidu d'oxydes de 10 % demeure inexpliqué et il est probable qu'il caractérise la portion d'interstratifiés négligée dans ce calcul.

Les résultats obtenus pour les différents collecteurs et l'ensemble du bassin amont ont été reportés dans le tableau XXVI.

Tableau XXVI

Reconstitution minéralogique à partir de la composition chimique des suspensions

		Kaolinite	Illite	Interstratifiés	Quartz	Oxydes	Amorphes
Logone	ME	64,9	11,0	6,9	4,2	7,3	5,7
	HE	53,5	16,5	9,1	10,3	5,8	4,8
	DE	56,0	15,5	7,7	10,2	5,7	4,8
	BE	62,0	11,7	7,6	7,9	6,0	4,8
	Moyenne	56,3	15,1	8,6	8,8	6,2	5,0
Bahr Sara	ME	70,0	8,5	7,2	6,6	5,8	2,5
	HE	66,2	10,1	6,0	9,2	4,7	3,8
	DE	61,3	12,2	6,5	10,5	5,7	3,8
	BE	57,1	10,8	10,5	14,4	3,4	3,8
	Moyenne	65,8	10,2	6,3	9,1	4,9	3,7
Chari	ME	71,6	6,0	7,7	7,1	5,2	2,5
	HE	71,1	5,5	9,3	5,9	4,4	3,8
	DE	65,4	6,1	11,3	9,3	4,1	3,8
	BE	59,7	8,4	10,6	14,1	3,5	3,8
	Moyenne	69,4	5,8	9,7	7,1	4,3	3,7
Bassin Amont	ME	65,8	10,5	7,0	4,6	7,0	5,1
	HE	57,9	14,1	8,4	9,7	5,4	4,4
	DE	60,8	11,4	8,2	10,0	5,2	4,4
	BE	60,0	10,2	9,3	11,1	4,2	4,1
	Moyenne	59,7	13,2	8,1	8,8	5,7	4,5

La composition minéralogique des suspensions est analogue à celle de la fraction fine des horizons de surface des sols. Comme l'ont montré QUANTIN (1965), BOULVERT (1968) et CHATELIN (1969), la kaolinite, l'illite le quartz et les oxydes ferriques sont aussi les espèces minérales dominantes dans les sols. Cette similitude de constitution entre sol et matières en suspension apparaît nettement avec la comparaison de la composition chimique de la fraction inférieure à 2 µ des sols et celle des matières en suspension (tableau XXVII).

Tableau XXVII

Composition chimique des suspensions et de la fraction inférieure à 2 µ des horizons de surface de quelques sols du bassin amont

	SiO_2	Al_2O_3	MgO	CaO	Fe_2O_3	Mn_3O_4	TiO_2	Na_2O	K_2O	Perte à 1000° C	Somme
Suspension moyenne bassin amont	44,1	28,6	0,46	0,20	8,5	0,054	1,32	0,22	0,94	15,48	99,92
Sols (horizons surface)											
Moyenne 5 échantillons haut de pente	38,16	32,42	0,35	0,30	11,2	0,075	1,38	<0,05	0,27	15,68	99,88
Moyenne 6 échantillons mi-pente	40,10	31,80	0,32	0,30	7,9	0,119	1,23	<0,05	0,45	17,79	100,06
Moyenne 2 échantillons bas-pente	41,70	32,70	0,41	0,30	8,0	0,023	1,03	<0,05	0,32	15,38	99,91

Alcalins, alcalino-terreux, titane, aluminium et fer sont du même ordre de grandeur. La teneur plus élevée en silice, dans les matières en suspension, s'explique par la présence de quartz d'autant plus marquée que les courants sont forts ou que les prélèvements ont été faits en profondeur dans la section du fleuve.

C- CHARRIAGE DE FOND

Le charriage de fond constitué par des particules grossières, dont le déplacement s'effectue par roulage et saltation, n'a fait l'objet d'aucune mesure dans cette étude.

De nombreux auteurs ont donné une estimation de sa valeur par rapport aux apports de matières en suspension. Le charriage peut être aussi important que le transport en suspension, sur des bassins de dimensions réduites et à fortes pentes (ROOSE, 1969 ; CALLEDE, 1974) ou sur des bassins dont les sols sont démunis de leur couverture herbacée (VUILLAUME, 1969) ; en revanche, le charriage ne participe que médiocrement aux apports détritiques lorsque le ruissellement est faible. Ainsi POLIAKOV (1938) donne 3 % pour la Volga, SPRONCK (1941) trouve 7 % pour le Congo, ROUKHINE (1965) l'estime à 10 % pour les fleuves de plaine, GIBBS (1967) indique de 2 à 10 % pour l'Amazone, et MATHIEU (1973) cite de 5 à 10 % pour les rivières ivoiriennes.

Dans le cas du bassin amont de pente moyenne faible, le pourcentage estimé à 6 % de la charge en suspension donne pour le charriage de fond un tonnage annuel de 200 000 tonnes.

L'examen de sept échantillons recueillis en saison sèche et humide a montré que le minéral prédominant est le quartz (de 85 à 95 %, suivant le collecteur et la saison). Les feldspaths sont essentiellement représentés par les plagioclases (de 2 à 13 %) ; l'orthose n'a été observée que dans les échantillons du Bahr Sara. Les micas sont rares (moins de 1 % de l'échantillon total).

En pourcentage pondéral les minéraux lourds sont peu abondants (de l'ordre de 1 % du poids du sédiment). Le cortège des minéraux lourds dans les sédiments charriés est composé, dans sa grande majorité, par de l'épidote (de 25 à 40 %) et par de la hornblende (de 15 à 50 %). Les silicates de métamorphisme sont surtout représentés par le disthène (de 4 à 25 %), la staurotide et la sillimanite n'existent qu'en quantités insignifiantes (de 1 à 3 %). A l'exception du zircon (de 10 à 15 %), les minéraux résistants ubiquistes sont rares (tourmaline et rutile de 3 à 7 %).

D- BILAN DES EXPORTATIONS SOLIDES (SUSPENSIONS ET CHARRIAGE DE FOND)

Le bilan des exportations solides (matières en suspension et charriage de fond) s'élève en année moyenne à environ 3 477 000 tonnes. Le bassin amont ayant une superficie de 330 000 km^2, l'érosion mécanique spécifique atteint 10,5 $T/km^2/an$. L'ablation mécanique qui contribue à réduire les sols en surface apparaît donc en termes de tonnages trois fois plus efficace que le soutirage chimique (3,6 $T/km^2/an$) qui affecte la base des profils.

Le bilan des principales espèces minérales et des différents éléments chimiques s'établit de la façon suivante :

1. Bilan minéralogique (tonnes/an)

a) espèces minérales	kaolinite	2 050 000
	quartz	470 000
	illite	430 000
	interstratifiés	215 000
	hydroxydes	180 000
	feldspaths	12 000
b) matières amorphes	(Fe_2O_3, Al_2O_3)	130 000

2. Bilan des éléments chimiques

a) éléments majeurs (tonnes/an)

Si	765 000	K	26 000
Al	500 000	Mg	9 000
Fe	195 000	Na	6 000
Ti	26 000	Ca	5 500

b) éléments en traces (tonnes/an)

Mn	1 275	Cu	125
Ba	750	Sr	110
Cr	370	Pb	100
V	340	B	80
Ni	268	Co	60
Zn	250	Sn	45

IV – CONCLUSIONS

Le Bahr Sara se jette dans le Chari à l'aval de Sahr. Le Logone, ne rejoint le collecteur principal qu'à l'amont de N'Djaména peu avant le delta. Le bilan des exportations du bassin amont est réalisé en cumulant les données obtenues sur le Logone à Laï, le Bahr Sara à Manda et le Chari à Sahr.

Les résultats sont obtenus pour une année moyenne caractéristique d'une période de vingt ans (1956-1975).

1. Caractéristiques géographiques

Surface	:	330 000 km^2
Altitude moyenne	:	520 m

2. Bilan hydrologique

Pluviosité moyenne annuelle	:	1210 mm
Déficit d'écoulement moyen	:	1089 mm
Coefficient d'écoulement moyen	:	10 %
Apports météoriques	:	399,30 . $10^9 m^3$
Ecoulement total	:	40,05 . $10^9 m^3$
ruissellement superficiel	:	2,96 . $10^9 m^3$
écoulement hypodermique	:	15,74 . $10^9 m^3$
écoulement souterrain	:	21,35 . $10^9 m^3$

Le coefficient d'écoulement est extrêmement faible,et on ne retrouve de valeurs analogues que pour le Bandama en Côte d'Ivoire (LECOLLE, 1972) et le Nil si l'on tient compte de la pluviosité de l'ensemble du bassin et du débit au delta (DEKKER, 1972). Le Niger dans sa partie amont (exutoire de Koulikoro) a un coefficient d'écoulement de 25 %; après la traversée de la cuvette lacustre il ne s'élève qu'à 9 % (AUVRAY, 1961) pour atteindre 16 % au delta (OYOADE, 1972). Le Sénégal issu du Fouta Djallon comme le Niger a un coefficient d'écoulement de 24 % à Bakel, et seulement 13 % pour l'ensemble du bassin (MICHEL, 1969). Dans les régions équatoriales,le Congo et les grands axes de drainage camerounais atteignent respectivement 23 % (PARDE, 1965), 30 et 31 % (NOUVELOT, 1972). Enfin,à titre de comparaison, on peut citer l'imposant Amazone qui restitue (PARDÉ, 1968) 43 % des eaux météoriques qui alimentent son bassin.

Au gradient climatique, aux gradients d'érosions mécaniques et chimiques se superposent également d'Ouest en Est un gradient du coefficient moyen d'écoulement. C'est le cas des grands collecteurs (19 % pour le Logone à Laï, 16 % pour le Bahr Sara à Manda et 5 % pour le Chari supérieur à Sahr), mais aussi des bassins secondaires (26 % pour l'Ouham à Bozoum, 17 % pour la Fafa à Bouca, 11 % pour le Koukourou, 10 % pour le Bangoran) qui drainent les formations du socle précambrien.

L'écoulement total (40,05 . $10^9 m^3$) de ce bassin, situé au coeur de l'Afrique, reste modeste devant les apports des grands fleuves africains aux océans. Le Nil à son embouchure est deux fois plus important (89 . $10^9 m^3$), le Zambèze trois fois (131 . $10^9 m^3$), le Niger quatre à cinq fois (195 . $10^9 m^3$) et le Congo plus de trente fois (1200 . $10^9 m^3$; POUYAUD, 1972) ; en revanche le Sénégal (24 . $10^9 m^3$) et surtout l'Orange (9 . $10^9 m^3$) ont des débits plus faibles.

Enfin la contribution des différents types d'écoulement (superficiel, hypodermique et souterrain) a été estimée à partir des seules données sur les quantités mensuelles de substances dissoutes et des matières en suspension dans les eaux. La contribution des altérites (écoulement des nappes souterraines) est prépondérante (53 %) devant celle des horizons pédologiques profonds (écoulement hypodermique : 39 %) et surtout des horizons humifères (écoulement superficiel 7,4 %).

Les calculs menés séparément pour les trois collecteurs montrent à nouveau que le ruissellement superficiel est plus important dans le cas du Logone (1,37 . $10^9 m^3$ et 8,8 % de l'écoulement total) que pour le bassin central du Bahr Sara (1,34 . $10^9 m^3$ et 8,6 % de l'écoulement total) et le Chari supérieur à Sahr (0,49 . $10^9 m^3$ et 5,5 % de l'écoulement total).

	Longueur km	Surface $\times 10^6 km^2$	Debit $\times 10^3 m^3$	Tonnages solution $\times 10^6$	Erosion $T/km^2/an$	Conc.moyenne mg/l	Références
Grandes rivières							
Amazone	7.025	6,30	5.519	290	46,0	52,9	(8,15,16,19,23,31,34)
Congo	4.700	3,88	1.200	37	9,5	31,0	(2, 11, 17, 48)
Orénoque	2.600	0,88	946	50	56,8	52,0	(11, 23, 29)
Yang Tsé Kiang	5.980	1,95	1.104	-	-	-	(9, 42)
Bhramapoutre	-	0,58	608	75	136,2	124,0	(44, 46)
Missipi-Mis.	6.800	3,27	580	130	39,7	223,0	(3, 5, 32, 42)
Mékong	4.023	0,80	577	60	75,0	105,0	(9, 12, 42)
La Plata	-	3,10	725	64	20,6	88,2	(11, 22, 25)
Ienissei	-	2,60	542	73	28,1	135,0	
Léna	-	2,43	514	87	35,8	165,0	(8, 13, 14, 43)
Ob	-	2,50	390	50	20,0	130,0	
Gange	2.700	0,97	488	76	78,4	208,0	(42, 44)
Rivières Africaines							
Congo	4.700	3,88	1.200	37	9,5	31,0	(2, 32, 38, 48)
Zambèze	2.575	1,34	131	19,5	14,6	149,0	(9, 38, 48)
Niger	4.184	1,13	195	9,4	8,3	48,2	(4, 17, 35, 45, 48)
Nil	6.700	2,87	89	18,0	6,3	200,0	(3, 18, 33, 38, 47)
Orange	1.600	0,80	9	1,2	1,5	133,0	(38, 42, 48)
Sénégal	1.800	0,27	24	1,0	8,6	42,0	(6, 28, 35, 48)
Bandama	1.050	0,10	12,6	0,6	6,0	87,3	(36, 37, 39, 40)
Bassin Amont RCA	-	0,33	40,05	2,35	7,1	59,0	(cette étude)
Rivières Européennes							
Volga	3.700	1,38	252	115,0	83,3	456,0	(1, 14)
Danube	2.800	0,82	198	44,5	54,0	225,0	(3, 21, 27, 38, 41)
Rhin	1.300	0,224	69	15,0	66,0	217,0	(7, 26, 38)
Rhône	812	0,079	54	12,5	157,0	231,0	(3, 11, 38, 42)
Loire	1.012	0,115	28	4,9	43,0	215,0	(11, 24, 30)
Seine	776	0,079	12,6	4,5	56,0	357,0	(11)
Garonne	647	0,085	11,0	2,0	44,0	182,0	(13, 26, 38)

Tableau XXVIII

Comparaison des exportations en solution des grandes rivières.

(1)- BAUMGARTEN (1848) ; (2)-SPRONCK (1941) ; (3)-CONWAY (1942) ; (4)-REFFAY (1948) ; (5)-EDWARDS *et al.* (1956) ; (6)-MANDIN (1957) ; (7)-FOURNIER (1960) ; (8)-NESTEROVA (1960) ; (9)-LEOPOLD (1962) ; (10)-VILLIERS (1962) ; (11)-LIVINGSTONE (1963) ; (12)-CARBONNEL (1964) ; (13)-CORBEL (1964) ; (14)-SOVIET (1964) ; (15)-PARDE (1965) ; (16)-OLTMAN (1966) ; (17)-PORRENGA (1966) ; (18)-GALLAIS (1967) ; (19)-GIBBS (1967) ; (20)-ALEKIN et BRAZHNIKOVA (1968) ; (21)-BARTA (1968) ; (22)-DEPETRIS et GRIFFIN (1968) ; (23)-PARDE (1968) ; (24)-BERTHOIS (1969) ; (25)-BONETTO *et al.* (1969) ; (26)-CAYEUX (1969) ; (27)-DIACONU (1969) ; (28)-MICHEL (1969) ; (29)-UNESCO (1969) ; (30)-BABONAUX (1970) ; (31)-GIBBS (1970) ; (32)-F.A.O. (1971) ; (33)-DEKKER (1972) ; (34)-GIBBS (1972) ; (35)-GROVE (1972) ; (36)-LECOLLE (1972) ; (37)-LENOIR (1972) ; (38)-LISITZIN (1972) ; (39)-MATHIEU (1972) ; (40)-MONNET (1972) ; (41)-LOUP (1974) ; (42)-BAUMGARTNER, REICHEL (1975) ; (43)-FRECAUT (1975) ; (44)-MEYBECK et CARBONNEL (1975) ; (45)-OYOADE (1975) ; (46)-MEYBECK (1976) ; (47)-SHARAF EL DIN(1976) ; (48)-GAC et GRONDIN (1979).

	Longueur	Surface $\times 10^6 km^2$	Débit $\times 10^3 m^3$	Tonnages susp. $\times 10^6$	Erosion $t/km^2/an$	Conc. Moyenne
Grandes rivières*						
Amazone	7.025	6,30	5.519	490	78,0	88,8
Congo	4.700	3,88	1.200	50	12,9	42,3
Orénoque	2.600	0,88	946	80	91,0	84,5
La Plata	-	3,10	725	137	44,2	189,0
Yang Tsé Kiang	5.980	1,95	693	955	174,4	1.380,0
Bhramapoutre	-	0,58	608	795	1.435,0	1.310,0
Missipi-Mis.	6.800	3,27	580	307	94,0	530,0
Mékong	4.023	0,80	577	345	430,0	600,0
Ienissei	-	2,60	542	13,2	5,0	24,0
Léna	-	2,43	514	15,4	6,2	29,0
Ob	-	2,50	390	16,8	6,4	41,0
Gange	2.700	0,97	366	520	536,0	1.420,0
Rivières Africaines*						
Congo	4.700	3,88	1.200	50,0	12,9	42,0
Zambèze	2.575	1,34	131	42,0	31,3	324,0
Niger	4.184	1,13	195	28,0	24,7	127,0
Nil	6.700	2,87	89	67,0	23,3	755,0
Orange	1.600	0,80	9,1	15,0	18,7	1.680,0
Sénégal	1.800	0,27	24	1,4	5,2	58,0
Bandama	1.050	0,10	12,6	1,1	11,3	87,3
Sanaga :::	-	0,077	37,2	2,2	28,0	59,0
Mbam :::	-	0,042	22,4	3,6	85,0	160,0
Bassin Amont RCA	-	0,33	40,05	3,5	10,5	87,0
Rivières Européennes*						
Volga	3.700	1,38	252	27,0	19,6	105,0
Danube	2.800	0,82	198	67,5	82,3	341,0
Rhin	1.300	0,224	69	0,45	2,0	6,5
Rhône	812	0,099	54	31,5	318,0	583,0
Loire	1.012	0,115	28	4,0	35,0	145,0
Seine	776	0,079	12,6	-	-	-
Garonne	647	0,085	21,6	5,8	(68,2)	268,0

Tableau XXIX

Comparaison des exportations en suspension des grandes rivières.

* Références du tableau XXVIII
::: NOUVELOT (1969, 1972)

3. Bilan des exportations en solution

Tonnage annuel	:	2 350 000 tonnes
Erosion chimique (sans HCO_3^-)	:	1 190 000 tonnes
Concentration moyenne	:	58,6 mg/l
Concentration moyenne (sans HCO_3^-)	:	29,6 mg/l
Erosion chimique spécifique	:	3,6 tonnes/km^2/an

Le tableau XXVIII permet de comparer les résultats obtenus pour les bassins amont du Chari et du Logone avec ceux des douze plus grandes rivières mondiales, ceux des grands fleuves africains et de quelques rivières européennes.

La concentration moyenne en substances dissoutes des eaux du Chari est analogue à celle du Congo du Niger et du Sénégal (de 31,0 à 48 mg/l).L'Orange, le Zambèze et le Nil ont des valeurs plus élevées (133, 149 et 200 mg/l), qui s'expliquent essentiellement (LUCAS, 1908 ; VILLIERS, 1962) par des concentrations importantes en bicarbonate et calcium (apports des roches carbonatées) et en chlore et sodium (apports océaniques).

En l'absence de roches carbonatées dans le soubassement géologique du bassin du Chari et du Logone, il a été possible de préciser les effets réels de l'érosion chimique. Ce bilan pour les fleuves africains est difficile à cerner, la proportion exacte de CO_2 atmosphérique qui contribue à élever les teneurs en bicarbonates n'est pas connue.

Si on considère le transport total en substances dissoutes, l'Afrique apparaît comme le continent le plus résistant à l'érosion chimique (de 1,5 à 14,6 tonnes/km^2/an). L'Amérique du Sud, malgré l'importance de ses débits (près de 25 % de l'ensemble des rivières mondiales), semble moins sollicitée (de 40 à 50 tonnes/km^2/an) par les agents de la dénudation chimique que les continents européen (de 45 à 150 tonnes/km^2/an) et asiatique (de 80 à 130 tonnes/km^2/an).

4. Bilan des exportations en suspension

Tonnage annuel	:	3 475 000 tonnes
Concentration moyenne	:	87 mg/l
Erosion mécanique spécifique	:	10,5 tonnes/km^2/an

L'érosion mécanique spécifique qui affecte le bassin amont du Chari et du Logone est une des plus faibles du continent africain. Ainsi, à part le Sénégal (5,2 tonnes/km^2/an), l'ablation des sols est plus importante pour le Congo (12,9 tonnes/km^2/an) et surtout pour l'Orange (18,7 tonnes/km^2/an), le Nil (23,3 tonnes/km^2/an), le Niger (24,7 tonnes/km^2/an) et le Zambèze (31,3 tonnes/km^2/an).

L'observation des données mondiales (tableau XXIX) montre l'intensité de l'érosion mécanique pour les quatre grands fleuves asiatiques issus de la chaîne Hymalayenne (1435 tonnes/km^2/an et 540 tonnes/km^2/an pour le Brahmapoutre et son homologue hindou le Gange, 430 tonnes/km^2/an pour le Mékong et 175 tonnes/km^2/an pour le "fleuve bleu" le Yang Tsé Kiang).En revanche les trois grands collecteurs sibériens, l'Iénissei, la Léna et l'Ob n'érodent que médiocrement leur bassin respectif (de 5,0 à 6,5 tonnes/km^2/an).

En définitive, l'Afrique, et en particulier sa région centrale, apparaît comme un des points du globe qui résiste le mieux, à l'heure actuelle, aux mécanismes de l'altération chimique et de l'érosion mécanique. Nous verrons cependant ultérieurement que le bilan de l'altération est réglé, non par les valeurs absolues des érosions chimiques et mécaniques, mais plutôt par l'importance relative de ces deux mécanismes concurrentiels.

CHAPITRE II

LES MÉCANISMES DE L'ÉROSION ET DE L'ALTÉRATION

I – LES DIAGRAMMES D'ÉQUILIBRE ET LE BILAN DE L'ALTÉRATION

La composition chimique des eaux qui transitent à l'exutoire du bassin amont, est essentiellement acquise au cours de l'altération par les eaux météoriques des formations du socle précambrien.

Les grès du continental terminal qui constituent la seconde formation importante de ce bassin amont, ne livrent que des eaux peu chargées, et leur participation au bilan chimique des apports en substances dissoutes reste modeste.

L'étude du bilan de l'altération a donc été entrepris à partir de la composition chimique des eaux (tableau XXX) des grands collecteurs drainant les formations précambriennes à l'aide de données thermodynamiques d'une part et du bilan de l'exportation de la silice et des cations en solution, d'autre part.

A- LES DIAGRAMMES D'EQUILIBRE

Les équations d'équilibre, les réactions d'hydrolyse, ainsi que les logarithmes des constantes thermodynamiques d'équilibre, sont reportés dans le tableau XXXI. Les valeurs des constantes correspondent à des températures de 25° C et à une pression d'une atmosphère.

Les constantes K de réactions entre les différentes montmorillonites et les autres minéraux ont été déterminées à partir de la constante d'équilibre calculée par TARDY *et al.* (1974) pour l'équation de dissolution de la montmorillonite - Ca de PAQUET (1970) et des constantes d'échanges cationiques entre montmorillonites, proposées par DEIST et TALIBUDEEN (1967), LAUDELOUT *et al.* (1968), TRUESDELL et CHRIST (1968), HELGESON (1969).

Les diagrammes d'équilibre (fig. 21 a, b, c, d, e) bâtis à partir de ces données, fixent les domaines de stabilité, entre les principaux minéraux primaires et les éventuels minéraux néoformés au cours de l'altération, en fonction des teneurs en cations, des valeurs du pH et des concentrations en silice. Les droites de solubilité du quartz et de la silice amorphe correspondent respectivement à des teneurs en silice de 6 et de 120 ppm. Les positions des droites d'équilibre, déterminant les domaines de stabilité entre les montmorillonites sodiques, potassiques et calciques et les associations minérales albite/microcline/anorthite-goethite ou kaolinite-goethite, ont été fixées en admettant pour les concentrations en Mg^{2+} et H^+ celles des eaux moyennes issues du socle et du bassin amont ($\log [Mg^{2+}]/[H^+]^2 = 9,33$).

Tableau XXX

Composition chimique moyenne (mmoles/l) des eaux issues des formations précambriennes
Comparaison avec les eaux moyennes des bassins amont. N = nombre d'analyses

	Débit $10^9 \times m^3$	N	pH	K	Na	Ca	Mg	HCO_3	Cl	SO_4	PO_4	SiO_2
Bassin du Logone												
Logone Occ. à Baïbokoum	10,95	13	7,1	0,048	0,126	0,053	0,078	0,408	0,006	0,007	0,003	0,304
Pendé à Goré	4,00	23	6,9	0,058	0,140	0,047	0,053	0,371	0,013	0,007	0,002	0,341
Socle du Logone	*14,95*	*36*	*7,0*	*0,051*	*0,130*	*0,051*	*0,071*	*0,398*	*0,009*	*0,007*	*0,003*	*0,314*
Bassin amont	*15,83*	*32*	*7,1*	*0,039*	*0,135*	*0,084*	*0,063*	*0,448*	*0,011*	*< 0,004*	*< 0,001*	*0,331*
Bassin du Bahr Sara												
Nana Barya à Markounda	2,21	14	6,5	0,074	0,159	0,088	0,041	0,450	< 0,011	< 0,010	< 0,001	0,399
Nana Bakassa à Ouogo	1,70	7	6,4	0,070	0,192	0,115	0,080	0,623	< 0,014	< 0,005	< 0,001	0,468
Ouham à Batangafo	11,48	31	6,3	0,058	0,120	0,078	0,057	0,418	< 0,014	< 0,007	< 0,001	0,348
Socle du Bahr Sara	*15,39*	*52*	*6,4*	*0,062*	*0,134*	*0,084*	*0,057*	*0,445*	*< 0,014*	*< 0,007*	*< 0,001*	*0,369*
Bassin amont	*15,55*	*46*	*7,0*	*0,048*	*0,115*	*0,076*	*0,072*	*0,432*	*< 0,014*	*< 0,004*	*< 0,001*	*0,344*
Bassin du Chari												
Gribingui à Crampel	0,95	9	6,2	0,051	0,098	0,079	0,081	0,440	< 0,014	0,006	< 0,001	0,313
Koukourou à Yombo	0,84	9	6,0	0,059	0,102	0,078	0,074	0,445	< 0,016	0,007	< 0,001	0,347
Bamingui à Bamingui	0,66	9	6,2	0,062	0,119	0,065	0,056	0,393	< 0,019	0,006	< 0,001	0,340
Bangoran à Bangoran	0,34	7	6,4	0,057	0,154	0,087	0,062	0,505	< 0,024	0,006	< 0,002	0,374
Socle du Chari	*2,79*	*34*	*6,2*	*0,057*	*0,111*	*0,076*	*0,071*	*0,438*	*< 0,017*	*0,006*	*< 0,001*	*0,337*
Bassin amont	*8,67*	*93*	*6,8*	*0,049*	*0,099*	*0,115*	*0,093*	*0,538*	*< 0,014*	*0,004*	*< 0,001*	*0,306*
Moyenne eaux du socle	33,08	122	6,5	0,057	0,130	0,068	0,064	0,423	< 0,011	< 0,007	< 0,001	0,341
Moyenne eaux du bassin amont	40,05	171	7,0	0,045	0,120	0,088	0,073	0,461	< 0,014	< 0,004	< 0,001	0,330

Tableau XXXI

Réactions d'hydrolyse, équations d'équilibre entre aluminosilicates et constantes d'équilibre à 25° C, 1 atm.

Réaction	Equation d'équilibre	log K
SiO_2 (quartz) + $2H_2O \rightleftarrows H_4SiO_4$	$\log [H_4SiO_4]$	- 4,00
SiO_2 (amorphe) + $2\ H_2O \rightleftarrows H_4SiO_4$	$\log [H_4SiO_4]$	- 2,7
Kaolinite - Gibbsite	$\log [H_4SiO_4]$	- 4,52
Albite - Gibbsite	$\log [Na^+]/[H^+] + 3 \log [H_4SiO_4]$	- 4,29
Albite - Kaolinite	$\log [Na^+]/[H^+] + 2 \log [H_4SiO_4]$	0,235
Montmorillonite Na - Albite + Goethite	$1,328 \log [Na^+]/[H^+] + 1,049 \log [H_4SiO_4] - 0,26 \log [Mg^{2+}]/[H^+]^2$	2,562
Montmorillonite Na - Kaolinite + Goethite	$0,266 \log [Na^+]/[H^+] + 2,139 \log [H_4SiO_4] + 0,26 \log [Mg^{2+}]/[H^+]^2$	- 2,188
Microcline - Muscovite	$\log [K^+]/[H^+] + 3 \log [H_4SiO_4]$	- 6,59
Microcline - Kaolinite	$\log [K^+]/[H^+] + 2 \log [H_4SiO_4]$	- 2,42
Muscovite - Gibbsite	$\log [K^+]/[H^+] + 3 \log [H_4SiO_4]$	- 7,64
Muscovite - Kaolinite	$\log [K^+]/[H^+]$	5,94
Montmorillonite K - Microcline + Goethite	$1,328 \log [K^+]/[H^+] + 1,049 \log [H_4SiO_4] - 0,26 \log [Mg^{2+}]/[H^+]^2$	- 1,449
Montmorillonite K - Kaolinite + Goethite	$0,266 \log [K^+]/[H^+] + 2,139 \log [H_4SiO_4] + 0,26 \log [Mg^{2+}]/[H^+]^2$	- 2,401
Anorthite - Gibbsite	$\log [Ca^{2+}]/[H^+]^2 + 2 \log [H_4SiO_4]$	8,23
Anorthite - Kaolinite	$\log [Ca^{2+}]/[H^+]^2$	17,28
Montmorillonite Ca - Anorthite + Goethite	$-0,664 \log [Ca^{2+}]/[H^+]^2 + 2,139 \log [H_4SiO_4] + 0,26 \log [Mg^{2+}]/[H^+]^2$	-15,980
Montmorillonite Ca - Kaolinite + Goethite	$0,133 \log [Ca^{2+}]/[H^+]^2 + 2,139 \log [H_4SiO_4] + 0,26 \log [Mg^{2+}]/[H^+]^2$	- 2,208
Montmorillonite Mg - Gibbsite + Goethite	$0,393 \log [Mg^{2+}]/[H^+]^2 + 3,733 \log [H_4SiO_4]$	- 9,42
Montmorillonite Mg - Kaolinite + Goethite	$0,393 \log [Mg^{2+}]/[H^+]^2 + 2,139 \log [H_4SiO_4]$	- 2,208

montmorillonite - Na : $(Si_{3,733}\ Al_{0,267})(Al_{1,327}\ Fe_{0,50}\ Mg_{0,26})\ O_{10}(OH)_2\ Na_{0,266}$
montmorillonite - K : $(Si_{3,733}\ Al_{0,267})(Al_{1,327}\ Fe_{0,50}\ Mg_{0,26})\ O_{10}(OH)_2\ K_{0,266}$
montmorillonite - Ca : $(Si_{3,733}\ Al_{0,267})(Al_{1,327}\ Fe_{0,50}\ Mg_{0,26})\ O_{10}(OH)_2\ Ca_{0,133}$
montmorillonite - Mg : $(Si_{3,733}\ Al_{0,267})(Al_{1,327}\ Fe_{0,50}\ Mg_{0,26})\ O_{10}(OH)_2\ Mg_{0,133}$

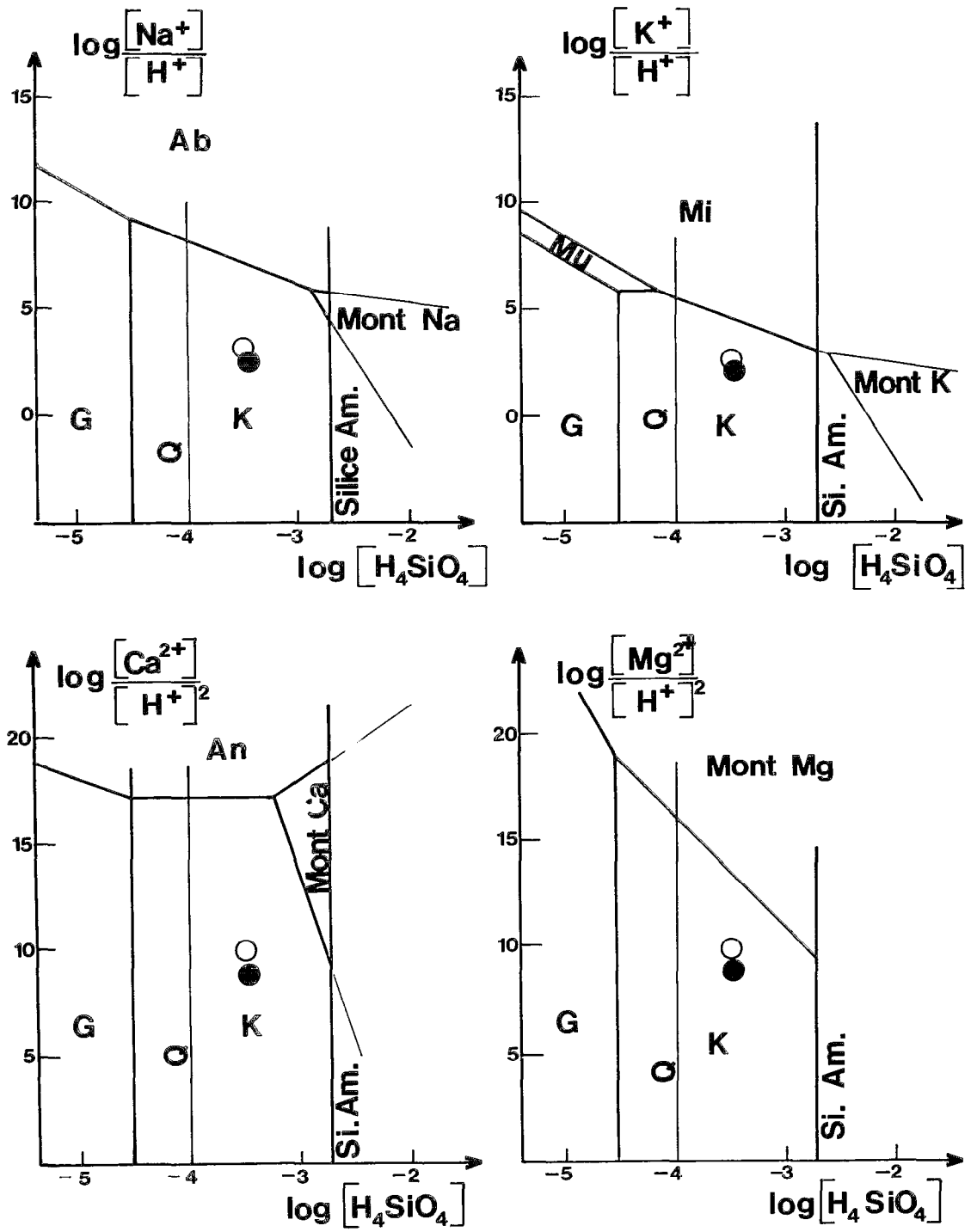


Fig. 21 a) - Diagrammes de stabilité entre alumino-silicates. Position des points représentatifs des eaux moyennes du socle (●) et de l'ensemble du bassin amont (o).

Minéraux primaires : Ab, albite, An, anorthite ; Mi, microcline ; Mu, muscovite ; Q, quartz.
Minéraux secondaires : G, gibbsite ; K, kaolinite; $Mont_{Na/Ca/Mg/K}$, montmorillonite ; Si_{am}, silice amorphe.

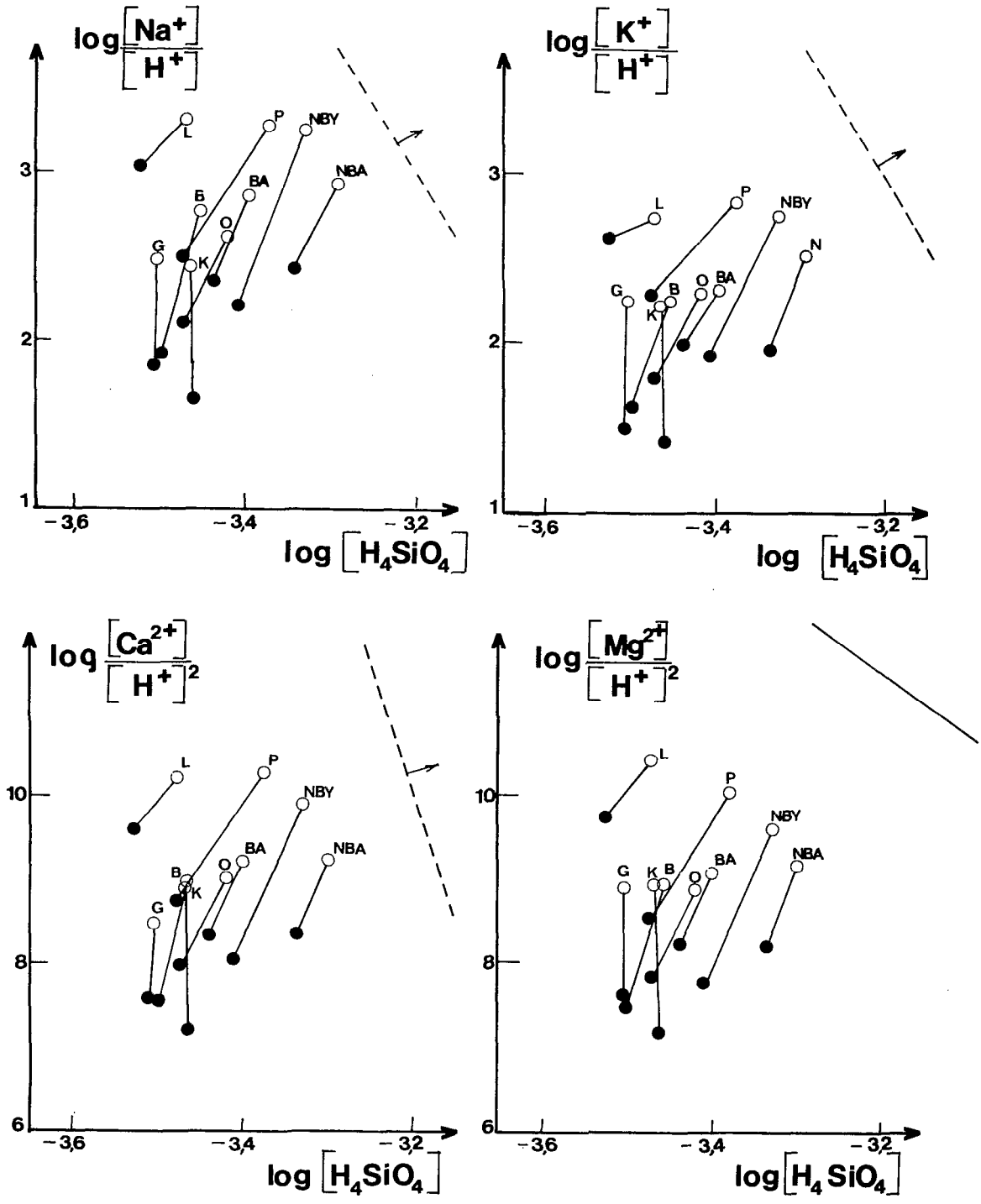


Fig. 21 b) - Diagrammes de stabilité entre alumino-silicates. Position des points représentatifs des eaux des principales rivières issues des formations précambriennes (● saison humide, o saison sèche). La direction de la droite d'équilibre Montmo$_{cation}$/Kaolinite + Goethite est indiquée par la droite en tireté ; en revanche dans le diagramme $[Mg^{2+}]/[H^+]^2$ il s'agit de la position réelle de la droite. L, Logone occidental ; P, Pendé ; O, Ouham ; NBY, Nana Barya ; NBA, Nana Bakassa ; K, Koukourou ; G, Gribingui ; BA, Bangoran ; B, Bamingui.

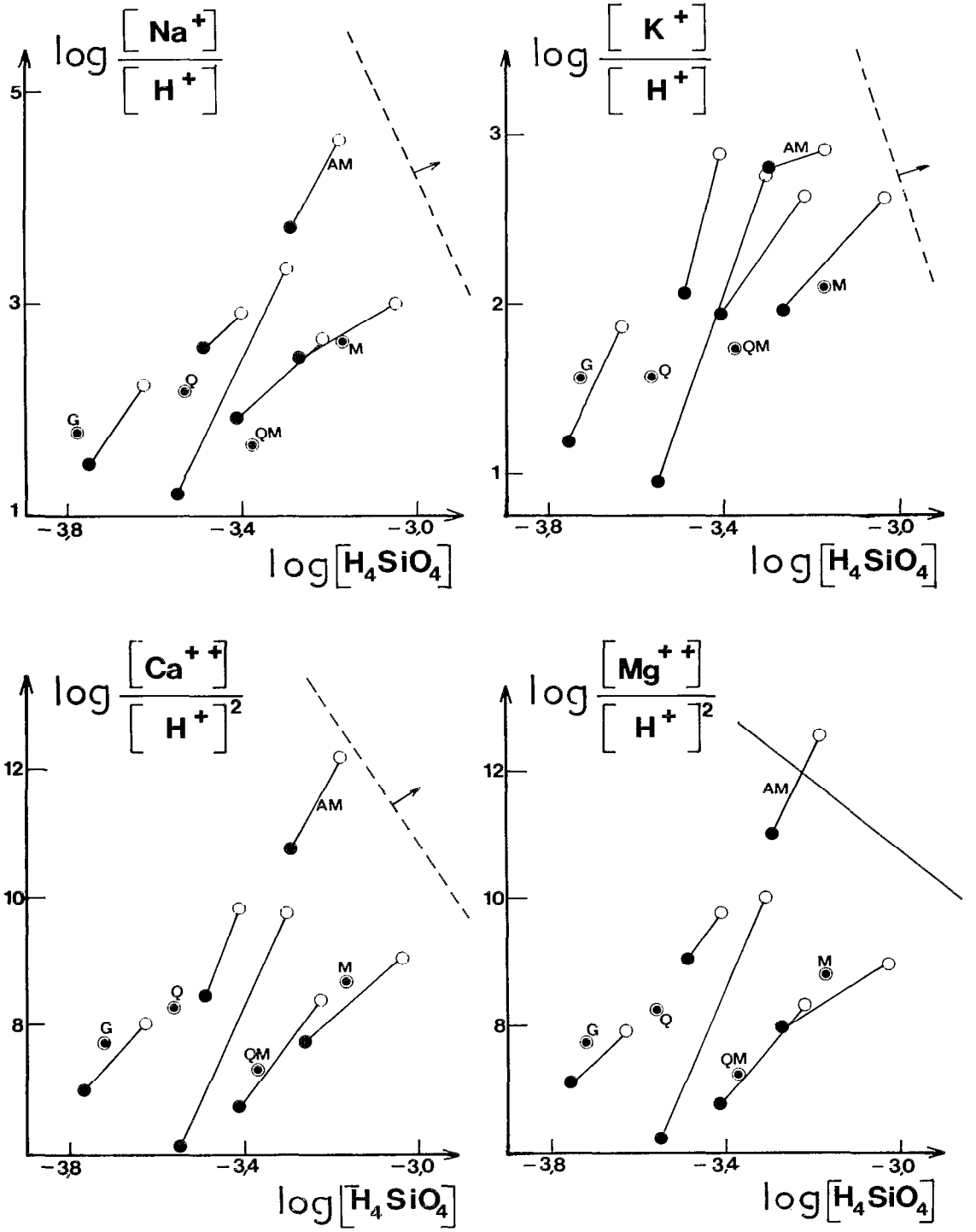


Fig. 21 c) - Diagrammes de stabilité entre alumino-silicates. Position des points représentatifs des eaux de source sur granites ou roches apparentées et sur amphibolites (Am) (● saison humide, ○ saison sèche). G, Q, Q_M et M correspondent aux eaux moyennes de grès, de quartzites, de quartzites à muscovite et de micaschistes quartzitiques.

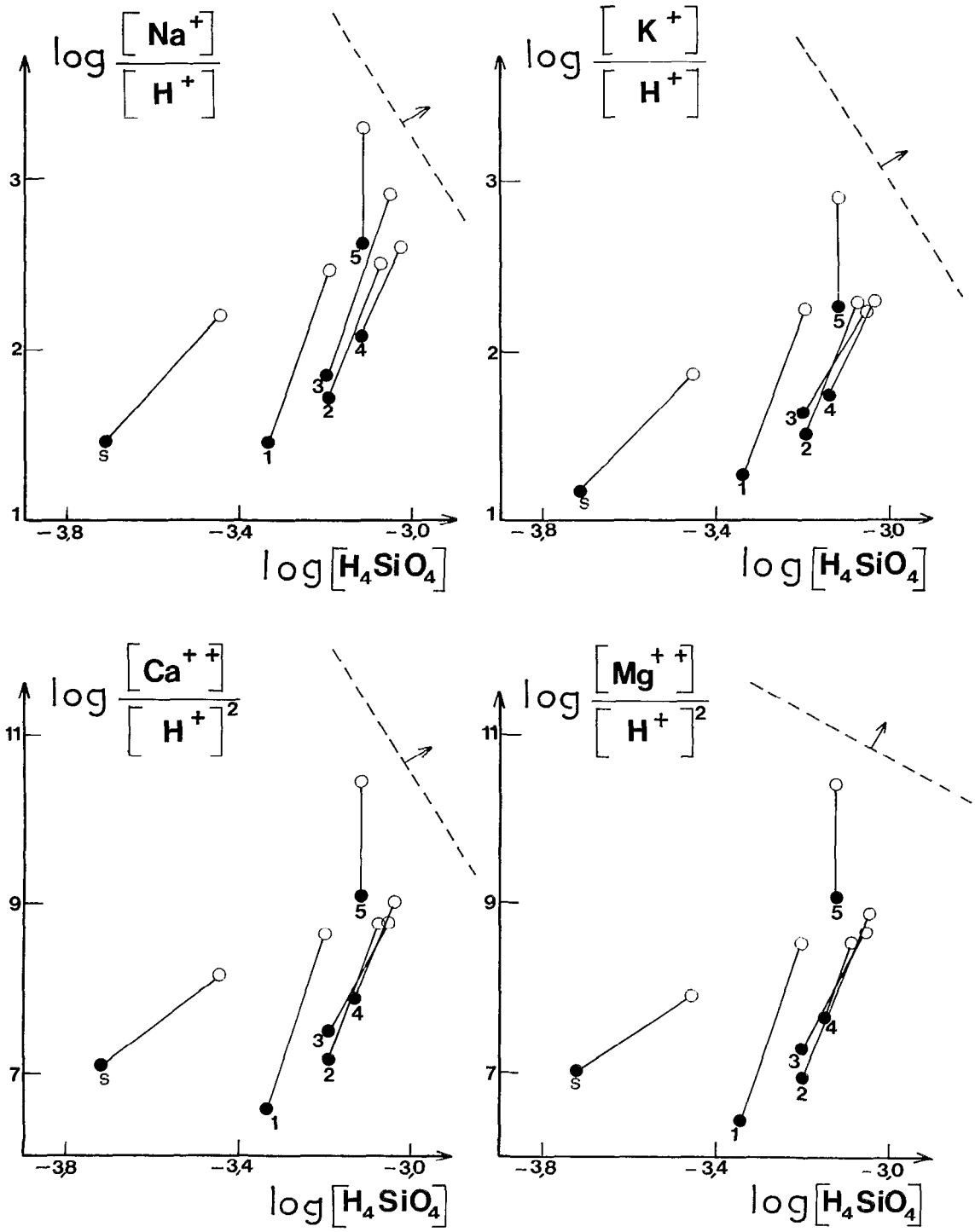


Fig. 21 d) - Diagrammes de stabilité entre alumino-silicates. Position des points représentatifs des eaux de l'Ouham ou Bahr Sara depuis la source (S) jusqu'à Manda (5) en passant par Bozoum (1), Béa (2), Bossangoa (3) et Bantagafo (4). Cette dernière localité étant située à la limite socle cristallin/continental terminal (● saison humide, ○ saison sèche).

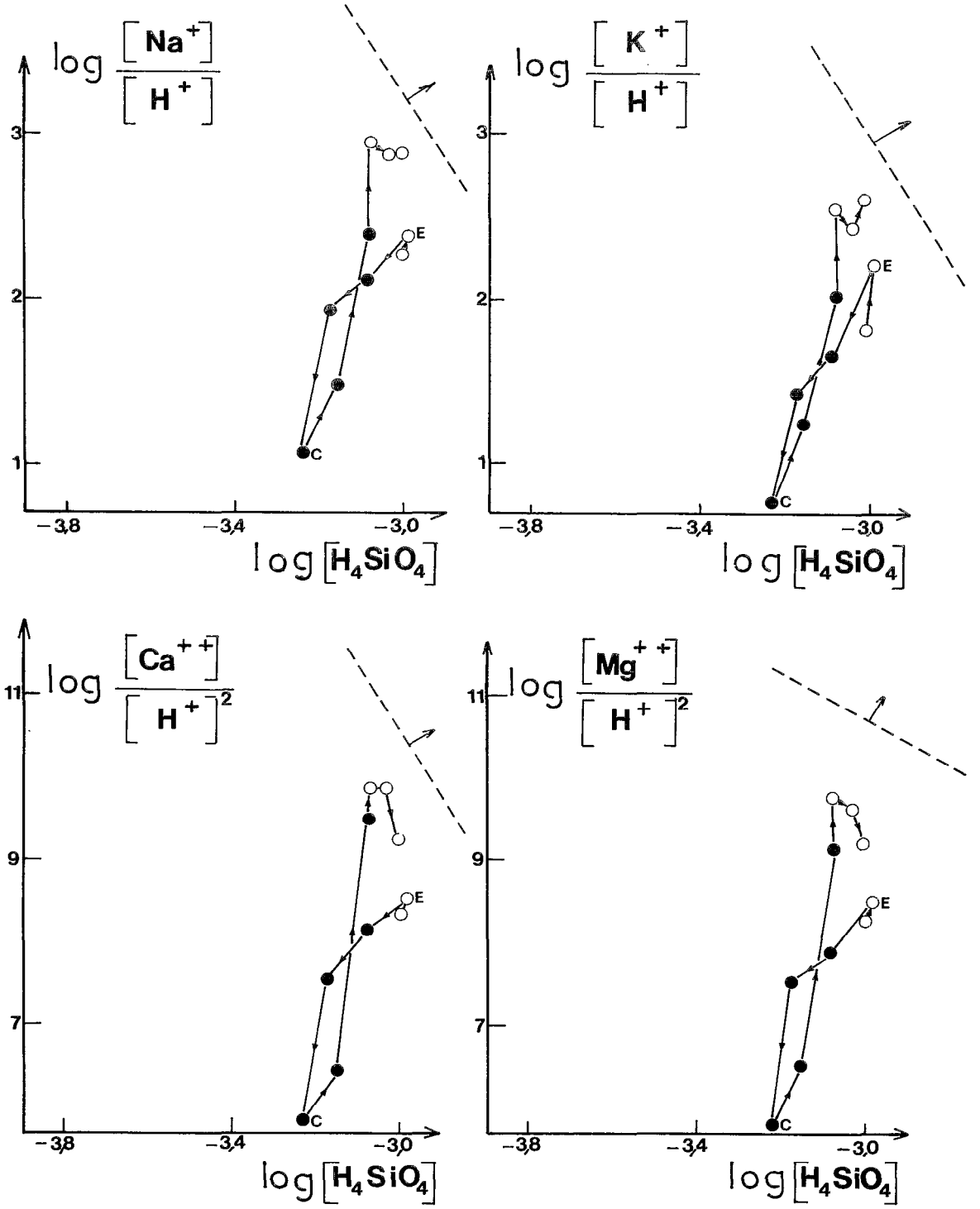


Fig. 21 e) - Diagrammesde stabilité entre alumino-silicates. Position des points représentatifs des eaux de l'Ouham à Batangafo tout au long d'un cycle hydrologique (E, étiage ; C, crue). (• saison humide, o saison sèche).

1. Les eaux moyennes du socle et du bassin amont

Les eaux moyennes du socle, comme celles du bassin amont, se situent dans le domaine de stabilité de la kaolinite (fig. 21 a). Les points représentatifs sont très proches, les concentrations en cations et en silice étant du même ordre de grandeur , les écarts observés ne sont dus qu'à la différence d'une demi-unité pH (6,5 et 7,0) entre les deux eaux.

Les eaux du bassin amont et du socle sont sursaturées par rapport au quartz et sous-saturées par rapport à la silice amorphe. Par ailleurs, ces eaux apparaîssent moins éloignées des domaines de stabilité des montmorillonites magnésiennes et calciques que de celui de la montmorillonite sodique et surtout de la montmorillonite potassique. La néoformation de montmorillonite, si elle se produisait, favoriserait le minéral qui admet en position échangeable le magnésium et le calcium.

2. Les eaux du socle

a) Les collecteurs principaux

La composition chimique moyenne des eaux des neuf collecteurs principaux (bassin du Logone : le logone occidental à Baïbokoum, la pendé à Goré ; bassin du Bahr Sara : la nana barya à Markounda, la nana bakassa à Ouogo, l'ouham à Bantagafo ; bassin du Chari supérieur : le gribingui à Fort-Crampel, la bamingui à Bamingui, le koukourou à Yombo, la bangoran à Bangoran) a été déterminée au cours des saisons sèches et humides.

Les points représentatifs de toutes les eaux (fig. 21 b) se situent dans le domaine de stabilité de la kaolinite,mais elles suivent un itinéraire qui en saison sèche tend à les rapprocher du domaine de stabilité des différentes montmorillonites. Cette tendance apparaît plus affirméedans le cas des eaux drainant les bassins versants de l'Ouest (L, P, NBY, NBA) que pour celles issues des bassins orientaux (O, G, K,BA, B).

b) Les sources

Les eaux de source ont été recueillies sur roches diverses : granites, amphibolites, quartzites et grès (il ne s'agit pas à proprement parler de sources,dont le tarissement rapide ne permet pas l'étude des variations saisonnières de la composition chimique,mais de petits axes de drainage).

Les différents diagrammes d'équilibre (fig. 21 c) montrent que, comme dans le cas de collecteurs plus importants, les eaux qui percolent à travers les grès, les quartzites, les granites ou les produits de leur altération, se situent dans le domaine de stabilité de la kaolinite, l'amplitude des variations entre saison humide et saison sèche étant seulement mieux marquée. En revanche,les eaux recueillies sur amphibolites atteignent en saison sèche la droite d'équilibre de la montmorillonite-Mg, soulignant ainsi l'importance du facteur lithologique dans la nature des minéraux néoformés.

c) Le Bahr Sara

Par son étendue, sa contribution aux apports fluviatiles vers le lac Tchad, la nature de son soubassement géologique et sa pluviosité, le bassin versant du Bahr Sara constitue un moyen terme entre ceux de Logone à l'Est et du Chari à l'Ouest. Les variations de la composition chimique des eaux ont été suivies de l'amont (source) à l'aval (Manda) et tout au long d'un cycle hydrologique à Batangafo (station située à la limite socle-grès).

- *De la source à Manda :*

De la source à Manda (fig. 21 d) en saison humide ou en saison sèche, les points représentatifs de la composition chimique des eaux se situent à nouveau dans le domaine de stabilité de la kaolinite. Les variations entre les points 1, 2, 3, 4 sont mineures traduisant ainsi une homogénéité de réponse du bassin versant dès que sa superficie devient conséquente. Les eaux des têtes de bassin versant (sources S) proches de l'équilibre avec la gibbsite surtout en saison humide, s'opposant aux eaux de l'aval (Manda, 5) qui s'approchent, en saison sèche, de l'équilibre avec la montmorillonite.

- *Evolution au cours d'un cycle hydrologique*

Les variations de la composition chimique des eaux du Bahr Sara à Batangafo ont été étudiées au cours d'un cycle hydrologique complet (fig. 21 e). On retrouve une évolution identique à celle observée dans les cas précédents. Tous les points représentatifs des eaux se situent dans le domaine de stabilité de la kaolinite. En saison sèche, la tendance à la bisiallitisation est nette ; en saison humide, l'orientation vers l'allitisation est peu marquée.

3. Conclusion

Les eaux du bassin amont et celles issues du socle sont toutes sursaturées par rapport au quartz et les points représentatifs de ces eaux se trouvent dans le domaine de stabilité de la kaolinite.

On aboutit au schéma classique des altérations kaoliniques en climat tropical chaud et humide. On se dirige vers la montmorillonite, lorsque les roches sont basiques, le chemin parcouru par les eaux est long et la saison sèche importante ; on se dirige vers la gibbsite lorsque les roches sont acides, le chemin parcouru par les eaux, court, et la saison humide avancée.

Sans entrer dans la discussion de la position des droites délimitant les domaines respectifs des montmorillonites et de la kaolinite, cette approche thermodynamique, permet de constater que seules, les eaux collectées en saison sèche sur amphibolites reflètent la néoformation de montmorillonite. Il s'agit là effectivement du seul cas (séquence de Boganon) où ce minéral apparaît en quantités importantes ; partout ailleurs, la kaolinite est prédominante aussi bien dans les altérations et les sols, que dans les matières en suspension véhiculées par les collecteurs.

B- LE BILAN DE L'ALTERATION

TARDY (1968) a proposé une méthode d'estimation du rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 de l'ensemble des minéraux secondaires présents dans le complexe d'altération des roches granito-gneissiques :

$$R_E = \frac{6\ K_2O + 6\ Na_2O + 2\ CaO - SiO_2}{K_2O + Na_2O + CaO}\text{(dans les eaux)} = \frac{SiO_2}{Al_2O_3}\text{ (dans les sols)}$$

La valeur du rapport R_E permet de préciser le type d'altération dominant. Ainsi lorsqu'il est nul, l'aluminium et fer sont les seuls éléments fixés sous formes d'hydroxydes insolubles : c'est le domaine de l'allitisation (gibbsite). La monosiallitisation (kaolinite) est de règle quand le rapport est égal à 2, mais une telle valeur n'exclue pas la présence d'argiles du type 2/1 et de gibbsite. De la même façon lorsque le rapport est nettement supérieur à 2 (bisiallitisation) la kaolinite peut coexister avec les minéraux 2/1 tant que cette valeur n'est pas trop élevée.

Calculé, à partir des concentrations en solution des principaux cations et de la silice, le rapport R_E a été déterminé comme dans le cas des diagrammes d'équilibre, pour l'ensemble des eaux du socle précambrien ; les résultats sont illustrés par les figures 22 (a, b, c, d, e).

La faible extension des roches basiques (amphibolites, série de Kouki, complexe volcanique de l'Adamaoua) dans le soubassement géologique des différents bassins versants permet en effet, de considérer que les roches moyennes ont une composition chimique très proche de celle des granites. Le rapport SiO_2/Al_2O_3 pour les altérations sur roches basiques (fig. 22 c) tient compte des coefficients stoechiométriques qui lient le magnésium à la silice et à l'alumine dans les amphiboles.

1. Les eaux moyennes du socle et du bassin amont

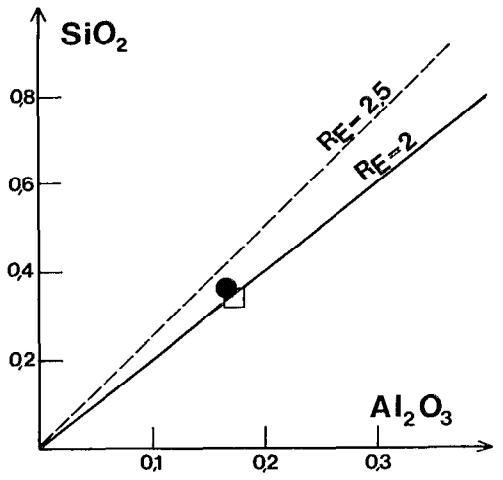
Les eaux moyennes du socle et du bassin amont présentent des rapports R_E qui sont respectivement de 2,21 et de 2,0 (fig. 22 a).

La variation observée entre ces deux bassins versants est probablement liée à la dilution des eaux du socle au cours de leur cheminement à travers les formations gréseuses du continental terminal. La composition minéralogique des grès (quartz, kaolinite et hydroxydes) ne prédispose qu'au départ de silice en solution, soit par transformation de la kaolinite en gibbsite (effectivement reconnue au site de Koros, fig. 5), soit plus vraisemblablement par dissolution du quartz.

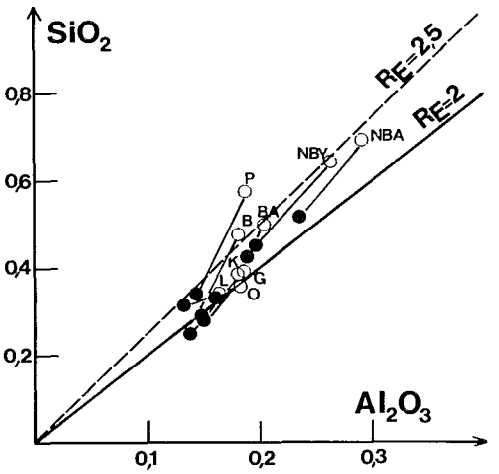
2. Les eaux du socle

a) Les collecteurs principaux

En saison humide (fig. 22 b) les points se regroupent autour d'une valeur moyenne du rapport R_E égal à 2,0. Les bassins de l'Ouest (R_E = 2,31) se différencient encore, comme nous l'avions souligné au cours de l'étude thermodynamique, des bassins de l'Est (R_E = 1,97).

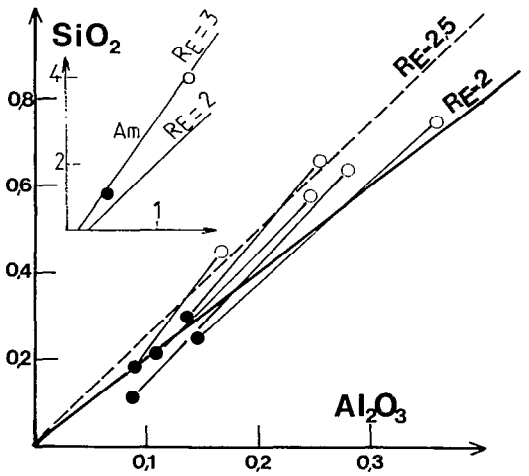


a - Points représentatifs des eaux moyennes du socle précambrien (●) et de l'ensemble du bassin amont (○).



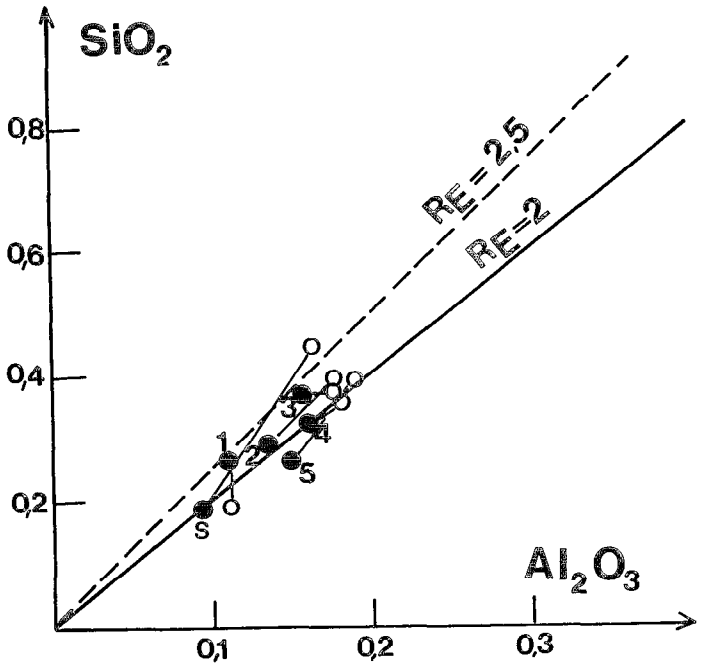
b - Points représentatifs des eaux des rivières draînant le socle précambrien (● saison humide, ○ saison sèche).

bassin du Logone : P, L
bassin de l'Ouham : O, NBA, NBY
bassin du Chari : G, K, BA, B

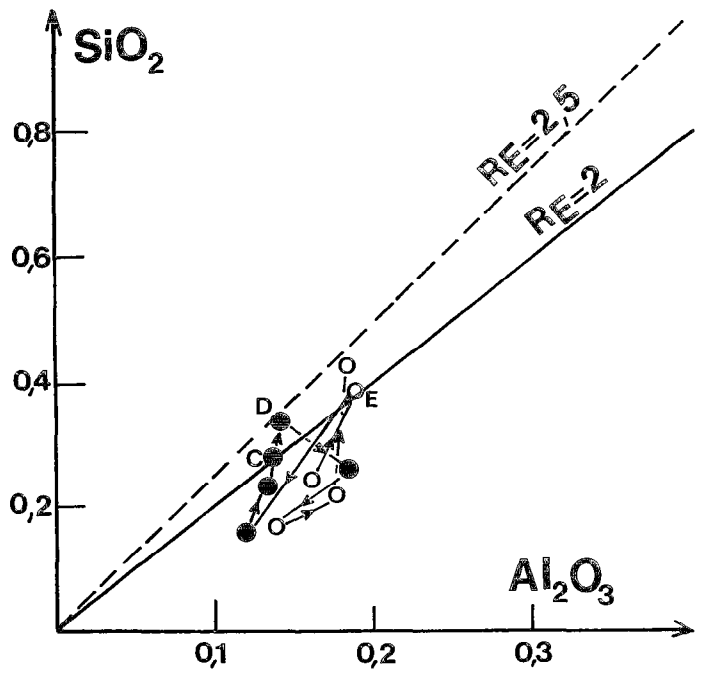


c - Points représentatifs des eaux de source sur granites et sur amphibolites (Am).(● saison humide ; ○ saison sèche).

Fig. 22 - Relation entre SiO_2 et Al_2O_3 fixés dans les altérations et déterminés par le calcul des sommes moléculaires (6 Na_2O + 6 K_2O + 2CaO - SiO_2 et $Na_2O + K_2O + CaO$) mesurées dans les eaux.



d - Les eaux de l'Ouham ou Bahr Sara depuis la source (S) jusqu'à la station de Manda (5) en passant par Bozoum (1), Béa (2), Bossangoa (3) et Batangafo (4).(● saison humide ; o saison sèche.



e - Les eaux de l'Ouham à Batangafo tout au long d'un cycle hydrologique:(E), étiage ; C, crue ; D, décrue) (● saison humide ; o saison sèche).

Fig. 22 - Relation entre SiO_2 et Al_2O_3 fixés dans les altérations et déterminés par le calcul des sommes moléculaires ($6\ Na_2O + 6\ K_2O + 2CaO - SiO_2$ et $Na_2O + K_2O + CaO$) mesurées dans les eaux.

En saison sèche le rapport R_E augmente et l'opposition entre les différents bassins versants est à nouveau bien marquée (R_E = 2,51 pour les bassins occidentaux et 2,16 pour les bassins orientaux).

b) Les eaux de source

Les eaux de source (fig. 22 c) ont en général un rapport R_E qui comparé à celui des grands axes de drainage est plus faible en saison humide, et du même ordre de grandeur, ou plus élevé, en saison sèche. Ainsi pour l'ensemble des sources sur granite le rapport R_E fluctue en saison humide de 1,20 à 2,15 et en saison sèche de 2,04 à 2,77.

Les eaux sur amphibolites témoignent encore de l'influence de la roche-mère sur la composition chimique des solutions et la nature des minéraux néoformés. Le rapport géochimique calculé en tenant compte du magnésium $R_K = \frac{6\ K_2O + 4{,}26\ Na_2O + 0{,}64\ CaO + MgO - SiO_2}{K_2O + 0{,}71\ Na_2O + 0{,}64\ CaO + 0{,}38\ MgO}$ est de 2,82 en saison humide et de 2,94 en saison sèche.

c) Les eaux du Bahr Sara

- De l'amont (source) à l'aval (Manda)

En saison humide, toutes les eaux collectées le long du cours de l'Ouham (de S, au point 4) drainan les formations du socle , ont un rapport R_E voisin ou supérieur à 2 ; par contre à Manda (point 5) située au débouché des formations gréseuses, la valeur est de 1,80 traduisant encore manifestement un apport d'eau diluée en provenance des bassins versants installés sur le continental terminal.

En saison sèche (fig. 22 d), les eaux de source (S) se singularisent par un rapport élevé (R_E = 2,77) alors que les eaux du collecteur principal à l'exception de la station de Bozoum (avec un R_E plus faible qu'en saison humide) donnent des valeurs à nouveau proches de 2. Dans l'ensemble, lorsque le bassin versant devient suffisamment important, les écarts entre saison sèche et humide se réduisent (2,19 et 2,11).

- Evolution au cours d'un cycle hydrologique

La figure 22 e, illustre les variations saisonnières du rapport R_E au cours de l'étude de la crue du Bahr Sara à Manda. A la pointe de crue (point d) comme à l'étiage le plus marqué (point E) les valeurs sont identiques (R_E = 2,08 saison humide et R_E = 2,07 en saison sèche).

L'évolution de la montée des eaux à l'amorce de la décrue en passant par les hautes eaux (itinéraire allant de E à D) correspond bien à une dilution par les eaux météoriques: d'abord importante (arrivée des premières pluies, R_E passe de 2,07 à 1,34), puis qui s'atténue ensuite (R_E passe de 1,34 à 1,78, 2,08 (en C) et 2,41 (en D). En revanche, la diminution du rapport R_E ensuite (1,44, 1,25, 1,27) puis sa brusque remontée (2,40) alors qu'en principe on se dirige vers la saison sèche, ne peut s'expliquer que par des précipitations localisées à proximité du point de mesure.

3. Conclusions

Le bilan de l'évacuation de la silice et des cations en solution confirme le caractère monosiallitique de l'altération et la formation actuelle de la kaolinite.

Les variations saisonnières du rapport géochimique R_E sont liées à l'étendue des bassins versants considérés. Réduites dans le cas des grands collecteurs, elles traduisent mieux par leur importance au niveau des petites axes de drainage, la contribution à l'écoulement total des volumes d'eau à l'équilibre avec les différents types d'altération.

Sur roches basiques, la bisiallitisation règle, en saison sèche sur les bassins importants, et toute l'année sur les petits collecteurs, la composition chimique des solutions. Sur les roches acides, au contraire, la nature des phases solubles qui migrent et des phases solides résiduelles est contrôlée par une altération de type monosiallitique.

C- CONCLUSIONS SUR LES DONNEES THERMODYNAMIQUES ET LE BILAN DE L'ALTERATION

L'étude du bilan de l'altération associée à l'étude thermodynamique des équilibres chimiques confirme la formation actuelle de kaolinite sur l'ensemble des profils d'altération.

Or, le bilan des exportations entrepris au cours du chapitre précédent a montré que ce minéral est aussi celui qui constitue la fraction dominante des particules fines à la surface du sol. Autrement dit, le complexe d'altération acquiert d'emblée, dès les premières étapes de dissolution des roches-mères, la composition chimique et minéralogique qui sera la sienne, lorsqu'il sera ultérieurement repris par l'érosion mécanique.

Des variations dues à la nature de la roche-mère, à la longueur du parcours des solutions et à l'influence de l'humidité des saisons, viennent moduler dans le détail l'évolution des altérations vers la kaolinite. Les deux méthodes donnent des résultats tout à fait concordants pour montrer qu'au cours des différents cycles hydrologiques de faibles quantités de montmorillonite et de gibbsite sont mises en jeu.

II – ÉVALUATION DES QUANTITÉS DE GIBSITE, DE KAOLINITE ET DE MONTMORILLONITE FORMÉES

Au cours du cycle hydrologique le niveau des nappes et leurs contributions aux écoulements varient considérablement et ceci a été montré dans l'hydrogramme de crue (fig. 18) établi pour le bassin amont.

On peut maintenant reprendre cet exemple et celui des trois bassins qui le composent pour tenter d'illustrer l'intervention des nappes sur la qualité chimique des solutions. A chaque instant, en effet, on peut considérer que les volumes d'eau qui parviennent à l'exutoire du bassin versant, sont des mélanges en proportions variables de différentes eaux reflétant chacune la formation de gibbsite, de kaolinite et de montmorillonite.

Ceci revient à dire que pour chaque mois le volume total est égal à la somme $V_G + V_K + V_M$ des volumes d'eau respectivement à l'équilibre avec la gibbsite, la kaolinite et la montmorillonite. A partir des valeurs du rapport R_E, il est alors possible d'évaluer la part qui revient à chacun de ces volumes.

Le calcul est mené sur les différents bassins versants d'après les volumes moyens journaliers pour chaque mois (tableau XXXII) et les valeurs du rapport R_E (tableau XXXIII) déterminées à partir des compositions chimiques moyennes des eaux (tableaux XVII, XVIII, XIX et XX).

Tableau XXXII

Volumes moyens journaliers (pour chaque mois) des différents bassins (en 10^6 m^3)

Bassins Versants	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A
Logone (Laï)	8,7	14,1	44,0	98,0	161,6	112,5	37,4	15,4	9,7	6,8	5,0	5,2
Bahr Sara (Manda)	10,7	12,2	26,6	65,8	121,8	126,7	71,5	30,2	18,0	12,1	7,6	6,0
Chari (Sahr)	3,7	4,3	9,2	23,2	46,6	74,8	58,9	31,4	15,6	8,2	5,0	3,6
Bassin Amont	22,4	30,6	79,8	187,0	330,0	314,0	167,8	77,0	43,3	27,1	17,6	14,8

Tableau XXXIII

Valeurs du rapport R_E pour les eaux des différents bassins

Bassins Versants	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	Année
Logone	2,54	2,59	2,38	2,40	2,19	2,08	1,88	2,05	2,18	2,31	2,20	2,16	2,35
Bahr Sara	2,20	2,30	2,35	2,03	1,99	1,76	1,66	1,85	2,25	2,19	2,20	2,20	1,88
Chari	2,34	2,42	2,25	1,85	1,84	1,65	1,65	2,11	2,16	2,18	2,23	2,29	1,95
Bassin Amont	2,35	2,44	2,34	2,13	2,09	1,90	1,74	1,99	2,20	2,19	2,21	2,22	2,00

On admet les approximations suivantes :

- le rapport R_E pour un mélange de différentes eaux est donné par la relation :

$$R_E \times V_{total} = 0 \times V_{gibbsite} + 2 \times V_{kaolinite} + 3,5\ V_{montmorillonite}$$

- le rapport moléculaire SiO_2/Al_2O_3 est de 3,5 pour la montmorillonite
- lorsque R_E est supérieur à 2, on suppose que V_G est nul et le rapport géochimique ne dépend que de la proportion des volumes correspondants à la kaolinite et à la montmorillonite ;
- lorsque R_E est inférieur à 2, la gibbsite intervient et les quantités d'eaux attribuées à la montmorillonite sont supposées égales à celles de la saison sèche ; la formation concomitante de gibbsite et d'une nouvelle montmorillonite est exclue.

Les volumes annuels V_G, V_K, V_M ainsi calculés sont donnés dans le tableau XXXIV et les variations saisonnières des contributions respectives à l'écoulement total, sont présentées sur la figure 23.

Tableau XXXIV

Estimation des volumes moyens annuels V_G, V_K, V_M (10^9 m^3).

Les pourcentages par rapport au volume total sont donnés entre parenthèses.

Bassins Versants	V_G gibbsite	V_K kaolinite	V_M montmorillonite	Volume total
Logone	0,22 (1,4 %)	14,12 (89,2 %)	1,49 (9,4 %)	15,83
Bahr Sara	1,35 (8,7 %)	13,62 (87,6 %)	0,58 (3,7 %)	15,55
Chari supérieur	0,81 (9,3 %)	7,35 (84,8 %)	0,51 (5,9 %)	8,67
Bassin Amont	2,38 (5,9 %)	35,09 (87,6 %)	2,58 (6,5 %)	40,05

Dans tous les cas, la composition chimique des solutions à l'aval des bassins versants reflète principalement la formation de kaolinite qui est effectivement le minéral dominant dans les sols. En moyenne, si on met en relation directe les proportions respectives des différents volumes V_G, V_K et V_M avec les quantités (moles par unité de volume) des minéraux correspondants dans les profils, on trouve la distribution suivante : de 85 à 90 % de kaolinite, de 4 à 10 % de montmorillonite et de 1,5 à 9 % de

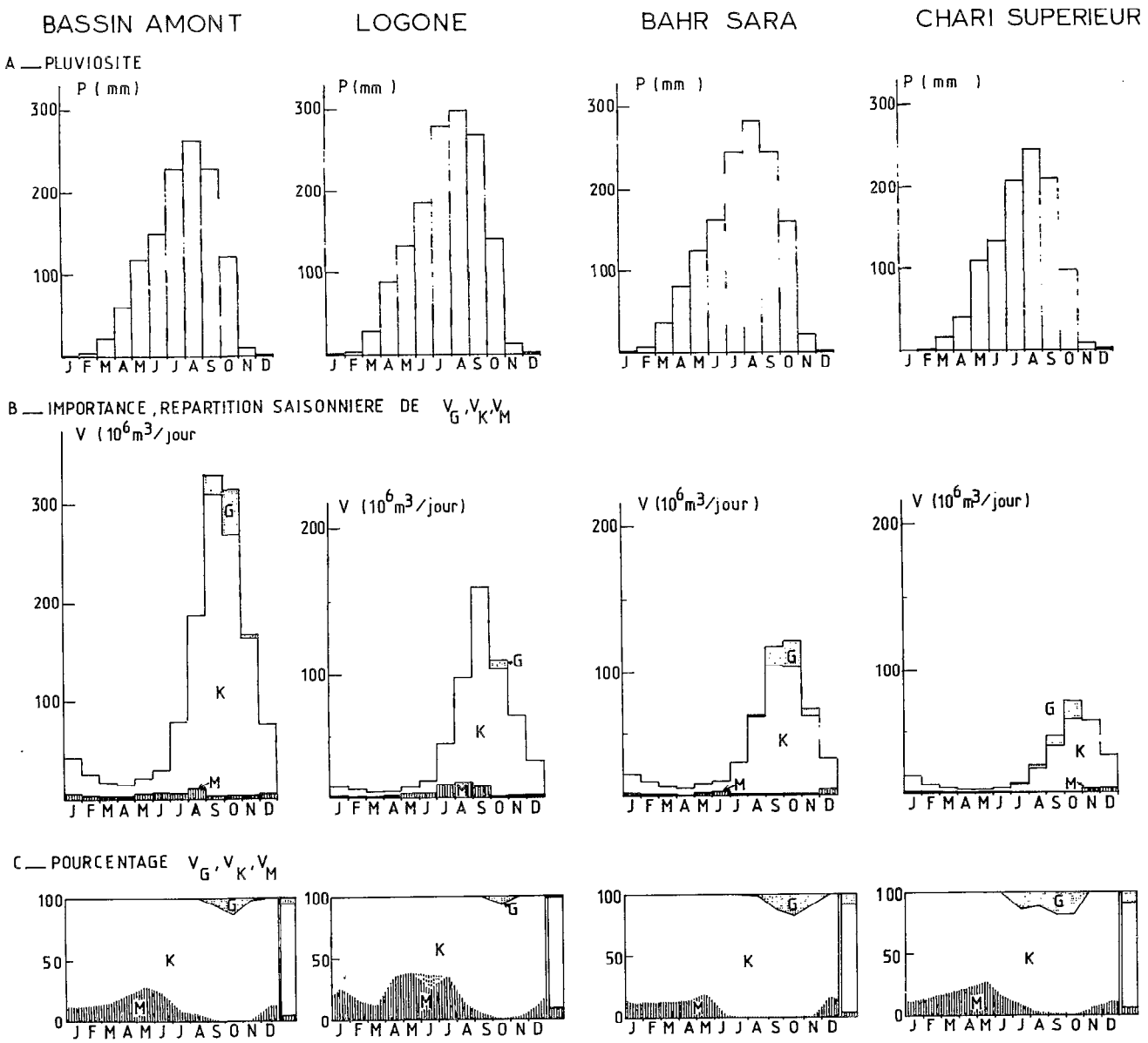


Fig. 23 - a) Pluviosité sur les différents bassins versants.
b) Importance (m^3) et variations saisonnières des volumes V_G, V_K et V_M sur les différents bassins versants.
c) Contribution mensuelle (en %) de V_G, V_K et V_M à l'écoulement total.

gibbsite. Ce résultat est conforme aux estimations quantitatives réalisées par BOULVERT (1975) sur la composition minéralogique des principaux types de sols du haut-bassin du Bahr Sara. La kaolinite est toujours le minéral argileux dominant (de 71 à 89 % de la fraction totale inférieure à 2µ); la montmorillonite n'est importante que dans les vertisols et quelquefois à la racine des arènes; la gibbsite (à l'exception de quelques cuirasses de plateau) n'apparaît qu'en très petites quantités dans la plupart des sols ferrallitiques, sols les plus abondants dans le bassin.

Les pourcentages de gibbsite et de montmorillonite sont identiques pour le bassin amont ; en revanche l'étude des hydrogrammes (fig. 23 b) montre que d'un collecteur à l'autre, les quantités formées diffèrent. Cette étude montre également que les périodes de formation ne sont pas synchrones. La gibbsite est bien représentée et la montmorillonite réduite (rapport de 2) dans le bassin du Chari, la situation est inverse dans le cas du Logone où la montmorillonite est sept fois plus importante que la gibbsite. La gibbsite apparaît dès juillet sur l'hydrogramme du Chari et seulement en novembre sur celui du Logone bien qu'il s'agisse du bassin versant le plus humide. L'influence des roches mères est ici singulièrement mise en évidence : de nature plus basiques dans le soubassement géologique du Logone, elles sont plus volontiers granitiques dans les bassins du Bahr Sara et surtout du Chari. L'altération des roches basiques se caractérise donc par une plus forte concentration des cations en solution qui freine l'apparition de la gibbsite et favorise le maintien de la montmorillonite.

Les variations saisonnières des proportions entre les différents volumes V_G, V_K et V_M illustrées par la figure 23 c, amènent une autre remarque. Les différents pourcentages entre les volumes V_M et les volumes totaux peuvent être considérés comme indiquant à chaque instant, le facteur de dilution des eaux à l'équilibre avec la montmorillonite. Les solutions les plus concentrées n'apparaissent pas à l'étiage du fleuve, mais en général au cours du mois qui lui succède, coincidant ainsi avec la reprise des précipitations. Les eaux se chargent alors en sels déposés par évaporation dans les profils au cours de la saison sèche précédente. Les eaux les plus diluées apparaissent lorsque le rapport V_K/V_{total} est le plus grand, c'est-à-dire lorsque dans l'ensemble les précipitations sont les plus importantes.

III – BILAN DE L'ÉROSION MÉCANIQUE ET DE L'ALTÉRATION CHIMIQUE VITESSE D'APPROFONDISSEMENT DES PROFILS

L'érosion mécanique et l'altération chimique s'associent pour évacuer les éléments libérés lors de l'altération des roches. Certains éléments sont exportés en solution, d'autres sont temporairement retenus, soit complètement, soit partiellement, dans les minéraux secondaires formés ou dans les minéraux résiduels.

Au fur et à mesure que l'altération chimique progresse en profondeur les minéraux résiduels ou secondaires s'accumulent relativement. Elle correspond à l'approfondissement des profils et s'oppose ainsi à l'ablation mécanique qui tend en surface, à réduire l'épaisseur des sols.

L'importance de ces deux mécanismes concurrentiels est ici déterminée pour l'ensemble du bassin amont et pour la partie du bassin amont située sur le socle précambrien granitique.

A- LE BASSIN AMONT

1. Le rapport Fe/Al dans les suspensions

Les pourcentages d'alumine et de fer dans les matières en suspension exportées du bassin amont sont respectivement de 28,6 et de 8,5 % (tableau 25) ; ils correspondent à un rapport moléculaire Fe/Al de 0,19.

En réalité le fer et l'alumine qui proviennent de l'altération des minéraux primaires de la roche saine, se distribuent entre la kaolinite, les hydroxydes et les matières amorphes. On doit négliger la contribution des micas détritiques (illite et interstratifiés) car ils font partie de la roche-mère et on peut supposer que les quantités de minéraux micacés qui s'accumulent dans les profils sont en proportion égales à celles qui quittent le bassin versant avec les matières en suspension.

Le rapport moléculaire Fe/Al est alors de 0,151 et il correspond approximativement au rapport du fer et de l'alumine dans la kaolinite et la goethite exportées.

2. Reconstitution minéralogique de la roche-mère altérable.

Bilan de la dissolution du quartz.

La reconstitution minéralogique de la roche-mère altérable peut être effectuée à partir de la composition chimique des eaux moyennes du bassin :

Na	:	0,120 mmole /1
K	:	0,045 mmole /1
Ca	:	0,088 mmole /1
Mg	:	0,073 mmole /1
SiO_2	:	0,330 mmole /1

On admet que le sodium provient entièrement de la dissolution de l'albite, le calcium de celle de l'anorthite et le magnésium exclusivement de l'altération d'une gédrite alumineuse de formule structurale $Mg_4Al_6Si_5O_{22}(OH)_2$. La répartition du potassium entre le microcline et le mica ferreux (annite) de formule $K\ Al\ Si_3Fe^{II}_3\ O_{10}(OH)_2$ est réalisée de telle manière que le rapport Fe/Al de l'ensemble des minéraux constitués soit égal à celui des matières en suspension (Fe/Al = 0,151).

On obtient (en mmoles/1) :

Albite	$Na\ Al\ Si_3\ O_8$	: 0,120
Anorthite	$Ca\ Al_2\ Si_2\ O_8$	: 0,088
Microcline	$K\ Al\ Si_3\ O_8$	: 0,022
Annite	$K\ Al\ Si_3\ Fe^{II}_3\ O_{10}(OH)_2$	: 0,023
Gedrite	$Mg_4\ Al_6\ Si_5\ O_{22}\ (OH)_2$	: 0,018

La formation de ces cinq minéraux nécessite 0,069 mmole de Fe, 0,225 mmole d'Al_2O_3 et 0,762 mmole de SiO_2. Si tous les minéraux se dissolvent à la même vitesse et que la kaolinite est le seul minéral argileux de l'altération, les quantités de silice qui peuvent quitter le bassin en solution, s'élèvent par litre d'eau à 0,312 mmole (0,762 - 2 × 0,225). La concentration des eaux moyennes en silice étant de 0,330 mmole /1, 0,018 mmole /1 de silice ne proviennent pas de la kaolinisation de la roche saine, mais représente (en excluant la transformation de faibles quantités de kaolinite en gibbsite) la contribution (5,5 %) de la dissolution du quartz au bilan de la silice dissoute. Une partie du quartz se dissout donc le long des profils libérant dans l'eau un excédent de silice, qui se chiffre par an à 45.000 tonnes.

3. Le bilan de l'altération et de l'érosion

Dans la phase résiduelle qui s'accumule dans les profils, les quantités de micas inaltérables ont été initialement considérées comme équivalentes en poids à celles qui quittent le bassin versant avec les matières en suspensions. Le tonnage de ces minéraux exportés par année a été évalué à environ $6,50\ .\ 10^5$ tonnes, tonnage qui correspond par unité de volume à 16,0 mg/1 ou encore à 0,040 mmole/1 de micas détritiques.

Tableau XXXV

Bilan de l'altération chimique et de l'érosion mécanique sur l'ensemble du bassin amont

	ALTERATION CHIMIQUE						EROSION MECANIQUE	
	ROCHE MERE			SOLS		SOLUTIONS	SUSPENSIONS	
	1	2	3	4	5			
Minéraux	mmoles par litre d'eau	% en poids	poids en kg dans 1 m^3 de roche	mmoles par litre d'eau	poids en kg dans 1 m^3 de roche altérée	mmoles par litre d'eau	mmoles par litre d'eau	poids en kg par m^3 de profil érodé
Micas peu altérables	0,040	7,7	204,1	0,040	204,1		0,040	204,1
Quartz	1,730	50	1325,0	1,712	1311,0	0,018 ← SiO_2 0,330	0,195	150,0
Albite	0,120	15,1	400,1	0	0	← Na 0,120	0	0
Anorthite	0,088	11,8	312,7	0	0	0,312 ← Ca 0,088	0	0
Microcline	0,022	2,9	76,9	0	0	← K 0,045	0	0
Annite	0,023	5,7	151,0	0	0	←	0	0
Gedrite	0,018	6,8	180,2	0	0	← Mg 0,073	0	0
Kaolinite	0	0	0	0,225	743,1		0,198	653,8
Goethite	0	0	0	0,069	78,6		0,061	68,4
			2650		2336,8			

Le pourcentage de quartz de la roche moyenne de l'ensemble du bassin amont est nécessairement supérieur à celui (38 %) de la roche moyenne du socle. On peut estimer qu'en fonction des surfaces occupées par les grès du continental terminal, que le quartz représente en poids près de 50 % de la roche moyenne du bassin amont, et que 1,730 mmoles de quartz seront au contact d'un litre d'eau de percolation.

On détermine alors la composition minéralogique moyenne de la roche (tableau XXXV, colonnes 1 et 2) et le poids (en kg) de chacun des minéraux dans un volume de roche de 1 m^3 ayant une densité de 2,65 (colonne 3). L'altération chimique de cette roche, en admettant la conservation des micas peu altérables et une faible altération du quartz, se solde par la formation d'un profil à quartz, micas inaltérables, kaolinite et goethite dont les quantités respectives sont données dans le tableau XXXV (colonnes 4 et 5). Les valeurs du rapport goethite/kaolinite et du rapport micas inaltérables / kaolinite dans ce profil sont identiques aux valeurs de ces rapports dans les suspensions. La densité des horizons constitués est de 2,30 et correspond à celle d'une lithomarge riche en quartz (TARDY, 1969).

Au cours de l'altération chimique de la roche, l'hydrolyse des silicates (pour chaque litre d'eau de percolation) se traduit par la formation de 0,225 mmole , soit 58,1 mg de kaolinite et de 0,069 mmole , soit 6,1 mg de goethite. Dans le profil d'altération reconstitué (tableau XXXV, colonne 5), chaque m^3 de roche altérée contient 743,1 kg de kaolinite et 78,6 kg de goethite. Il faut donc 12,8 . 10^6 litres d'eau pour altérer entièrement 1 m^3 de roche saine.

Le bassin versant qui couvre une superficie de 330 000 km^2 draine chaque année, 40,05 . 10^9 m^3 d'eau, c'est-à-dire 121 litres par m^2 et par an. Il faut donc 12,8 . 10^6/121 = 106 000 ans pour transformer la roche en kaolinite sur une épaisseur de un mètre, et l'altération progresse chaque année de 9,4 . 10^{-6} mètre (ou encore de 9,4 microns/an).

Le tonnage de kaolinite exporté annuellement avec les matières en suspension est de 2,00 . 10^6 tonnes, tonnage qui correspond au départ, par litre d'eau, de 51,2 mg soit 0,198 mmole de cette argile. L'érosion des sols en surface s'avère donc moins efficace que l'altération chimique qui élabore durant la même période 0,225 mmole de kaolinite. En 106 000 ans alors que le profil s'approfondit de un mètre, l'érosion mécanique ne soustrait que 88 centimètres et les sols s'épaississent durant cette période de 12 centimètres.

Les études pédologiques menées sur les profils ne témoignent pas d'un enrichissement important en quartz, mais laissent en réalité supposer que quantité évacuée et quantité accumulée s'équilibrent sensiblement. Une fraction du quartz se dissout et le reliquat 1,712 mmoles par litre d'eau quitte donc les profils. Par érosion mécanique on devrait soustraire 1,712 × 0,198/0,225 = 1,506 mmoles de quartz par litre d'eau évacué hors du bassin. Or, dans les matières en suspension et dans le charriage de fond, les tonnages de quartz (470 000 tonnes/an) correspondent seulement à 0,195 mmole par litre d'eau. On peut donc considérer qu'à l'ablation des sols de 88 centimètres en 106.000 ans, est associée à l'aval, une sédimentation sableuse (densité 2,40) sur une épaisseur de 42 centimètres.

B- LE SOCLE

Les compositions chimiques des eaux moyennes et des matières en suspension issues des formations du socle précambrien sont données dans les tableaux XXX et XXXVI. La superficie totale est de 150 000 km^2 et le volume d'eau moyen annuel qui en sort, est de 33,1 . $10^9 m^3$.

1. Le rapport Fe/Al dans les suspensions

Les pourcentages d'alumine et de fer dans les matières en suspension sont respectivement de 27,2 et de 10,4 %. Ils correspondent à un rapport moléculaire Fe/Al de 0,240. On remarque qu'il est plus élevé que celui des suspensions du bassin amont (0,190), mais aussi que celui des roches mères du socle (0,200) dont la composition moyenne est donnée dans le chapitre introductif (tableau VII).

En négligeant, comme dans le cas du bassin amont, la contribution des micas détritiques le rapport moléculaire Fe/Al est de 0,192, très proche du rapport Fe/Al (0,203) calculé à partir des tonnages exportés de kaolinite (1 500 000) et de goethite (170 000).

Tableau XXXVI

Composition chimique moyenne des matières en suspension (en pourcentage d'oxydes) et des eaux (en mmoles/litres) issues des bassins versants du socle précambrien. N= nombre d'analyses

	N	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	Mn_3O_4	H_2O	Somme
Matières en suspensions	42	42,2	27,2	10,4	0,54	0,26	0,15	0,95	1,65	0,08	16,75	100,2
		pH	K	Na	Ca	Mg	HCO_3	Cl	SO_4	PO_4		SiO_2
Substances dissoutes	122	6,5	0,057	0,130	0,068	0,064	0,423	< 0,01	< 0,01	< 0,001		0,341

2. Reconstitution minéralogique de la roche mère.
Bilan de la dissolution du quartz.

En adoptant la même méthode de détermination de la composition minéralogique de la roche à partir de l'eau moyenne (tableau XXXVI) et en admettant un rapport Fe/Al de 0,192, on obtient (en mmoles) :

Albite	:	0,130	Annite	: 0,027
Anorthite	:	0,068	Gédrite	: 0,016
Microcline	:	0,030		

La formation de ces minéraux nécessite 0,081 mmole de Fe, 0,210 mmole d'Al_2O_3 et 0,777 mmole de SiO_2. Une fraction de la silice libérée (0,420 mmole) s'associe à l'alumine pour former la kaolinite, le reste (0,357 mmole) migre en solution. La comparaison avec la concentration en silice dans les eaux moyennes (0,341 mmole) montre que 0,016 mmole c'est-à-dire 4,5 % de la silice totale en solution pourrait provenir de la dissolution du quartz (ou de la formation de gibbsite). L'excédent de silice dissoute dans les eaux qui correspond à la contribution du quartz est du même ordre de grandeur pour l'ensemble du bassin amont, et pour la partie de ce bassin situé sur le socle granitique. La différence essentielle entre ces deux bassins réside dans l'importante extension des grès du continental terminal constitués principalement de quartz, de kaolinite et d'hydroxydes de fer. On doit alors admettre que la présence de quantités importantes de quartz ne se traduit pas par une dissolution plus abondante de ce minéral, ce qui est d'ailleurs confirmé par les observations pédologiques (PIAS, 1970), la gibbsite qui résulterait de la désilicification de la kaolinite n'apparaît qu'exceptionnellement.

3. Bilan de l'altération et de l'érosion

La composition minéralogique de la roche moyenne peut être aussi précisée à partir de la composition chimique donnée dans le tableau VII . La démarche de calcul est analogue, tout le fer est attribué au mica ferreux et on détermine ainsi la distribution du potassium entre ce minéral et le microcline.

Les proportions respectives des différents minéraux (en ramenant l'albite à sa même valeur de 0,130 mmole) ne diffèrent que très peu, à l'exception des valeurs pour le microcline, de celles obtenues à partir de la composition chimique des eaux moyennes :

Albite	:	0,0893	→ 0,130
Anorthite	:	0,0407	→ 0,060
Micas hérités + Microcline	:	0,0511	→ 0,074
Annite	:	0,0174	→ 0,025
Gédrite	:	0,0074	→ 0,011

Le rapport moléculaire Fe/Al calculé pour la totalité des minéraux (0,052/0,283 = 0,184) est aussi tout à fait concordant avec celui obtenu pour les matières en suspension (0,192).

Le feldspath potassique apparaît à première vue trop important pour expliquer les concentrations

Tableau XXXVII

Bilan de l'altération chimique et de l'érosion mécanique sur les formations du socle précambrien

ALTERATION CHIMIQUE									EROSION MECANIQUE	
ROCHE MERE						SOLS		SOLUTIONS	SUSPENSIONS	
Composition chimique			Minéraux	(3) mmoles par litre d'eau	(4) % en poids	(5) poids en kg dans 1 m^3 de roche saine	(6) mmoles par litre d'eau	(7) poids en kg 1 m^3 de roche altérée	(8) mmoles par litre d'eau	mmoles par litre d'eau	poids en kg par m^3 de profil érodé
	(1)	(2)									
SiO_2	: 71,6	70,2	Micas peu altérables	0,040	9,5	251,8	0,040	251,8		0,040	251,8
Al_2O_3	: 13,3	16,4									
Fe_2O_3	: 4,2 (FeO)	3,5	Quartz	1,057	38,0	1007,0	1,041	988,5	0,016 ← SiO_2	0,181	171,8
MgO	: 1,2	1,5							+ 0,357		
CaO	: 2,3	2,3	Albite	0,130	20,4	540,6	0	0	| Na 0,130	0	0
Na_2O	: 2,8	2,4							|		
K_2O	: 3,2	2,7	Anorthite	0,068	11,3	299,4	0	0	| Ca 0,060	0	0
TiO_2	: 0,5	-							0,341 |		
Mn_3O_4	: 0,1	-	Microcline	0,030	5,0	132,5	0	0	| K 0,059	0	0
H_2O	: 0,9	0,9							⋮		
			Annite	0,027	8,3	220,0	0	0		0	0
			Gedrite	0,016	7,5	198,7	0	0	↓	0	0
			Kaolinite	0	0	0	0,210	856,0		0,176	717,4
			Goethite	0	0	0	0,081	113,9		0,068	95,6
						2,650		2210,2			

en potassium mesurées dans les solutions. En réalité, une partie du potassium ne migre pas en solution et demeure fixée dans les profils dans la structure phylliteuse des micas peu altérables. Ces micas se retrouvent dans la phase résiduelle sollicitée par l'érosion mécanique, et ils représentent une fraction importante (21,2 % soit 530 000 tonnes) des matières en suspension. En moyenne chaque année, par litre d'eau de percolation 16,0 mg soit 0,040 mmole de micas détritiques sont exportés du bassin et les teneurs en potassium dans les solutions sont contrôlées par l'altération chimique de 0,034 mmole de microcline, et de 0,025 mmole de mica ferreux.

La teneur en quartz de la roche moyenne étant d'environ 38 %, le bilan de l'altération et de l'érosion peut être précisé comme dans le cas du bassin amont (tableau XXVII). La composition chimique de la roche saine reconstituée à partir des exportations annuelles de chaque élément en solution et en suspension (tableau XXXVI, colonne 2), est très voisine de celle obtenue à partir des analyses des différents types de roche (tableau XXXVII, colonne 1 et tableau VII).

L'altération chimique se traduit pour chaque litre d'eau par la formation de 0,210 mmole , soit 54,1 mg de kaolinite et de 0,081 mmole , soit 7,2 mg de goethite. Dans le profil d'altération reconstitué (tableau XXXVII, colonne 7), chaque m^3 de roche saine altérée contient 856,0 kg de kaolinite et 113,9 kg de goethite. Il faut $15,8 . 10^6$ litres d'eau pour altérer entièrement $1m^3$ de roche saine.

La superficie du bassin versant étant de 150 000 km^2 et le volume d'eau moyen annuel de $33,1 . 10^9 m^3$, chaque m^2 draine chaque année 221 litres d'eau. Il faut donc $15,8 . 10^6/221$ = 72.000 ans pour altérer la roche en kaolinite et en goethite sur une épaisseur de un mètre. Chaque année, en considèrant un approfondissement homogène des profils, le front d'altération progresse de $13,9 . 10^6 m$ (ou encore de 13,9 microns/an).

Au cours d'un cycle hydrologique les tonnages de kaolinite véhiculés par les matières en suspension sont de $1,5 . 10^6$ tonnes. Ceci correspond à 45,3 mg soit 0,176 mmole de kaolinite par litre d'eau, valeur inférieure au 0,210 mmole de ce même minéral reconstitué par altération chimique. Le profil s'approfondit de un mètre et s'érode de 84 centimètres au cours d'une période de 72 000 ans. La tendance est légèrement favorable, tout en étant plus prononcée que sur l'ensemble du bassin amont, à l'accumulation relative de kaolinite dans les sols qui s'épaississent de 16 centimètres tous les 72 000 ans.

Une infime partie du quartz se dissout contribuant ainsi au bilan de la silice en solution, mais ce minéral quitte surtout le bassin avec les matières en suspensions. Par érosion mécanique on devrait exporter au cours d'un cycle hydrologique $1,041 \times 0,176/0,210 = 0,814$ mmole de quartz par litre d'eau. Or on n'observe annuellement que le départ de 0,181 mmole (360 000 tonnes entre matière en suspension et le charriage de fond). En 72 000 ans l'érosion mécanique soustrait 84 centimètres de sols et recouvre les points bas du paysage de 25 centimètres de sable.

C- CONCLUSIONS

Le bilan de l'évacuation de la silice et des cations basiques en solution confirme la formation actuelle de la kaolinite, minéral argileux prédominant dans les sols et les matières exportées en suspension.

Le temps nécessaire à la transformation d'un mètre de roche en kaolinite est de 72 000 ans sur le socle granitique et de 106 000 ans dans l'ensemble du bassin amont. Si on se réfère à une période de 100 000 ans, les sols s'approfondissent de 1,39 m sur le socle et de 0,94 m sur l'ensemble du bassin amont. Durant cette même période, l'érosion mécanique se traduit par une ablation de 1,17 m de sol sur le socle et de 0,83 m sur l'ensemble du bassin amont. Il s'agit là de résultats obtenus à partir des valeurs moyennes. Il est bien évident, que localement les sols sont susceptibles de s'approfondir ou de se tronquer.

Or, le bassin amont qui couvre une superficie de 330 000 km^2 englobe 150 000 km^2 de socle granitique (45 %), 130 000 km^2 d'alluvions sableuses du quaternaire (39 %) et les 50 000 km^2 des formations gréseuses du continental terminal (16 %). On peut alors aboutir (en admettant que les grès ne s'altèrent pas et que les alluvions ne s'érodent pas) pour une période de 100 000 ans, au schéma modulé et simplifié suivant :

	Bassin amont	Socle	Continental terminal	Alluvions Quaternaires
% de la surface	100	45	16	39
altération chimique (m)	0,94	1,39	0	0,81
érosion mécanique (m)	- 0,83	- 1,17	- 1,90	0
Sédimentation sableuse (m)	0,42	0	0	1,08

La partie du bassin sur socle, située en altitude (500-600 mètres) est soumise à une intense altération chimique et une forte érosion mécanique. La partie du bassin sur continental terminal (grès kaoliniques) située à une altitude moyenne de 450 mètres n'est soumise qu'à une très forte érosion mécanique. Les alluvions quaternaires constituées de matériaux granitiques plus récents qui occupent les points bas du paysage (de 300 à 400 m), sont soumises à une altération chimique modérée, mais se voient augmenter d'une sédimentation sableuse importante.

IV – SIMULATION DE LA DISSOLUTION DE LA ROCHE MOYENNE DU BASSIN AMONT

Le programme de calcul DISSOL élaboré par HELGESON *et al.* (1970) et mis au point par FRITZ (1975) a été appliqué à la simulation de la dissolution de la roche moyenne du bassin amont.

Ce programme détermine à partir d'un mélange initial de minéraux et d'une solution de départ diluée de composition donnée, les modifications de composition de cette solution au fur et à mesure de la dissolution des minéraux primaires. On suppose que tous les minéraux se dissolvent à la même vitesse et que la sursaturation vis à vis d'un minéral n'est jamais réalisée. La température choisie est de 25° C, la pression partielle de gaz carbonique de $10^{-2,5}$, et la fugacité de l'oxygène égale à celle couramment rencontrée dans les nappes $pO_2 = 10^{-45}$.

Le paramètre ξ définit l'état d'avancement des réactions entre minéraux et solutions et, pour chaque variation de ce paramètre, le programme calcule la force ionique de la solution, les concentrations, les coefficients d'activité et les activités des ions et des espèces aqueuses ainsi que l'état de saturation de la solution vis à vis de tous les minéraux inclus dans la banque des données. Chaque fois que la solution est saturée par rapport à un minéral, le programme détermine le nombre de moles de ce minéral qui précipite et les modifications qu'entraîne cette formation sur la composition chimique de la solution. La simulation de la dissolution pouvant être réalisée soit en milieu ouvert, (les minéraux secondaires formés ne restent pas au contact des solutions) soit en milieu fermé, (les minéraux précipités participent éventuellement aux réactions en se redissolvant).

A- LES DIFFERENTES PHASES EN PRESENCE ET LES VARIATIONS DE COMPOSITION DES ROCHES. NATURE DES MINERAUX PRECIPITES.

1. Composition de la solution initiale

La composition chimique de la solution initiale (tableau XXXIX) est analogue à celle choisie par FRITZ (1975). Les concentrations des différents éléments ont été délibérément choisies extrêmement faibles afin de mieux saisir les modifications de la composition chimique au cours de la dissolution des minéraux primaires ; en revanche le pH a été fixé à 5,15 à partir de la valeur moyenne de deux mesures effectuées dans les eaux de pluie, et la pression partielle de gaz carbonique à $10^{-2,5}$ valeur la plus couramment calculée dans les eaux de source ou de petits collecteurs.

2. Composition minéralogique de la roche initiale

Le bilan de l'altération a montré précédemment que la composition chimique des eaux moyennes du bassin amont résultait essentiellement de l'hydrolyse de cinq minéraux primaires (albite, anorthite, microcline, annite et gédrite) dont les proportions respectives ont été évaluées au cours de la reconstitution minéralogique de la roche saine.

En admettant que les illites héritées de la roche-mère ne contribuaient pas à la minéralisation des eaux, il restait cependant un excédent inexpliqué de silice dans les solutions. Il a été considéré alors comme représentant la contribution d'une dissolution partielle du quartz au bilan de la silice dissoute.

Trois distributions minéralogiques de la roche saine (Tableau XXXVIII) ont alors été envisagées afin de contrôler l'action de la dissolution du quartz et des changements qui en résultent sur la composition des solutions et sur la séquence des minéraux secondaires précipités : dissolution sans quartz (Tableau XXXVIII, colonne 1), dissolution avec une quantité de quartz juste nécessaire pour obtenir, par le test de dissolution, une composition chimique de la solution, en tous points semblables à l'eau moyenne du bassin amont (Tableau XXXVIII, colonne 2) et enfin dissolution avec une quantité initiale de quartz importante (Tableau XXXVIII, colonne 3).

Tableau XXXVIII

Hypothèses sur la composition minéralogique et chimique de la roche moyenne (a : nombre de moles, b : pourcentage en poids).

Minéraux		1		2		3	
		a	b	a	b	a	b
Quartz	SiO_2	0	0	0,067	1,2	1,000	15,6
Albite	Si_3AlO_8Na	0,442	35,7	0,442	35,4	0,442	30,2
Anorthite	$Si_2Al_2O_8Ca$	0,324	27,7	0,324	27,4	0,324	23,4
Microcline	Si_3AlO_8K	0,082	7,1	0,082	6,9	0,082	5,9
Annite	$Si_3AlO_{10}Fe_3^{II}(OH)_2K$	0,084	13,3	0,084	13,1	0,084	11,2
Gedrite	$Si_5Al_6O_{22}Mg_4(OH)_2$	0,067	16,2	0,067	16,0	0,067	13,7

3. Nature et produits de solubilité des minéraux secondaires précipités

La séquence minéralogique observée au cours des différents tests de dissolution de la roche comprend successivement la goethite, la gibbsite, la kaolinite, la montmorillonite et la calcite.

Les produits de solubilité de ces minéraux secondaires sont connus :

Goethite $(FeO)OH + 3H^+ \rightleftarrows Fe^{3+} + 2H_2O$

$$\log \frac{[Fe^{3+}]}{[H^+]^3} = -0,81$$

Gibbsite $Al(OH)_3 + 3H^+ \rightleftarrows Al^{3+} + 3H_2O$

$$\log \frac{[Al^{3+}]}{[H^+]^3} = 8,23$$

Kaolinite $Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 6H^+ \rightleftarrows 2\,Al^{3+} + 2H_4SiO_4 + H_2O$

$$2 \log [H_4SiO_4] + 2 \log \frac{[Al^{3+}]}{[H^+]^3} = 7,41$$

Calcite $CO_3Ca \rightleftarrows CO_3^{2-} + Ca^{2+}$

$$\log [CO_3^{2-}] + \log [Ca^{2+}] = -8,37$$

Montmorillonite (H. PAQUET, 1970)

$$(Si_{3,733}Al_{0,267})(Al_{1,327}\,Fe_{0,50}Mg_{0,26})O_{10}\,(OH)_2\,Ca_{0,133} + 7,068\,H^+ + 2,932\,H_2O \rightleftarrows 3,733\,H_4SiO_4 + 1,594\,Al^{3+} + 0,5\,Fe^{3+} + 0,26\,Mg^{2+} + 0,133\,Ca^{2+}$$

$$3,733 \log [H_4SiO_4] + 1,594 \log \frac{[Al^{3+}]}{[H^+]^3} + 0,5 \log \frac{[Fe^{3+}]}{[H^+]^3} + 0,26 \log \frac{[Mg^{2+}]}{[H^+]^2} + 0,133 \log \frac{[Ca^{2+}]}{[H^+]^2} = 3,293$$

B- EVOLUTION DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DE LA SOLUTION

L'évolution de la composition chimique de la solution représentée sur la fig. 24 montre que deux phases se succèdent au cours de la dissolution de la roche :

- une phase de dissolution congruente au cours de laquelle les molalités totales de tous les éléments augmentent linéairement en solution. Cette première étape sans précipitation de minéraux nouveaux s'achève lorsque la saturation vis à vis de la goethite est atteinte (log ξ = - 6,946).

- une phase de dissolution incongruente au cours de laquelle on assiste à la précipitation successive de la goethite, de la gibbsite (log ξ = - 6,53), de la kaolinite (log ξ = - 4,99) et de la montmorillonite (log ξ = - 3,15) peu avant la saturation par rapport au microcline (log ξ = - 2,92). Les molalités totales des éléments en solution fluctuent au gré des précipitations successives (tableau XXXIX).

Tableau XXXIX

Variations de la composition chimique de la solution (log. concentrations totales) lors des différents évènements géochimiques de la dissolution en système ouvert (roche avec quartz minimum). Valeurs du rapport géochimique R_E

log ξ	- ∞	- 6,946	- 6,531	- 4,989	- 4,165	- 3,567	- 3,146	- 2,918
Evènement géochimique	Solution initiale	Saturation Goethite	Saturation Gibbsite	Saturation Kaolinite	Saturation Quartz	eau moyenne	Saturation Montmorillonite	Saturation Microcline
Eléments								
Fe	- 19,000	- 7,545	- 7,585	- 8,448	- 9,954	- 11,085	- 11,85	- 12,16
Al	- 10,000	- 6,726	- 6,311	- 6,667	- 7,381	- 7,909	- 8,27	- 8,16
Si	- 9,602	- 6,487	- 6,072	- 4,531	- 4,000	- 3,481	- 3,08	- 3,16
Mg	- 10,301	- 7,517	- 7,102	- 5,561	- 4,737	- 4,137	- 3,72	- 3,62
Ca	- 10,000	- 7,434	- 7,020	- 5,479	- 4,654	- 4,055	- 3,64	- 3,46
K	- 10,000	- 7,724	- 7,310	- 5,769	- 4,944	- 4,347	- 3,93	- 3,70
Na	- 8,301	- 7,259	- 6,869	- 5,343	- 4,549	- 3,921	- 3,50	- 3,27
log $[H_4SiO_4]$	- 9,602	- 6,487	- 6,072	- 4,531	- 4,000	- 3,481	- 3,08	- 3,16
pH	5,15	5,17	5,19	5,63	6,39	6,98	7,39	7,56
Alcalinité meq/l	$0,179.10^{-5}$	$0,825.10^{-3}$	$0,205.10^{-2}$	$0,190.10^{-1}$	0,123	0,487	1,280	1,91
R_E	0	0	0	0	1,61	2,00	2,07	3,08

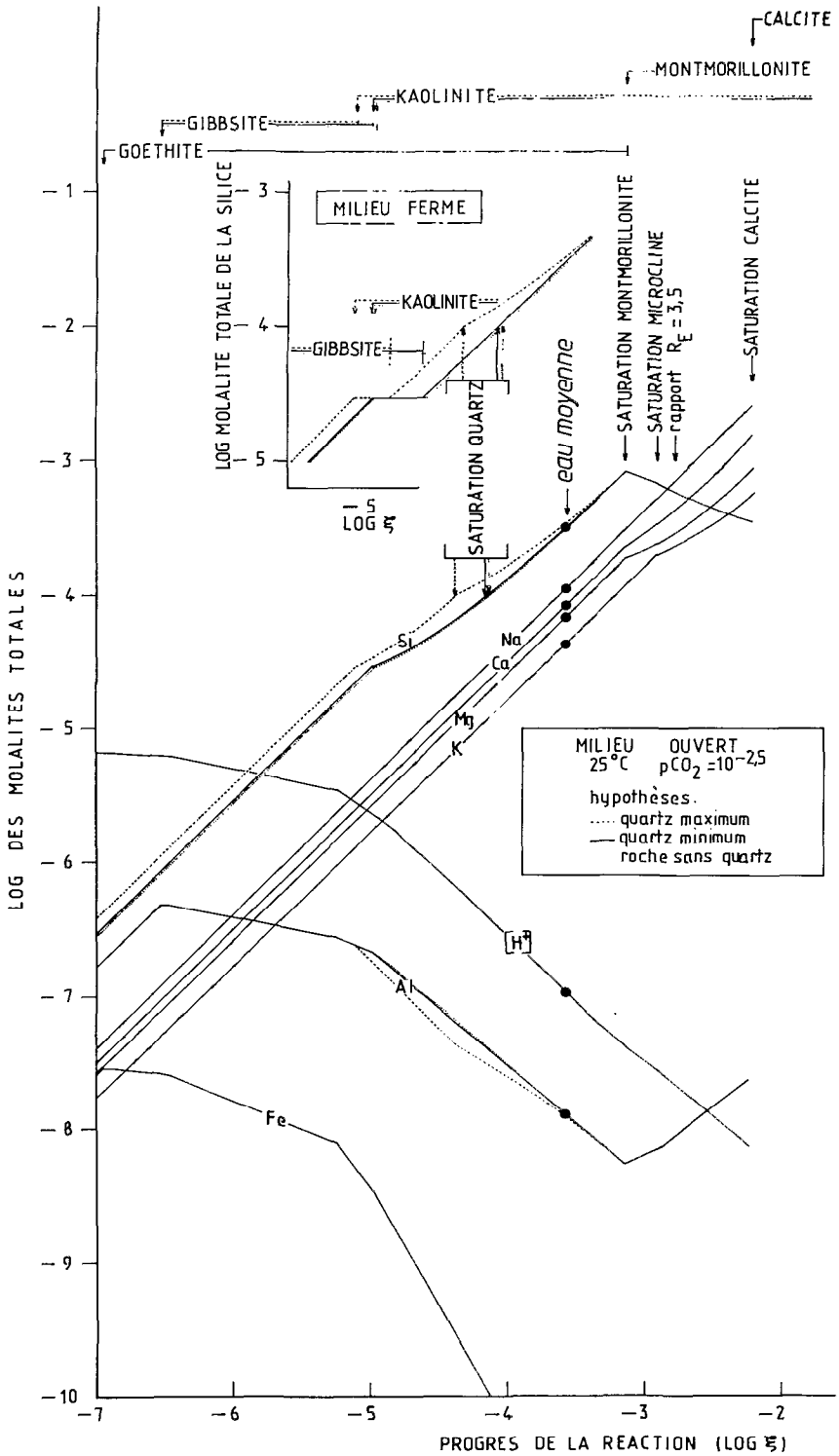


Fig. 24 - Variation du pH et des molalités totales des éléments en solution (milieu ouvert et milieu fermé). Evolution de la composition chimique des eaux en présence de quantités plus ou moins importantes de quartz dans la roche initiale (roche sans quartz, quartz minimum et quartz maximum).

1. Dissolution congruente

La dissolution congruente du mélange initial de minéraux se traduit par la libération dans la solution de tous les éléments Fe, Al, Si, Na, K, Ca et Mg et par une consommation des ions H^+. Au moment de la formation de goethite (log ξ = - 6,946 et ξ = $1,135.10^{-7}$ mole de roche dissoute), par exemple, le bilan des transferts de matières entre roche et solution s'établit de la façon suivante :

$1,135 . 10^{-7}$ (mélange de minéraux détruits) + $8,24.10^{-7}$ H^+ + $1,795.10^{-7}$ H_2O $\rightleftharpoons$ $3,182.10^{-7}$ H_4SiO_4

+ $0,286.10^{-7}$ Fe^{2+} + $1,879.10^{-7}$ Al^{3+} + $0,501.10^{-7}$ Na^+ +$0,188.10^{-7}$ K^+ + $0,304.10^{-7}$ Mg^{2+} + $0,367.10^{-7}$ Ca^{2+}

2. Dissolution incongruente

a) Précipitation de goethite et de gibbsite

Les ions H^+ diminuent dans la solution au cours de l'hydrolyse des silicates primaires. L'augmentation du pH est néanmoins ralentie par la formation de goethite, minéral qui précipite en libérant des ions H^+. Le même mécanisme préside à l'apparition de la gibbsite (log ξ = - 6,53), augmentation limitée du pH et diminution de l'aluminium dans la solution. L'ordre de précipitation de ces deux minéraux peut d'ailleurs être inversé si le rapport Fe/Al des minéraux initiaux devient moins important .

b) Précipitation de kaolinite

L'étape suivante correspond à la formation de kaolinite qui peut apparaître de manière plus ou moins précoce suivant l'importance du quartz dans la roche initiale (fig. 25). L'état de saturation de la solution par rapport à la kaolinite est atteint lorsque log ξ = - 5,11 ($7,8.10^{-6}$ mole de roche dissoute)dans l'hypothèse "quartz maximum" et log ξ = - 4,98 ($10,5.10^{-6}$ mole de roche dissoute) quand la roche initiale ne contient pas de quartz. La teneur en silice est identique pour les trois hypothèses formulées. Seules varient, les concentrations en aluminium et la valeur du pH, afin de respecter l'équation d'équilibre de la kaolinite :

$$2 \log [H_4SiO_4] + 2 \log [Al^{3+}] - 6 \log [H^+] = 7,41$$

	log $[H_4SiO_4]$	log $[Al^{3+}]$	log $[H^+]$
Hypothèse : roche sans quartz :	- 4,53	- 8,667	- 5,634
Hypothèse : roche avec quartz minimum :	- 4,53	- 8,642	- 5,626
Hypothèse : roche avec quartz maximum :	- 4,53	- 8,381	- 5,538

La formation de la kaolinite consomme de l'aluminium, de la silice et libère des ions H^+. Elle s'oppose ainsi (les minéraux primaires continuant à se dissoudre) à l'augmentation de la concentration de ces éléments dans la solution. L'évolution de la composition chimique de la solution devient très complexe ; dans tous les cas (milieu ouvert ou milieu fermé) cependant, le bilan de la dissolution et de la précipitation se traduit par une diminution plus importante pour l'aluminium que pour les ions H^+, la solution devient sous-saturée par rapport à la gibbsite qui cesse alors de se former. En revanche, la goethite continue de précipiter, la diminution de l'activité du fer et celle des ions $[H^+]$ étant telles, que l'équilibre entre ce minéral et la solution n'est pas modifié (FRITZ, 1975). Le comportement de la silice dépend des conditions de l'altération . En milieu ouvert, la concentration en silice continue d'augmenter (le rapport Si/Al de la kaolinite étant bien moins important que dans la solution), mais moins rapidement qu'au cours des phases précédentes ; en milieu fermé un excédent d'aluminium provient de la redissolution de la gibbsite, le pH augmente mais la concentration en silice reste stable (fig. 24) et égale à 1,8 ppm tant que la gibbsite est présente, puis augmente à nouveau.

c) Saturation par rapport au quartz

La saturation par rapport au quartz a lieu lorsque log $[H_4SiO_4]$ = - 4 soit pour 6 ppm de SiO_2 en solution. Les quantités de roches dissoutes sont en relation avec l'importance du quartz dans la roche saine : log ξ = - 4,14 (roche sans quartz) et log ξ = - 4,39 lorsque le quartz représente la moitié de la phase minérale initiale (hypothèse "quartz maximum"). Au delà le quartz ne se dissout plus, la concentration en silice continue d'augmenter et son évolution au cours des simulations menées en présence de quartz, tend à devenir analogue à celle observée pour la roche sans quartz, que le milieu soit fermé ou ouvert (fig. 25).

d) Eau moyenne

La composition chimique de l'eau moyenne du bassin amont est atteinte pour une valeur de log ξ = - 3,56. On retrouve bien entendu les teneurs en cations Na, K, Ca et Mg, ce qui découle tout naturellement des proportions de minéraux primaires introduites au départ. D'autre part pour log ξ = - 3,56 les teneurs calculées en silice sont respectivement de :

milieu ouvert
log $[H_4SiO_4]$ = - 3,45 (H_4SiO_4 = 0,354 mmole) hypothèse"quartz maximum"
= - 3,481(H_4SiO_4 = 0,330 mmole) hypothèse"quartz minimum"
= - 3,485(H_4SiO_4 = 0,327 mmole) roche sans quartz

milieu fermé
log $[H_4SiO_4]$ = - 3,45 (H_4SiO_4 = 0,354 mmole) hypothèse "quartz maximum"
= - 3,49 (H_4SiO_4 = 0,323 mmole) hypothèse "quartz minimum"
= - 3,50 (H_4SiO_4 = 0,316 mmole) roche sans quartz

La valeur moyenne obtenue pour l'ensemble du bassin amont log $[H_4SiO_4]$ = - 3,481 (0,330 mmole) ne diffère guère des résultats obtenus dans les différents cas envisagés (entre 0,316 mmole et 0,354 mmole soit de 19 à 21 ppm de SiO_2). Enfin, il est interessant de remarquer que la valeur du pH calculée dans les différentes hypothèses varie entre 6,98 pour la dissolution menée en milieu ouvert et 6,99 pour la dissolution en milieu fermé quelque soit l'hypothèse faite sur la dissolution du quartz. La valeur moyenne du pH mesurée sur le terrain est tout à fait comparable (pH = 7,0, tableau XXX).

Les concentrations en fer ($8,2.10^{-6}$micromole) et en aluminium ($12,3.10^{-3}$ micromole) sont extrêmement faibles et expliquent que ces éléments soient indécelables dans la plupart des eaux naturelles.

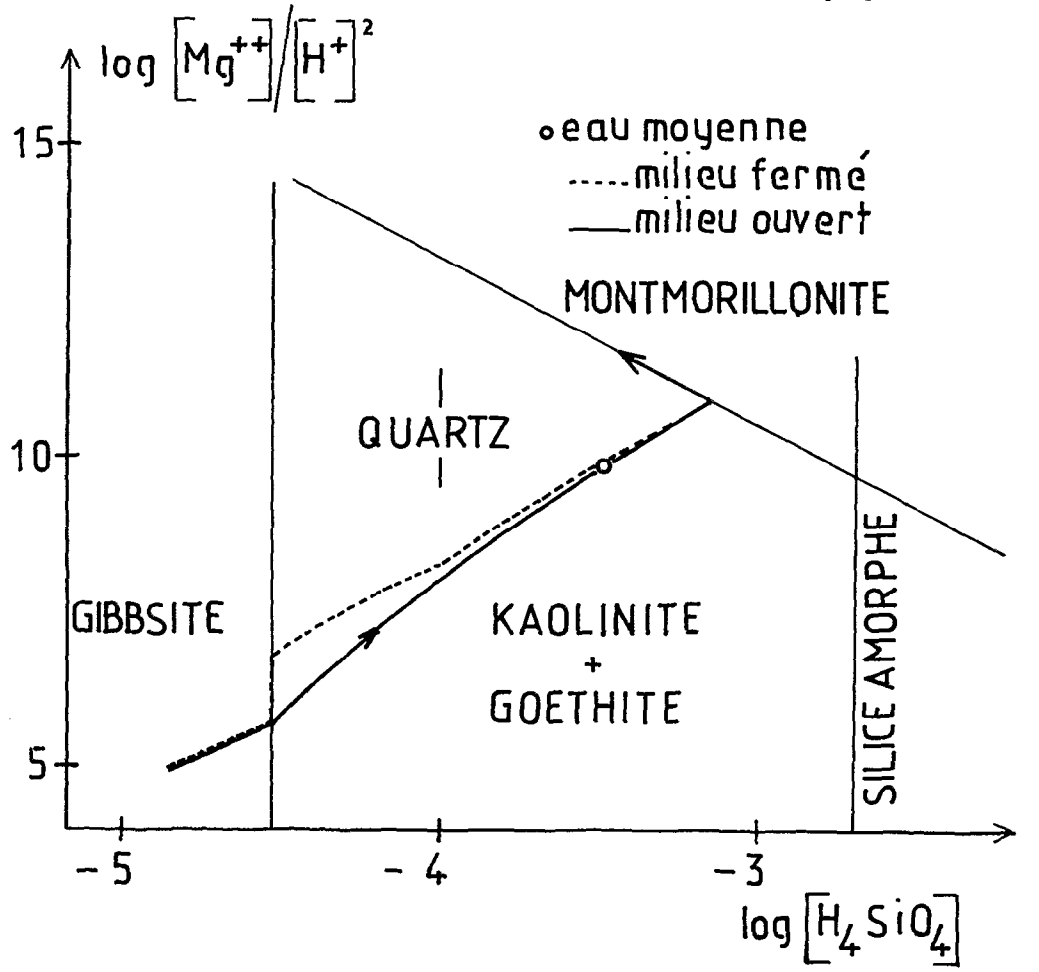


Fig. 25- Itinéraires chimiques suivis au cours de la dissolution en milieu fermé et en milieu ouvert.

e) Précipitation de la montmorillonite

L'étape suivante de la dissolution se traduit par la précipitation de la montmorillonite ($\log \xi = -3{,}146$). La nature de la montmorillonite formée (PAQUET, 1969) $(Si_{3,733}\ Al_{0,267})\ (Al_{1,327}\ Fe_{0,50}\ Mg_{0,26})\ O_{10}(OH)_2\ Ca_{0,133}$ et les proportions respectives qui lient les éléments dans la solution au moment de sa précipitation, contrôlent l'évolution des concentrations en SiO_2, Al, Fe, Mg, Ca qui entrent dans la composition de ce minéral ; en revanche les teneurs en K et Na ne sont pas affectées et continuent de croître linéairement. Les rapports Ca/Si et Mg/Si dans l'argile formée étant très faibles comparativement à la valeur de ces rapports dans la solution, les concentrations en Ca et en Mg continuent d'augmenter ainsi que les rapports $[Ca^{2+}]/[H^+]^2$ et $[Mg^{2+}]/[H^+]^2$. La formation concomitante de la kaolinite et de la montmorillonite se traduit par une diminution de la molalité de H_4SiO_4 en solution, et une augmentation très lente du pH ; la concentration en aluminium ne peut qu'augmenter (l'équation d'équilibre $\log [Al^{3+}]/[H^+]^3 + \log [H_4SiO_4] = 7{,}41$ de la kaolinite devant être respectée) sans que toutefois l'équilibre avec la gibbsite $\log [Al^{3+}]/[H^+]^3 = 8{,}23$) soit de nouveau atteint. Le fer est l'élément le moins concentré dans la solution. Au moment de la précipitation de la montmorillonite, le rapport entre la concentration du fer et celle des autres éléments dans la solution est, dans tous les cas, nettement inférieure au coefficient stoechiométrique qui le lie aux autres constituants dans l'argile formée. Le fer contrôle les quantités d'argile déposées et il est soustrait de la solution dans les proportions les plus importantes. Le rapport $[Fe^{3+}]/[H^+]^3$ diminuent dans la solution, la solution devient sous-saturée par rapport à la goethite et ce minéral ne se forme plus.

f) Etape ultime

Le test de dissolution a ensuite été mené dans les conditions les plus favorables à la précipitation de quantités importantes de montmorillonite (milieu fermé, dissolution de la goethite formée) et, poursuivit jusqu'à la saturation de la solution vis à vis du microcline ($\log \xi = -2{,}918$). Le bilan des transferts de matières entre roche et solution montre que les quantités respectives de gibbsite, de kaolinite et de montmorillonite formées se retrouvent approximativement dans les mêmes proportions que celles estimées à partir des volumes (tableau XXIV), pour un degré d'avancement de la dissolution compris entre $\log \xi = -3{,}146$ et $\log \xi = -2{,}918$.

C- BILAN DES TRANSFERTS DE MATIERES AU COURS DE LA DISSOLUTION

Les variations au cours de la dissolution (cas de l'hypothèse "quartz minimum") des quantités de minéraux primaires dissous et des quantités de minéraux secondaires formés ou détruits sont représentées sur la figure 26. Le bilan des échanges entre roche et solution a été établi (tableau XL) pour les quantités de roches dissoutes correspondant à l'eau moyenne du bassin amont, et aux états de saturation de la solution vis à vis de la montmorillonite choisie et du microcline.

Tableau XL

Quantités cumulées de minéraux détruits ou formés (mmoles/kg H_2O).

Minéraux	Eau moyenne	Saturation Montmorillonite	Saturation Microcline
Détruits			
Quartz	0,0046	0,0046	0,0046
Albite	0,1200	0,3156	0,5341
Anorthite	0,0880	0,2314	0,3915
Microcline	0,0222	0,0586	0,0991
Annite	0,0228	0,0600	0,1015
Gedrite	0,0182	0,0478	0,0810
Formés			
Goethite	0,0676	0,1800	0,1391⁂
Gibbsite	- 0,0168	- 0,0168	- 0,0168
Kaolinite	0,2188	0,5834	0,7294
Montmorillonite	0	0	0,3310

⁂ Différence entre quantités formées et détruites
- La gibbsite est affectéed'un signe négatif car elle disparaît du bilan peu après la formation de kaolinite.

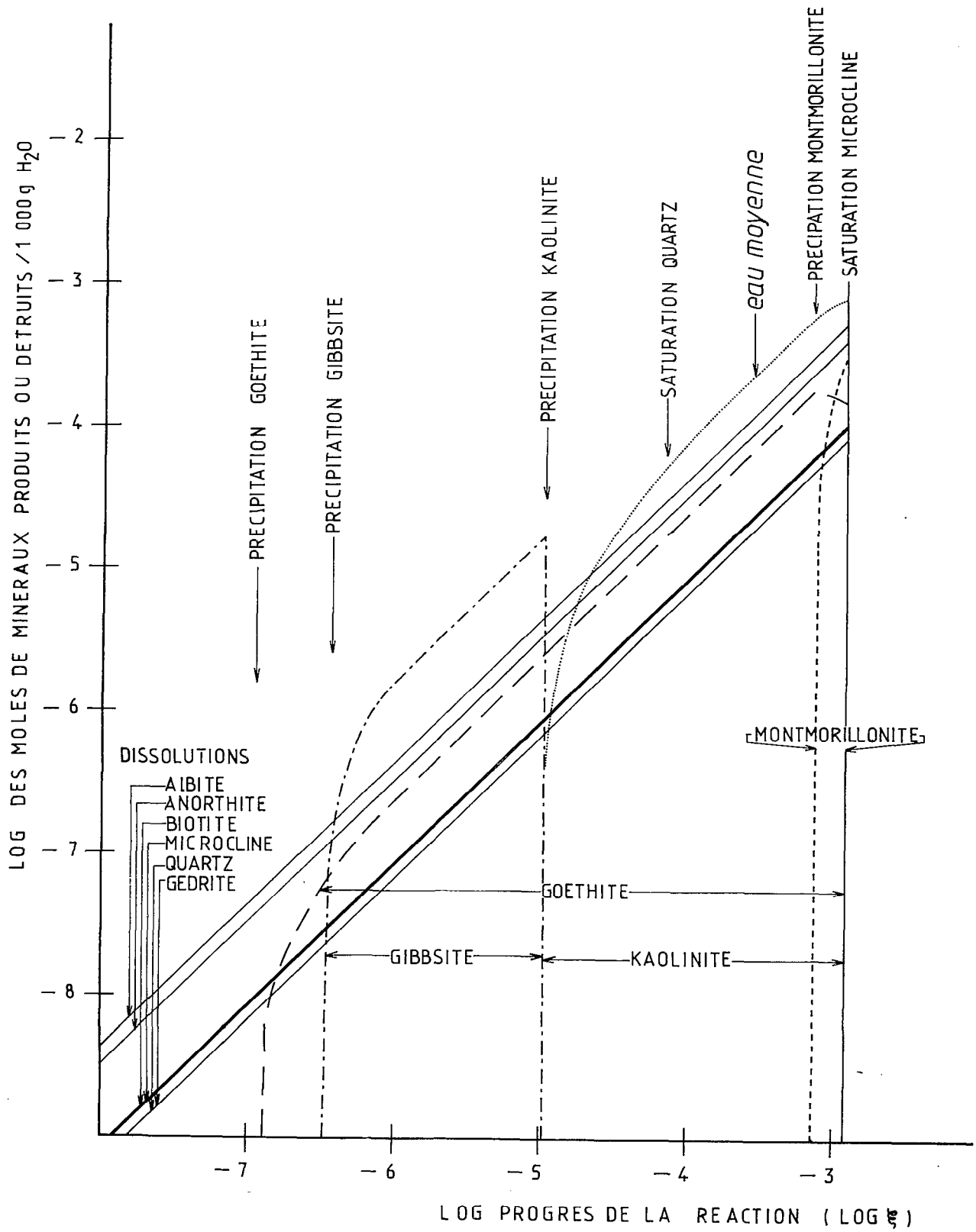


Fig. 26 - Transfert de masse lors de l'altération de la roche moyenne du bassin amont. Variation du nombre de moles de minéraux produits ou dissous en fonction du degré d'avancement de la réaction (ξ)

Chaque litre d'eau correspond en moyenne pour l'ensemble du bassin amont à l'altération de 88,4 mg de roche et à la formation de 6,0 mg de goethite et de 56,5 mg de kaolinite.

Lorsque la dissolution se poursuit et que les solutions demeurent dans les profils, il faut altérer 232 mg de roche par litre d'eau de percolation pour atteindre l'équilibre avec la montmorillonite. Il se forme alors simultanément 16 mg de goethite et 150 mg de kaolinite. Le rapport Fe/Al des minéraux secondaires formés est de 0,154, et bien identique (aux faibles concentrations en solution près), au rapport (0,151) obtenu pour les matières en suspension après déduction des micas hérités.

D- INTERPRETATIONS : MODELE DE DISSOLUTION ET DE DILUTION

1. Evolution du rapport R_E au cours de la dissolution

Les valeurs du rapport $R_E = \frac{6\ Na_2O + 6\ K_2O + 2CaO - SiO_2}{Na_2 + K_2O + CaO}$

obtenues par calcul (tableau XXXIX), augmentent progressivement au cours de la dissolution. Ce rapport est bien égal à 0 tant que la kaolinite ne se forme pas, atteint la valeur de 2 pour $\log \xi = -3,567$ (eau moyenne) et garde cette valeur jusqu'à la saturation vis à vis de la montmorillonite. Il augmente de nouveau ensuite, en fonction des quantités de montmorillonite, la formation de ce minéral consommant relativement plus de silice que de cations. Il est de 3,17 et de 3,92 lorsque la solution est successivement saturée par rapport au microcline et à la calcite. La valeur du rapport $R_E = 3,5$ est obtenue pour $\log \xi = -2,78$.

Pour $\log \xi = -3,11$ les proportions de minéraux formés sont les suivantes : gibbsite (2,7 %), kaolinite (90,8 %), montmorillonite (6,5 %). Ce résultat correspond tout à fait aux résultats obtenus (chapitre II, paragraphe II), le rapport R_E est égal à 2,26.

2. Le chemin de la dissolution

La composition chimique de la solution au cours des différentes étapes de la dissolution de la roche (hypothèse "quartz minimum" et milieu ouvert) est donnée dans le tableau XLI. La variation du rapport $[Mg^{2+}]/[H^+]^2$ en fonction de la concentration en silice (fig. 27) permet par ailleurs de mettre en évidence le cheminement des eaux tout au long de la progression de l'altération en l'absence de dilution ou d'évaporation.

Tableau XLI

Composition chimique des solutions au cours de la dissolution (moles/kg H_2O)

Eléments	A Saturation Kaol.	B Eau moyenne	C Saturation Montmo.	D Eau → $R_E = 3,5$
K	$0,170.10^{-5}$	$0,045.10^{-3}$	$0,118.10^{-3}$	$0,234.10^{-3}$
Na	$0,454.10^{-5}$	$0,120.10^{-3}$	$0,316.10^{-3}$	$0,724.10^{-3}$
Ca	$0,332.10^{-5}$	$0,088.10^{-3}$	$0,232.10^{-3}$	$0,426.10^{-3}$
Mg	$0,275.10^{-5}$	$0,073.10^{-3}$	$0,191.10^{-3}$	$0,275.10^{-3}$
H_4SiO_4	$0,295.10^{-4}$	$0,330.10^{-3}$	$0,838.10^{-3}$	$0,562.10^{-3}$
Alcalinité	$0,190.10^{-4}$	$0,487.10^{-3}$	$1,280.10^{-3}$	$2,454.10^{-3}$
pH	5,63	7,0	7,39	7,72
$\log [H_4SiO_4]$	- 4,53	- 3,48	- 3,08	- 3,25
$\log [Mg^{2+}]/[H^+]^2$	5,68	9,86	10,98	11,90

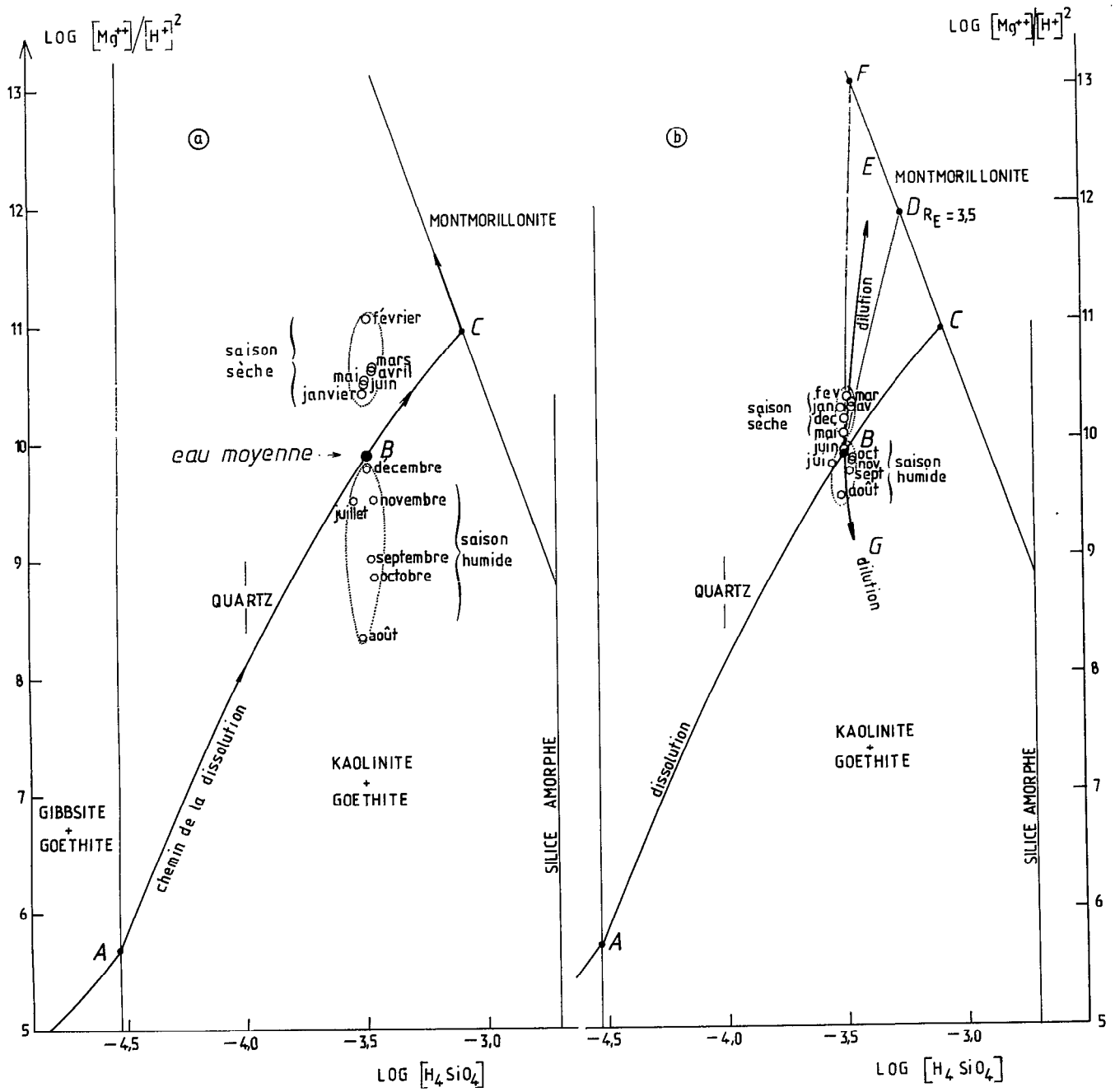


Fig. 27- Position des points représentatifs des eaux correspondant aux différentes phases du cycle hydrologique dans le diagramme d'équilibre log $[Mg^{2+}]/[H^+]^2$. Courbes de dissolution et de dilution.

Au point A les seuls minéraux secondaires présents sont la goethite et la gibbsite, la solution est à l'équilibre avec la kaolinite. Le point B représente l'eau moyenne du bassin amont, kaolinite et goethite coexistent et cette séquence minérale se maintient jusqu'en C. En C la solution parvient à la saturation par rapport à la montmorillonite ; ce minéral se forme alors au détriment de l'hydroxyde de fer. Tout au long de la précipitation de cette argile, le rapport $[Mg^{2+}]/[H^+]^2$ augmente, la silice décroît et la solution parcourt la partie montante de la droite d'équilibre montmorillonite $\rightleftarrows$ kaolinite + goethite (loi du T, TARDY et GAC, 1978).

Les associations minérales successives goethite-gibbsite, goethite-kaolinite, goethite-kaolinite-montmorillonite, kaolinite-montmorillonite , obtenues au cours des tests de dissolution apparaissent dans le même ordre que celles qui sur le terrain sont observées du sommet des profils vers la racine des arènes. En effet, l'altération se traduit au cours des premières phases de l'hydrolyse par la formation d'un "niveau" montmorillonitique qui peut se développer, si les solutions séjournent longtemps dans les profils ou simplement se maintenir en faibles quantités et coexister avec la mise en place d'un "horizon" kaolinique lorsque les solutions sont périodiquement renouvelées. C'est la montmorillonite de la racine des arènes des pays tropicaux humides (SEGALEN, 1957 ; BIROT *et al.* 1959 ; BONIFAS, 1959 ; LENEUF, 1959 ; MILLOT, 1964 : TARDY, 1969 ; NOVIKOFF, 1974).

Le chemin de la dissolution apparaît d'une grande complexité. Chaque nouveau cycle hydrologique par l'alternance des saisons sèches et des saisons humides et par l'importance de chacune d'entr'elles, le remet en cause en modifiant les proportions d'eaux d'origines diverses dont le mélange est analysé à l'exutoire du bassin versant. La nature et les quantités de minéraux formés jouent ici un rôle capital. Une mise à l'équilibre, en fin de saison sèche avec la montmorillonite dans les solutions qui demeurent longtemps dans les microporosités, suivie d'une dilution par des eaux circulant rapidement dans les gros pores, aura pour effet de disperser les points représentatifs des solutions dans les diagrammes d'équilibre dont l'interprétation devient alors très délicate.

3. Dispersion des points représentatifs des différentes phases du cycle hydrologique

La position des eaux moyennes du bassin amont dans le diagramme de stabilité log $[Mg^{2+}]/[H^+]^2$ en fonction de log H_4SiO_4 (fig. 27 a) montre que la dispersion des valeurs est bien plus importante pour les eaux de la saison pluvieuse que pour les eaux de la saison sèche. On constate qu'elles se groupent en deux nuages de points situés de part et d'autre de la courbe de dissolution. On peut encore souligner la faible variation des concentrations en silice ($-3,54 < \log [H_4SiO_4] < -3,43$) comparativement à celles du magnésium et du pH ($8,3 < \log [Mg^{2+}]/[H^+]^2 < 10,6$). Ces dispersions sont expliquées à l'aide d'un modèle de dilution entre trois types d'eaux respectivement caractéristiques de la gibbsite, de la kaolinite et de la montmorillonite.

4. Modèle de dilution

a) Effet de la pression partielle de gaz carbonique

L'écart entre les points représentatifs de chacun des mois du cycle hydrologique est d'abord dû à une variation des pressions partielles de gaz carbonique. Elles sont plus élevées en août ($pCO_2 = 10^{-1,91}$) au maximum des précipitations et du développement de la végétation. La pression partielle de gaz carbonique décroît ensuite régulièrement ($10^{-2,15}$ en septembre au moment de la crue, $10^{-2,25}$ et $10^{-2,30}$ en novembre et décembre, mois qui correspondent au début de la saison sèche) pour atteindre sa valeur minimale en mai et juin ($pCO_2 = 10^{-2,75}$ et $10^{-2,80}$).

Cet effet est nettement visible dans un diagramme faisant intervenir log $[Mg^{2+}]/[H^+]^2$ en fonction de log $[H_4SiO_4]$ (AL DROUBI *et al.*, 1976). Le chemin de la dissolution est d'autant plus bas dans le diagramme que la pression de gaz carbonique est plus forte. En corrigeant les valeurs du pH de telle manière que la pression partielle de CO_2 soit constante ($pCO_2 = 10^{-2,50}$), on obtient une diminution de la dispersion des points dans le diagramme de la figure 27 b. Les deux nuages distincts des eaux de la saison sèche et des eaux de la saison humide se rapprochent de la courbe de dissolution tout en restant situés de part et d'autre de cette courbe.

b) Courbe de dissolution et courbe de dilution

Le nuage de points est sécant par rapport à la courbe ABC (B représente l'eau moyenne). La courbe ABC représente le chemin de la dissolution, mais aussi (les deux courbes étant pratiquement superposées) le chemin de la dilution entre les eaux représentées par les points A, B et C. La droite CF correspond au chemin parcouru par les solutions saturées par rapport à la montmorillonite (C) jusqu'au point F (saturation par rapport à la calcite) caractérisé par un rapport R_E égal à 3,92. Tout le long de cette droite la montmorillonite se forme et coexiste avec une quantité importante de kaolinite. Elle représente (en moles) 0% des minéraux précipités en C, 40 % en D et 50 % au point F.

La courbe BE qui passe par le nuage des points de la saison sèche est une courbe de dilution entre l'eau moyenne (reflètant la formation de kaolinite) et une eau E, caractérisée par un rapport RE voisin de 3,7, reflétant la formation de montmorillonite et située entre les points D et F. Les eaux de la saison sèche résulteraient ainsi d'un mélange entre 90 et 98 % d'eau moyenne et 2 à 10 % d'eau de montmorillonite.

Le point G se caractérise par une teneur en silice relativement forte, un pH et une concentration en magnésium relativement faibles. La courbe BG sur laquelle se disposent les points de la saison humide, représente la courbe de dilution entre l'eau moyenne B et une eau G ayant lessivé les horizons de surface des profils. Cette eau G correspond à une forte exportation de la silice comparativement aux cations et traduit, en bilan seulement, la formation de gibbsite.

V – CONCLUSION

Le bilan de l'exportation des matières en suspension et des substances dissoutes a permis de chiffrer au cours d'une année moyenne, l'importance relative de l'altération chimique et de l'érosion mécanique sur le bassin amont du Chari.

L'évolution géochimique et morphologique actuelle se traduit par l'augmentation d'épaisseur des sols dans les profils, et par le développement dans les points bas du paysage d'une sédimentation essentiellement sableuse. En 100 000 ans l'altération de la roche saine progresse de 94 centimètres. Il lui correspond une ablation des sols de 83 centimètres et le dépôt de 42 centimètres de matériel détritique.

Un modèle de fluctuation de la composition chimique des eaux des nappes qui reflètent dans l'ensemble la formation de la kaolinite, permet de mettre en évidence deux régimes principaux de dilution. Un régime de dilution au cours de la saison pluvieuse par une eau de surface relativement riche en silice, pauvre en cations et à pH acide, qui lessive les horizons kaoliniques ; un régime de dilution en saison sèche par une eau de nappe profonde riche en cations , pauvre en silice, à pH basique caractérisant la formation de montmorillonite.

La formation de la kaolinite, minéral essentiel des altérations, contrôle tout au long du cycle hydrologique la composition chimique des solutions. Dans le temps, les faibles variations observées ont été interprétées à l'aide d'un modèle de dilution, soit par des eaux superficielles (gibbsite), soit par des eaux localisées à proximité du front d'altération des roches saines (montmorillonite). L'évaporation, qui n'intervient que modestement dans les milieux d'altération de l'amont, devient en revanche le mécanisme essentiel de l'évolution géochimique des solutions au cours de leur cheminement vers le lac à travers les grandes plaines aval du bassin tchadien.

DEUXIÈME PARTIE

LES PLAINES DE L'AVAL ET LE LAC TCHAD

Les bassins versants du Chari et du Logone, qui se déploient sur un front de 1 200 km aux exutoires des zones d'alimentation méridionales, se resserrent ensuite considérablement vers le Nord. Les deux fleuves décrivent alors de nombreux méandres et débouchent dans le bassin sédimentaire proprement dit (lac Tchad et plaines centrales) en empruntant un couloir étroit dominé par le massif camerounais du Mandara et celui du Guerra au Tchad (fig. 1).

La majeure partie des apports fluviatiles du bassin amont gagne le lac Tchad. Une fraction cependant de ces apports est retenue au niveau des plaines centrales, et ce premier piège sédimentaire s'avère d'autant plus efficace qu'à l'amont les saisons sont humides, les crues prononcées, et qu'à l'aval le temps de séjour des eaux de submersion est long.

En effet, c'est dans ces zones d'inondation, extension temporaire du lac Tchad, que les eaux de crue s'évaporent, que les matières en suspension se déposent et que les éléments dissous se concentrent. La première phase de dépôt est essentiellement détritique en périodes de vives eaux. Lui succède, dans les mares résiduelles qui s'individualisent au cours de la décrue, une sédimentation chimique sur des sols dont la nature peut varier des sols hydromorphes aux vertisols.

CHAPITRE III

BILAN MOYEN DES APPORTS FLUVIATILES AUX PLAINES AVAL ET AU LAC TCHAD

L'alimentation fluviatile du lac Tchad est essentiellement assurée par le Chari, la Serbéouel (effluent du Chari en aval de N'Djaména) et l'El Beïd qui collecte une partie des eaux de submersion des plaines centrales . L'apport des fleuves nigérians (1 %) la Komadougou et le Yedseram a été négligé dans cette étude.

L'absence de zones d'inondation notables entre la confluence Chari-Logone et le lac, la similitude de composition des eaux de la Serbéouel et du Chari, permet en réalité de chiffrer l'importance des apports fluviatiles au domaine lacustre à partir du seul bilan des exportations à N'Djaména (contrôle du Chari et du Logone) et à Meïnari (contrôle de l'El Beïd).

I – BILAN HYDROLOGIQUE

A- APPORTS ANNUELS MOYENS EN EAU DU CHARI ET DE L'EL BEÏD AU LAC

Le bilan hydrologique a été déterminé en adoptant une démarche de calcul analogue à celle qui a été utilisée pour le bassin amont. A partir des données de BILLON *et al.* (1969), ROCHE (1973) et CARMOUZE (1976), le volume moyen annuel (tableau XLII et fig. 28) pour les quatorze années a été établi pour l'ensemble Chari-El Beïd.

Pour l'année moyenne les apports d'eau au lac Tchad : 37,35 . $10^9 m^3$ pour le Chari et 1,15 . $10^9 m^3$ pour l'El-Beid soit au total 38,5 . $10^9 m^3$ sont légèrement inférieurs aux estimations de ROCHE (1973) et CARMOUZE (1976) qui indiquent respectivement 43,2 et 41,2 . $10^9 m^3$. Cette valeur plus faible correspond à la prise en compte des cycles hydrologiques 1972-1973 et 1973-1974, caractérisés par une sécheresse exceptionnelle sur l'ensemble du Sahel.

B- BILAN HYDROLOGIQUE DES PLAINES DE L'AVAL EN ANNEE MOYENNE

Le schéma présenté ci-dessous (fig. 29), illustre selon un axe géographique et climatique, la variation des apports moyens en eaux vers le lac Tchad. Il met particulièrement en évidence le rôle déterminant des plaines d'inondation dont l'extension, règle d'amont en aval, le fonctionnement hydrologique du système. L'importance des zones d'épandage amène ainsi à différencier dans le bassin aval deux régions :

Tableau XLII

Le Chari à N'Djaména et l'El Beid à Meinari. Débits moyens mensuels, modules (m^3/s) et volumes d'eau annuels (10^9 m^3)

Cycle hydrologique	CHARI														EL BEID	
	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	Module	Volume annuel	Module	Volume annuel
1956-1957	229	278	715	1515	2718	3808	4275	2558	1000	603	338	223	1522	48,00	76	2,4
1957-1958	208	553	812	1269	2204	2639	2475	1571	747	420	240	144	1107	34,91	19	0,6
1958-1959	171	313	754	1428	2443	2746	2594	1294	646	342	174	111	1085	34,22	19	0,6
1960-1961	204	240	576	1270	2299	3154	3875	2962	1144	603	334	174	1403	44,25	60	1,9
1961-1962	182	190	703	1743	3043	4468	4846	2653	1066	638	399	353	1690	53,30	73	2,3
1962-1963	355	392	796	1199	2458	4057	4518	2949	1283	785	490	320	1633	51,50	41	1,3
1963-1964	424	460	615	1702	3126	3613	2984	1509	777	458	261	176	1342	42,32	54	1,7
1964-1965	230	288	589	1393	2520	3576	3783	2280	994	566	323	213	1396	44,02	35	1,1
1968-1969	200	300	700	1535	2378	2686	2252	1051	531	334	255	256	1040	32,80	19	0,6
1969-1970	197	307	608	1359	2256	2787	2577	1444	620	368	227	168	1076	33,93	44	1,4
1970-1971	201	249	429	1299	2483	3624	3409	1295	629	350	181	131	1190	37,53	48	1,5
1971-1972	115	126	403	1080	2200	3250	2490	956	491	265	143	100	968	30,53	19	0,6
1972-1973	123	227	450	787	1330	1370	1120	527	254	132	76	52	537	16,93	0	0
1973-1974	70	114	224	766	1550	1960	1190	521	247	116	65	43	572	18,04	0	0
Moyenne sur 14 ans	208	288	598	1310	2358	3124	3028	1684	745	427	250	176	1183	37,31	36	1,15

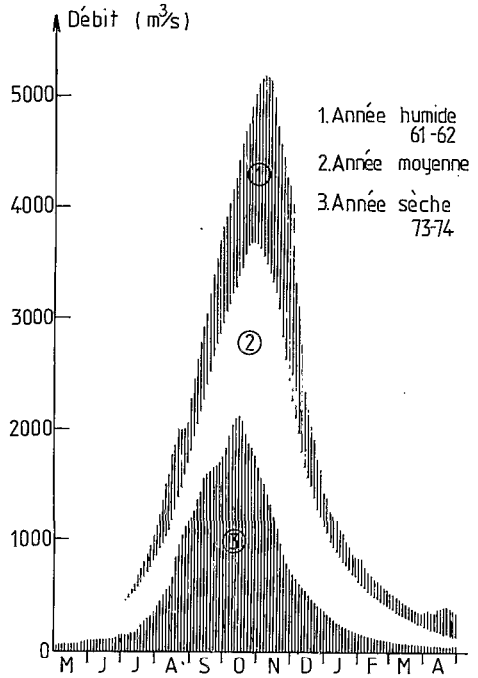


Fig. 28- Hydrogrammes caractéristiques du Chari à N'Djaména (d'après CHOURET, 1975)

- *les plaines méridionales* adossées au bassin amont où les écoulements s'effectuent essentiellement dans les lits majeurs du Chari et du Logone,

- *les plaines d'inondation* proprement dites, situées au nord et caractérisées par l'existence de trois dépressions : dépression des Yaérés, dépression inter Chari-Logone et dépression de Massenya.

a) Les plaines méridionales

Le Chari reçoit en rive droite les apports (2,0. $10^9 m^3$) des Bahr Salamat et Keïta, apports qui sont en partie compensés par les déversements (1,7 . $10^9 m^3$) des eaux du Chari vers la dépression de Massenya par l'intermédiaire du Bahr Erguig. La Tandjilé, dernier affluent bien individualisé du Logone lui apporte annuellement 0,6 . $10^9 m^3$, quantité d'eau équivalente aux pertes du Logone en rive droite vers le Ba Illi (0,2 . $10^9 m^3$) et en rive gauche vers le bassin de la Bénoué (0,3 . $10^9 m^3$, volume d'eau représentant les écoulements définitivement perdus par la cuvette tchadienne vers le bassin du Niger).

Le bilan hydrologique des plaines méridionales fait ainsi ressortir qu'au cours de l'année moyenne, les entrées et les sorties d'eau sont tout à fait semblables. Autrement dit, le bilan des pertes et des gains entre les lignes Sahr-Manda-Laï d'une part, et Bousso-Bongor d'autre part, se résume par l'égalité :

$$42,6 \cdot 10^9 m^3 + \text{précipitation} = 43,3 \cdot 10^9 m^3 + \text{déficit d'écoulement}$$

ce qui revient à écrire pour l'année moyenne :

$$\text{pluviosité} \simeq \text{déficit d'écoulement}$$

b) Les plaines d'inondation

A l'aval de Bousso et de Bongor une part importante des écoulements de hautes eaux se disperse dans de vastes plaines qui se transforment en un immense lac submergeant. En saison des pluies, les régions des Yaérés, de Massenya et la dépression inter Chari-Logone sont entièrement inondées.

En année moyenne, entre la ligne Bousso-Bongor d'une part, et la ligne Chagoua-Kousseri-Meïnari assimilable aux rives du lac d'autre part, on note une différence de :

$43,3\ 10^9 m^3$	$- 38,5 \cdot 10^9 m^3$	=	$4,8 \cdot 10^9 m^3$
(coeur des plaines centrales)	(apports au lac)		(pertes dans les zones inondées)

Autrement dit, le bilan des gains et des pertes dans cette région, se solde par un déficit de 4,8 . $10^9 m^3$ perdus au niveau des plaines d'inondation (fig. 29).

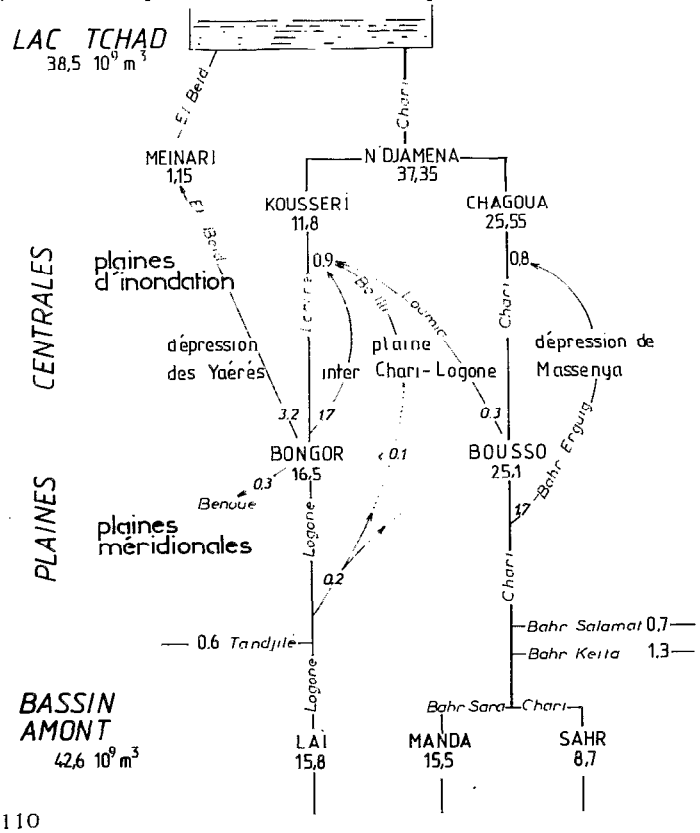


Fig. 29- Bilan hydrologique des plaines de l'aval ($10^9 m^3$)

C- PROBLEME DU BILAN HYDROLOGIQUE DES ZONES INONDEES

Dans les plaines méridionales, les seuls zones d'inondation sont localisées autour du Ba Illi en rive droite du Logone. Une fraction de ces écoulements rejoint à nouveau le Logone à l'aval, mais la plus grande partie des volumes d'eau déversés disparaissent par évaporation dans ces plaines. L'écoulement vers le Nord est négligeable et le Ba Illi n'intervient pratiquement pas dans le bilan hydrologique des zones inondées septentrionales.

La détermination du bilan hydrologique de la partie nord des plaines centrales pose le problème du contrôle quantitatif des déversements, en période de crue, vers les zones d'inondation. L'importance de ces phénomènes d'épandage est difficile à évaluer . On connaît mal, en effet, les relations qui existent entre les volumes déversés vers les différentes dépressions ou encore l'extension des surfaces inondées et la cote du plan d'eau dans le Chari et le Logone. Le bilan hydrologique ne peut donc qu'être très approximatif et ceci est d'autant plus vrai, que les estimations menées sur une année moyenne intègrent les résultats de plusieurs crues dont l'importance a considérablement variée.

1. Dépression de Massenya

Les seules mesures de débit disponibles (BILLON *et al.*, 1969) concernent les écoulements vers la dépression de Massenya. Les apports du Chari en amont de Bousso ont pu en effet être estimés à $1,7 \cdot 10^9 m^3$ et les volumes moyens restitués en amont de Chagoua à $0,8 \cdot 10^9 m^3$. En d'autres termes, la moitié du volume d'eau collectée par le Bahr Erguig est perdu au cours de la traversée de la dépression de Massenya.

La superficie de ce bassin est estimée à 15 000 km^2 et la pluviosité moyenne annuelle évaluée à 770 mm (tableau XLIII). La saison des pluies s'étale sur six mois, de mai à octobre (juillet, août et septembre fournissant 75 % des précipitations totales) ; la saison sèche dure également six mois, de novembre à avril. Le débordement du Chari commence pour des débits supérieurs à 1 200 m^3/s. L'onde de crue parcourt la totalité du bassin versant en trois semaines, et si le temps de séjour moyen des eaux est de deux mois, six mois s'écoulent entre les premiers écoulements dans la dépression et le dernier flux du Bahr Erguig dans le Chari en amont de Chagoua.

Tableau XLIII

Pluviosité moyenne (mm) sur les trois dépressions

Dépression	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Yaérés	0	0	0	10	50	87	164	231	116	22	0	0	680
Massenya	0	0	1	10	49	75	180	262	149	39	5	0	770
Inter Chari-Logone	0	0	0	10	50	82	174	250	130	30	2	0	730

Les volumes d'eau reçus par le Bahr Erguig étant de $1,7 \cdot 10^9 m^3$ et l'apport des précipitations de $0,77 \text{ m} \times 15 \cdot 10^9 m^2 = 11,55 \cdot 10^9 m^3$, l'apport total sur l'ensemble du bassin versant est égal à $1,7 + 11,55 = 13,25 \cdot 10^9 m^3$. Les quantités d'eau restituées au Chari en amont de Chagoua sont de $0,8 \cdot 10^9 m^3$. En supposant, qu'il n'y a aucun écoulement vers le lac Fitri on peut alors évaluer l'évapotranspiration à $12,45 \cdot 10^9 m^3$, sur une surface de $15 \cdot 10^9 m^2$ et pour une période de six mois. Ceci correspond à une évapotranspiration annuelle de 1 660 mm valeur comparable à l'estimation de 1 670 mm de RIOU (1972).

2. Dépression des Yaérés et dépression Inter Chari-Logone

Lors des crues du Logone, les eaux en aval de Bongor se déversent en rive gauche dans les Yaérés et en rive droite dans la plaine étroite comprise entre les deux fleuves. On a pu estimer d'après les données de BOUCHARDEAU *et al.* (1967) un coefficient de partage de ces écoulements de hautes eaux sur les deux rives. Les 2/3 environ submergent les Yaérés et par l'intermédiaire de l'El Beïd gagnent le lac Tchad ; 1/3 collecté en rive droite réanime le Ba Illi ; cette fraction drainée par la Kounambou grossie de la Loumia en provenance du Chari, rejoint plus à l'aval le Logone à Logone-Gana.

L'alimentation de ces plaines est en effet essentiellement assurée par le Logone et éventuellement par le Chari lorsque les deux fleuves communiquent (TOUCHEBOEUF DE LUSIGNY, 1969). L'apport des Mayos camerounais, de l'ordre à $0,15 . 10^9 m^3$ en année moyenne, issus des monts Mandara reste négligeable (BOUCHARDEAU *et al.*, 1968). Les précipitations ne jouent, ainsi en année moyenne, qu'un rôle mineur dans le bilan hydrologique aux exutoires de ces zones d'épandage. En année pluvieuse, elles déterminent cependant, et ceci se voit nettement sur l'hydrogramme de crue de l'El Beïd, une première montée des eaux en août-septembre avant la brusque recrudescence des débits en novembre-décembre due à l'arrivée des eaux du Logone (fig. 31).

Les volumes d'eau déversés par le Chari sont connus. Ils correspondent à ceux de la Loumia estimés en année moyenne par BILLON *et al* (1969) à $0,3 - 0,4 . 10^9 m^3$. En revanche, les apports du Logone vers les plaines d'inondation sont difficiles à évaluer ; les écoulements se réalisent par un nombre important de chenaux de déversement dont la complexité s'est accrue avec les endiguements récents et ces multiples drains ne sont pas tous alimentés pour une même cote du plan d'eau du Logone. En définitive la valeur du débit qui correspond au seuil moyen de débordement du Logone sur ses deux rives, a été fixée à 1100 m^3/s, valeur intermédiaire entre celles proposées par BOUCHARDEAU *et al.* (1968) pour le Logone à Bongor et à Logone-Gana. L'importance des déversements peut alors être évaluée au cours des différents cycles hydrologiques et on calcule qu'en année moyenne les plaines inondées détournent du lit principal du Logone, de $4,8$ à $5,0 . 10^9 m^3$ d'eau.

a) Bilan des Yaérés

La superficie du Yaérés étant de 12 500 km^2 (TOUCHEBOEUF DE LUSIGNY, 1969) et la pluviosité sur cette région de 680 mm, les apports météoriques annuels sont de l'ordre de $8,5 . 10^9 m^3$. Le Logone apporte $2/3 . 4,9 . 10^9 m^3$ soit $3,2 . 10^9 m^3$ dont 35 % seulement, soit $1,15 . 10^9 m^3$, parviennent à l'El Beïd et s'écoulent vers le lac Tchad. Le déficit total en eau dans les Yaérés s'élève à $8,5 + 3,2 - 1,15 = 10,55 . 10^9 m^3$ qui correspondent à une évapotranspiration annuelle de 1 700 mm, valeur comparable à celle déterminée pour la dépression de Massenya.

b) Bilan de la dépression inter-Chari-Logone

La plaine inondée entre les deux fleuves s'étend sur environ 8 000 km^2. Les eaux de submersion proviennent à la fois du Chari $0,3 . 10^9 m^3$, du Logone $1,7 . 10^9 m^3$ et des précipitations $5,84 . 10^9 m^3$, soit un volume total de $7,84 . 10^9 m^3$. Une fraction de ces apports dont on ignore l'importance, échappe à l'évaporation et rejoint le Logone. On peut cependant l'évaluer, en admettant que l'évapotranspiration dans cette dépression est identique à celles des zones inondées voisines, et égale à 1 700 mm par an. On trouve ainsi que $0,9 . 10^9 m^3$ d'eau, soit approximativement la moitié des apports du Chari et du Logone, retourne au Logone par l'intermédiaire de la Kounambou.

D- CONCLUSIONS

Le bilan hydrologique de la cuvette tchadienne montre qu'au bassin amont succède vers l'aval deux régions distinctes : les zones méridionales et les zones d'inondation. Ces trois régions se caractérisent par une pluviosité qui décroît de 1 210 mm à 1 050 mm et 730 mm, et une évapotranspiration qui croît de 1 100 mm à 1 400 mm et 1 700 mm du Sud vers le Nord.

Dans la région des plaines méridionales les entrées et les sorties d'eau qui s'écoulent dans les fleuves, s'équilibrent. Les plaines ne sont que très peu inondées et l'évaporation ne joue pratiquement pas sur l'eau qui s'écoule dans le lit des fleuves.

Des différences de détail apparaissent plus à l'aval dans les plaines d'inondation, en particulier au niveau du Bahr Erguig, de l'El Beïd et de la dépression située entre le Chari et le Logone. L'évaporation l'emporte sur l'alimentation et l'évapotranspiration potentielle, a été estimée à 1 700 mm/an.

Deux voies s'offrent aux solutions qui migrent depuis le bassin d'alimentation de l'amont jusqu'aux rives du lac Tchad. En année moyenne :

- 84 % des apports soit 36,4 . $10^9 m^3$ (l'équivalent de la moitié du volume du lac moyen) cheminent vers le domaine lacustre par la voie directe dans le lit principal des cours d'eau. Peu avant le lac, les lits majeurs s'élargissent et l'évaporation soustrait 0,7 . $10^9 m^3$ d'eau.

- 16 % des apports soit 6,9 . $10^9 m^3$ se répandent dans les plaines d'inondation qui n'en restituent que 2,85 . $10^9 m^3$. Dans ces zones de transit qui s'étendent sur près de 35 000 km^2, les solutions se concentrent en moyenne 2,4 fois sous l'effet de l'évaporation.

L'évapotranspiration soustrait en définitive au lac Tchad, non seulement l'équivalent en eau des apports météoriques sur l'ensemble des plaines centrales, mais aussi 12 % des eaux fluviales.

II – APPORTS MOYENS EN SELS DISSOUS AU LAC TCHAD BILAN CHIMIQUE DES PLAINES CENTRALES

L'étude de la composition chimique des eaux du Chari et du Logone a été menée depuis une dizaine d'années par GROVE (1972), ROCHE (1973) et CARMOUZE (1976), étude que j'ai poursuivie de 1972 à 1976 en l'étendant à l'ensemble des plaines centrales. On s'est particulièrement attaché à suivre les variations mensuelles de la salinité aux quatres stations-clefs de Bousso et Chagoua sur le Chari, de Bongor et de Kousseri sur le Logone au cours des années 1973 et 1974. Ces années sont en effet caractérisées par des déversements à peu près nuls vers les plaines d'inondation et par un apport annuel vers le lac, inférieur à la moitié de l'apport interannuel moyen. De 1974 à 1976 la plupart des contrôles de la salinité des eaux ont été réalisés sur l'El Beïd ; cette période correspond à la reprise des écoulements dans les Yaérés et à un retour aux conditions normales de l'alimentation du bassin tchadien.

La première partie de ce bilan des apports en éléments dissous est consacrée aux stations de Bousso et de Bongor. Situées au coeur des plaines centrales, elles permettent en effet de contrôler, après la traversée des plaines méridionales, les modifications chimiques subies par les eaux de l'amont.

Dans la seconde partie les apports de l'ensemble Chari-Logone et de l'El Beïd ont été déterminés séparément afin de mesurer l'importance des variations de la composition chimique des solutions dans les différentes dépressions. Ils ont été réunis à nouveau pour évaluer l'apport moyen en sels dissous au lac Tchad.

A- COMPOSITION DES EAUX A BONGOR ET BOUSSO. BILAN CHIMIQUE DES PLAINES MERIDIONALES

La composition chimique des solutions aux deux exutoires (Bongor et Bousso) des plaines méridionales a été déterminée à partir de 127 analyses. Elles regroupent à la fois les données obtenues en année humide par GROVE (1972) et ROCHE (1973) et mes propres mesures au cours de l'année sèche 1973-1974.

La comparaison entre les données de l'année sèche et de l'année humide montre que les teneurs moyennes annuelles des principaux éléments en solution restent comparables. En revanche, des différences apparaissent à l'échelle des concentrations mensuelles et en particulier au moment de la décrue. Cette période correspond encore à des débits suffisamment soutenus pour qu'il soit nécessaire de tenir compte de ces variations dans l'estimation des exportations en substances dissoutes.

Pour établir les caractéristiques chimiques de l'année moyenne, les concentrations moyennes mensuelles et annuelles des différents éléments, les tonnages de sels dissous exportés ont été évalués en séparant d'abord les années sèches et les années humides dans les quatorze années considérées. On a ensuite attribué pour chaque mois et pour chaque élément, la concentration correspondante de l'année humide ou de l'année sèche, et ces concentrations ont été pondérées en fonction de l'importance des débits par rapport à ceux de l'année moyenne.

1. La charge totale en solution

La concentration moyenne en solution à la sortie des plaines méridionales s'élève annuellement à 58,7 mg/l (tableau XLIV), valeur identique à la concentration moyenne de 58,6 mg/l (tableau XIV) pour l'ensemble du bassin amont.

A l'échelle mensuelle des différences de détail apparaissent (fig. 30). Ainsi au cours de la décrue et des basses eaux, les eaux de l'amont sont plus concentrées que les eaux de la plaine ; cette différence peut s'expliquer sans faire appel a un apport d'eau diluée mais en tenant simplement compte du décalage dû au temps de parcours des eaux. En définitive ces variations saisonnières restent de l'ordre de 1 mg/litre aussi bien pour la charge totale en solution que pour la somme des cations et de la silice, et indiquent qu'aucune modification importante de la salure totale n'intervient dans les plaines méridionales.

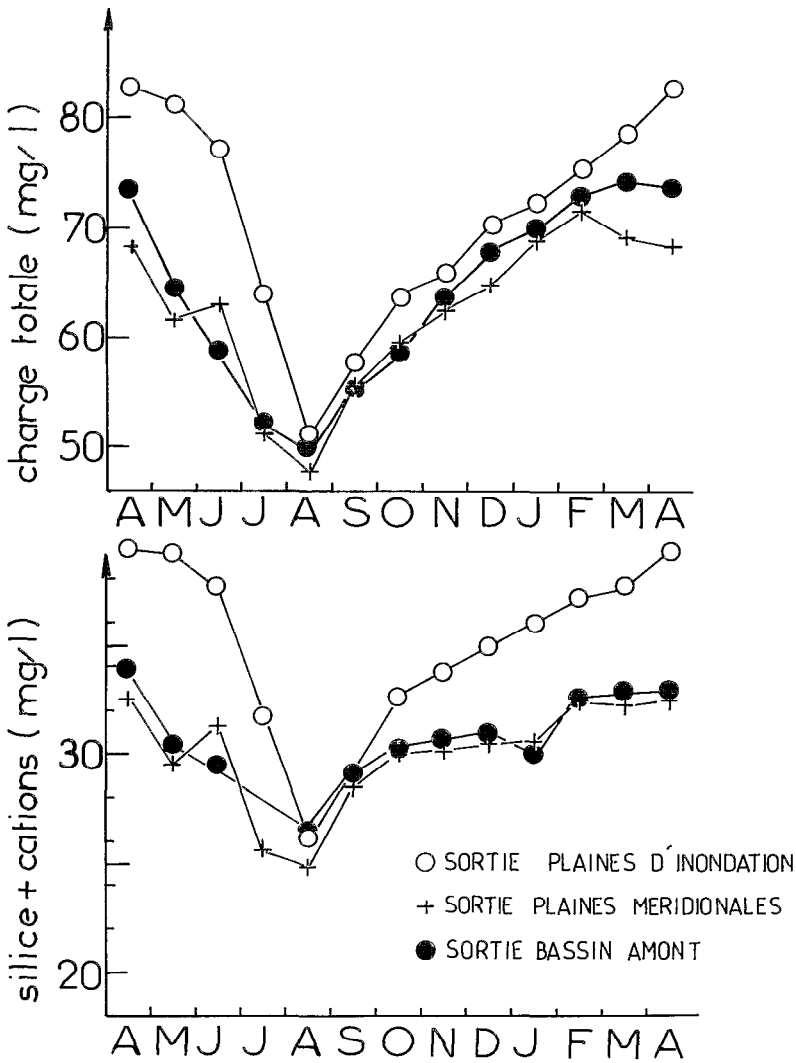


Fig. 30- Evolution saisonnière de la charge totale en solution et de la somme (cations + silice) pour l'ensemble des bassins de l'amont, à l'exutoire des plaines méridionales (Bousso + Bongor) et à la sortie des plaines d'inondation (Chagoua + Kousseri = N'Djaména).

Tableau XLIV

Moyennes mensuelles et annuelles (mg/l) des quantités de substances dissoutes aux exutoires des plaines méridionales (Bongor et Bousso)

- première ligne : charge totale en solution
- deuxième ligne : somme des cations et de la silice

Bassins	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	Année
Logone (Bongor)	65,6 29,0	65,7 30,7	48,5 24,1	47,3 24,5	55,7 28,4	61,5 31,4	65,1 31,5	66,9 30,3	69,0 30,6	71,0 31,8	70,3 32,5	68,9 31,9	57,4 28,8
Chari (Bousso)	61,1 29,7	62,9 31,8	55,5 28,0	49,1 25,5	55,3 28,5	58,3 29,2	61,7 29,7	65,7 30,5	69,0 30,6	72,0 32,7	69,1 32,3	67,9 33,4	59,6 29,3
Ensemble de Plaines Méridionales	61,8 29,5	63,1 31,3	51,2 25,6	47,9 24,8	55,5 28,5	59,6 30,1	62,6 30,1	65,9 30,5	69,0 30,6	71,7 32,5	69,4 32,3	68,2 33,0	58,7 29,0

Cette égalité des teneurs en substances dissoutes se retrouve de l'amont à l'aval au niveau de chaque collecteur considéré séparément. A Laï la concentration moyenne des eaux du Logone est de 57,5 mg/l et elle est de 57,4 mg/l à Bongor ; à Bousso, le Chari transporte en moyenne 59,6 mg/l de produits dissous, valeur tout à fait comparable aux 59,4 mg/l de l'amont obtenus en associant les eaux du Bahr Sara à Manda et du Chari à Sahr. Ce résultat paraît surprenant dans le cas du Logone qui reçoit en rive gauche les eaux diluées (41,0 gm/l) de la Tandjilé issue des formations gréseuses du continental terminal. Pour compenser ce déficit dans les apports de la Tandjilé, on doit admettre qu'une partie des eaux de déversement en rive droite vers le Ba Illi rejoint le Logone plus à l'aval (ROCHE, 1973) et que ces eaux ont une concentration moyenne en substances dissoutes de 140 mg/l. La détermination de la charge totale du Chari à Bousso (aval) permet en la comparant à celles de Sahr et de Manda réunis (amont), d'estimer à partir des volumes écoulés, la salure moyenne des eaux du Bahr Keïta et du Bahr Salamat affluents de la rive droite.

On évalue ainsi la charge totale en solution de ces deux rivières issues des massifs orientaux (Ouaddaï, Guerra) à environ 65 mg/l, valeur très proche des 68 mg/l mesurés dans les eaux voisines du Bahr Aouk.

En définitive, à l'exception du cas particulier des eaux du Ba Illi qui ne met en cause que des masses d'eau peu importantes, la charge totale en solution acquise sur les bassins amonts ne subit aucune modification dans la partie méridionale des plaines centrales. Il est intéressant maintenant de regarder si ce résultat se confirme aussi à l'échelle des différents constituants.

2. Evolution de la composition chimique des eaux dans les cours moyens du Logone et du Chari

a) Ensemble des bassins

Les teneurs des principaux constituants (tableau XLV) dans les eaux restent, comme pour la charge en solution, identiques depuis les bassins de l'amont jusqu'au coeur des plaines centrales. Les plus fortes variations observées concernent le calcium et le bicarbonate qui augmentent de 7%, alors que la silice dissoute et le magnésium diminuent simultanément dans les mêmes proportions ; le sodium et le potassium ne varient guère, le pH reste égal à 7,0.

b) Axe du Logone : de Laï à Bongor

Entre Laï et Bongor l'accroissement des teneurs en calcium et bicarbonate est à nouveau le plus important (de 3 à 5 %). La concentration en silice dissoute, diminue dans les mêmes proportions que pour l'ensemble des bassins, mais ne s'accompagne pas d'une chute du magnésium que l'on retrouve à la même concentration de 1,5 mg/l à Laï et Bongor. Le potassium augmente à peine, alors que le sodium accuse une diminution de près de 7 %. Le pH reste à nouveau très proche de la neutralité, mais il faut souligner que ces valeurs correspondent à une moyenne des pH mensuels.

Tableau XLV

Comparaison des compositions chimiques (exprimées en mmoles/l) des eaux à la sortie des bassins amont et des plaines méridionales

Constituants	Ensemble des bassins		Logone		Chari	
	Amont	Pl.Méridionales	Laï	Bongor	Sahr + Manda	Bousso
pH	7,0	7,0	7,1	7,0	6,8	7,0
HCO_3	0,461	0,487	0,448	0,470	0,500	0,498
K	0,045	0,045	0,039	0,041	0,048	0,048
Na	0,120	0,118	0,135	0,126	0,109	0,112
Ca	0,088	0,094	0,084	0,087	0,090	0,098
Mg	0,073	0,068	0,063	0,064	0,080	0,071
H_4SiO_4	0,330	0,318	0,331	0,320	0,330	0,319

c) Axe du Chari : de Sahr-Manda à Bousso-Bahr Erguig

Le "poids hydrologique" du Chari, bien plus important que celui du Logone, entraîne une évolution des concentrations, le long du cours moyen tout à fait analogue à celle observée pour le bassin dans son ensemble. La seule différence concerne le bicarbonate qui ne varie pas ; en revanche, on trouve une augmentation importante du calcium (9 %) et une décroissance des teneurs en magnésium (10 %) et en silice dissoute (3 %). A l'entrée comme à la sortie des plaines méridionales, les concentrations en sodium et en potassium restent identiques, alors que le pH augmente légèrement.

d) Conclusions

Le fait le plus marquant de l'évolution des concentrations dans cette première étape à travers les plaines alluviales méridionales, demeure les faibles variations observées pour tous les constituants. Ces variations, dans tous les cas inférieures à 10 %, sont de l'ordre de grandeur des erreurs analytiques auxquelles peuvent s'ajouter, les erreurs de calcul relatives au bilan hydrologique.

3. Apports moyens en solution à Bongor et Bousso. Bilan chimique des plaines méridionales.

Le Logone et le Chari perdent, comme nous l'avons souligné dans le calcul du bilan hydrologique, une partie de leurs eaux de crue vers la Bénoué et vers la dépression de Massenya. L'évaluation des apports moyens en solution tient compte de ces déversements, car il ne s'effectuent qu'à courte distance de Bongor et de Bousso et font partie intégrante des plaines méridionales. De la même manière, à l'amont, les écoulements des Bahr Keïta et Salamat ont été inclus dans les apports du Chari et les eaux de la Tandjilé dans ceux du Logone. Il ne s'agit là que de modifications de détail qui n'interviennent pas sur la composition chimique moyenne des solutions et sur le bilan des apports de substances dissoutes. En revanche, ces apports latéraux ne sont pas négligeables lorsqu'on veut comparer les transferts de matière de l'amont à l'aval.

a) Apports moyens

Les compositions chimiques mensuelles et annuelles des eaux à la sortie des plaines méridionales sont présentées dans le tableau XLVI. Connaissant les volumes d'eau totaux 43,6 . $10^9 m^3$ (Bénoué et Bahr Erguig inclus), on en déduit les tonnages exportés annuellement pour les différents éléments en solution. Les tonnages exportés du bassin amont diffèrent sensiblement de ceux présentés dans la première partie de cette étude (réf. chap. I). Ceci résulte de l'incorporation des eaux des Bahr Keïta et Bahr Salamat (avec la composition chimique moyenne mesurée pour le Bahr Aouk) et de celles de la Tandjilé, dans les volumes d'eaux provenant de l'amont.

	K	Na	Ca	Mg	HCO_3^-	H_4SiO_4
Bahr Aouk mmoles/l	0,06	0,136	0,102	0,085	0,57	0,356
Tandjilé mmoles/l	0,038	0,068	0,071	0,040	0,33	0,233

La comparaison des tonnages en sels dissous calculés à l'aval et à l'amont des plaines méridionales, met en évidence leur faible contribution aux quantités exportées en année moyenne vers le lac Tchad. La faible différence observée 55.20 . 10^3 tonnes ne représente en effet que 2 % des apports issus des zones de l'amont. En valeur absolue, ce complément de sels concerne surtout le bicarbonate et le calcium, à un degré moindre le potassium et le sodium ; une partie de la silice dissoute (8,5 . 10^3 tonnes) et du magnésium (3,6 . 10^3 tonnes) semblent piégés dans les plaines méridionales.

	Tonnages exportés des Plaines méridionales (BONGOR + BOUSSO)	−	Tonnages exportés du bassin Amont (LAÏ + MANDA + SAHR)	=	Différence (AVAL − AMONT)
HCO_3	1 295 000		1 244 000		+ 51 000
H_4SiO_4 :	837 000		845 500		− 8 500
K :	77 000		74 900		+ 2 100
Na :	177 700		116 900		+ 800
Ca :	163 500		150 100		+ 13 400
Mg :	72 400		76 000		− 3 600
	2 562 600		2 507 400		+ 55 200

Les variations mensuelles dans les tonnages exportés sont difficiles à évaluer, car la répartition saisonnière des écoulements vers le Bahr Erguig et la Bénoué est mal connue . Par ailleurs, les volumes d'eau ne sont pas comparables, pour le même mois, à l'amont et à l'aval par suite du temps de parcours des solutions. En septembre, les fleuves de l'amont sont en crue et les débits maximum, alors qu'à l'aval, les hautes eaux ne sont atteintes qu'à la mi-octobre. Il en résulte pour le bilan de la silice dissoute, par exemple, un déficitde 25 . 10^3 tonnes, déficit plus imputable à une fausse estimation des volumes qu'à un véritable piégeage de cet élément dans le plaine alluviale.

Tableau XLVI

Composition chimique des eaux à la sortie des plaines méridionales

(mmoles/l) n = nombre d'analyses

Mois	pH	K	Na	Ca	Mg	HCO_3^-	H_4SiO_4	n
M	7,1	0,065	0,132	0,105	0,069	0,53	0,300	9
J	7,3	0,060	0,131	0,099	0,073	0,52	0,337	12
J	6,6	0,047	0,112	0,072	0,058	0,42	0,281	11
A	6,6	0,043	0,101	0,066	0,051	0,38	0,282	12
S	6,9	0,042	0,109	0,083	0,063	0,44	0,324	11
O	6,7	0,045	0,119	0,091	0,069	0,48	0,337	10
N	7,0	0,044	0,124	0,108	0,074	0,53	0,323	11
D	7,1	0,050	0,135	0,120	0,078	0,58	0,312	11
J	7,1	0,048	0,139	0,132	0,089	0,63	0,301	11
F	7,1	0,047	0,139	0,134	0,094	0,64	0,330	10
M	7,2	0,047	0,133	0,125	0,089	0,61	0,337	10
A	7,4	0,061	0,142	0,110	0,077	0,58	0,351	9
Année	"7,0"	0,045	0,118	0,094	0,068	0,487	0,318	127

b) Apports moyens du Logone : axe Laï-Bongor

Si l'on tient compte des apports de la Tandjilé et des écoulements vers la Bénoué, les volumes d'eau drainés par le Logone s'élèvent à $16,4 . 10^9 m^3$ pour le bassin amont et à $16,8 . 10^9 m^3$ à l'aval des plaines méridionales. Les tonnages exportés se déterminent alors à partir de la composition chimique des eaux du Logone à Laï (tableau XVII) et à Bongor (tableau XLVII).

	Tonnages exportés des Plaines méridionales (BONGOR + BENOUE)		Tonnages exportés du bassin Amont (LAÏ + TANDJILE)	=	Différence (AVAL - AMONT)
HCO_3	:	481 000	444 000		+ 37 000
H_4SiO_4	:	323 000	323 000		0
K	:	26 900	24 900		+ 2 000
Na	:	48 700	50 000		- 1 300
Ca	:	58 500	54 800		+ 3 700
Mg	:	26 100	24 800		+ 1 300
Total	:	964 200	921 500		+ 42 700

En année moyenne le Logone transporte à Bongor $9,64 . 10^5$ tonnes de substances dissoutes. Les plaines méridionales du moyen - Logone fournissent 43.10^3 tonnes, quantité négligeable devant la somme des apports de la Tandjilé et du Logone supérieur à Laï ($9,21 . 10^5$ tonnes). Le bilan chimique entrepris pour les différents éléments en solution montre qu'à nouveau, les eaux issues des bassins de l'amont s'enrichissent entre Laï et Bongor en bicarbonate , en calcium et en potassium ; en revanche, elles ne s'appauvrissent pas comme pour le bassin dans son ensemble en silice dissoute et en magnésium (ce dernier augmente d'ailleurs légèrement:+ 1 300 tonnes).

Tableau XLVII

Composition chimique des eaux du Logone à Bongor

(mmoles/l) n = nombre d'analyses

Mois	pH	K	Na	Ca	Mg	HCO_3^-	H_4SiO_4	n
M	6,8	0,070	0,133	0,114	0,084	0,60	0,277	5
J	7,4	0,066	0,135	0,105	0,081	0,57	0,314	5
J	6,8	0,044	0,109	0,067	0,056	0,40	0,263	6
A	6,8	0,039	0,105	0,064	0,051	0,37	0,278	5
S	6,8	0,040	0,119	0,083	0,061	0,45	0,321	6
O	6,6	0,040	0,140	0,092	0,065	0,49	0,354	5
N	7,1	0,041	0,150	0,108	0,072	0,55	0,339	5
D	7,2	0,039	0,143	0,123	0,086	0,60	0,308	6
J	7,3	0,042	0,146	0,132	0,089	0,63	0,301	5
F	7,0	0,046	0,146	0,134	0,091	0,64	0,318	5
M	7,3	0,052	0,144	0,125	0,087	0,62	0,334	5
A	7,3	0,063	0,144	0,120	0,080	0,61	0,320	5
Année	"7,0"	0,041	0,126	0,087	0,064	0,469	0,320	63

c) Apports moyens du Chari : axe Manda-Sahr-Bousso

Les apports moyens du Chari en solution sont les moins bien déterminés. Il faut en effet, tenir compte à l'amont, des volumes d'eau en provenance des Bahr Salamat et Keïta, ainsi que peu avant la localité de Bousso, des déversements du Chari vers le Bahr Erguig. Ces écoulements sont mal connus et il suffit d'une erreur de 10 à 20 % dans l'estimation de leur importance pour fausser le bilan des apports en substances dissoutes. Par ailleurs, je n'ai pu disposer d'analyses pour les eaux du Bahr Keïta et Salamat. On leur a attribué la composition chimique des eaux du Bahr Aouk dont le bassin versant voisin apparaît analogue, à la fois par ses caractères climatiques, géologiques et pédologiques.

Les volumes d'eau moyens sont de $26{,}2 \cdot 10^9 m^3$ à l'amont et de $26{,}8 \cdot 10\ m^3$ pour l'ensemble Chari-Bahr Erguig à l'aval. Les tonnages moyens en sels dissous se déduisent alors des compositions chimiques respectives du Bahr Sara à Manda (tableau XVIII), du Chari à Sahr (tableau XIX), du Bahr Aouk, du Chari à Bousso (tableau XLVIII) et des volumes correspondants à chacun des collecteurs.

En année moyenne, le Chari et ses affluents soutirent aux bassins versants de l'amont $1{,}59 \cdot 10^6$ tonnes de produits dissous, tonnage en solution que l'on retrouve à l'aval en associant les écoulements vers le Bahr Erguig à ceux du Chari à Bousso. L'apport des plaines du moyen-Chari en substances dissoutes s'élève à $12{,}5 \cdot 10^3$ tonnes, quantité négligeable devant l'importante migration de matières en solution par l'axe principal de drainage. La comparaison de ces apports latéraux à ceux observés pour les plaines du moyen-Logone, souligne que le phénomène d'inondation, tout en restant limité dans les deux cas, s'effectue avec plus d'ampleur pour le Logone que pour le Chari.

Mois	pH	K	Na	Ca	Mg	HCO_3	H_4SiO_4	n
M	7,4	0,062	0,131	0,100	0,061	0,51	0,312	4
J	7,1	0,055	0,129	0,095	0,068	0,51	0,353	7
J	6,5	0,051	0,117	0,080	0,061	0,45	0,311	5
A	6,5	0,049	0,096	0,069	0,052	0,39	0,288	7
S	6,9	0,044	0,098	0,084	0,065	0,44	0,326	5
O	6,7	0,048	0,105	0,090	0,072	0,48	0,325	5
N	6,9	0,045	0,115	0,108	0,075	0,53	0,318	6
D	6,9	0,052	0,133	0,120	0,076	0,58	0,313	5
J	7,0	0,049	0,138	0,132	0,089	0,63	0,301	6
F	7,1	0,047	0,137	0,134	0,096	0,64	0,333	5
M	7,5	0,046	0,130	0,125	0,089	0,60	0,338	5
A	7,4	0,060	0,142	0,106	0,076	0,57	0,361	4
Année	"7,1"	0,048	0,112	0,098	0,071	0,498	0,319	64

Tableau XLVIII

Composition chimique des eaux du Chari à Bousso (mmoles/l), n = nombre d'analyses

	Tonnages exportés à la sortie des plaines méridionales (BOUSSO + BAHR ERGUIG)	— Tonnages exportés des bassins amonts (SAHR + MANDA + B. KEÏTA et SALAMAT	= Différence (AVAL - AMONT)
HCO_3 :	814 000	800 000	+ 14 000
H_4SiO_4 :	514 000	522 500	- 8 500
K :	50 100	50 000	+ 100
Na :	69 000	66 900	+ 2 100
Ca :	105 000	95 300	+ 9 700
Mg :	46 300	51 200	- 4 900
Total :	1 598 400	1 585 900	+ 12 500

4. Conclusions

Pour la totalité des bassins versants, comme pour les bassins du Logone et du Chari considérés séparément, il n'y a pas de modifications significatives des apports en sels dissous, ni de la charge totale en solution, ni de la concentration de chacun des éléments qui la constitue, entre l'entrée et la sortie des plaines méridionales.

Les apports latéraux en provenance de ces plaines sont négligeables et si des transferts de matière ont lieu au cours des saisons, ils restent imperceptibles et incontrôlables à l'échelle du bilan chimique annuel.

Il semble difficile d'admettre que les faibles tonnages mis en cause dans ces plaines traduisent véritablement un piégeage sélectif de la silice et du magnésium et une dissolution concomitante de carbonates. Il apparaît plus plausible, étant donné l'imprécision sur les volumes et les approximations successives faites sur la composition chimique des eaux , qui ont permis d'établir le bilan des principaux consitutants, de considérer que les plaines méridionales constituent, en année moyenne un milieu hydrochimique "inerte".

B- COMPOSITION DES EAUX ET APPORTS EN SELS DISSOUS AU LAC TCHAD. BILAN CHIMIQUE DES PLAINES D'INONDATION

Après le cheminement des eaux à travers les plaines d'inondation, l'importance et la composition chimique des écoulements sont contrôlées aux deux stations de N'Djaména sur le Chari et de Meïnari sur l'El Beïd. On détermine à partir des mesures effectuées à ces deux stations, les apports moyens annuels en substances dissoutes au lac Tchad.

1. Apports moyens en sels dissous au lac

a) L'El Beïd

L'El Beïd draîne en année moyenne vers le lac 1,15 . $10^9 m^3$ d'eau. L'essentiel de cet apport correspond aux déversements du Logone en aval de Bongor, mais les apports météoriques peuvent aussi occasionner des écoulements non négligeables selon l'intensité et le régime des précipitations sur le bassin versant. Les pluies tombent en général de mai à septembre (tableau XLIII) et dans tous les cas à l'exception des deux années particulièrement sèches, elles provoquent une brusque montée des débits bien avant celle que déterminent l'arrivée des eaux d'inondation du Logone.

Cette double origine de l'alimentation de l'El Beïd se voit avec netteté sur les deux hydrogrammes des années 1968-1969 et 1969-1970 (fig.31) pris comme exemples. Avril et mai sont des mois secs. Les débits reprennent en juin-juillet, la première crue due au ruissellement sur le bassin versant apparaît en août ou septembre. Le mois d'octobre, se caractérise en général par une diminution des écoulements avant la seconde crue qui débute en novembre et dont le maximum se situe, presque toujours, vers la mi-décembre. La décrue s'amorce en janvier, de 50 à 60 jours après l'arrêt des débordements du Logone, et se poursuit jusqu'en mars. Il faut vraisemblement, comme l'a souligné TOUCHEBOEUF DE LUSSIGNY (1969), "la conjonction d'une crue précédente forte et d'une saison des pluies précoce, pour que l'écoulement ne soit pas nul en avril et mai".

En reprenant l'ensemble des hydrogrammes de crue et en suivant la variation des débits, on détermine ainsi la fraction des écoulements de l'El Beïd, tributaire du ruissellement sur le bassin versant. En année moyenne les eaux de pluie provoquent un écoulement total de 0,13 . $10^9 m^3$, l'apport des déversements du Logone reste prédominant avec 1,02 . $10^9 m^3$ soit près de 90 % des volumes d'eau qui transitent à Meïnari. Si on compare ce dernier résultat avec l'importance réelle (3,2 . $10^9 m^3$) des déversements du Logone, on s'aperçoit que les 2/3 des eaux d'inondation sont perdus au niveau des Yaérés.

α) Les "eaux de pluie"

La composition chimique des écoulements occasionnés par les eaux de pluie a été précisée par ROCHE (1973) au cours du cycle hydrologique 1969-1970 représentatif de l'année moyenne, puis étudiée par moi-même en 1974-1975 après les deux années exceptionnellement sèches. Dans les deux cas, l'évolution de la charge totale en solution est identique. Les premières eaux qui atteignent le lac en juin et juillet sont très concentrées (de 200 à 250 mg/l). Les eaux de pluie se mélangent aux eaux de la crue précédente maintenues dans les mares résiduelles où elles se sont fortement minéralisées pendant la saison sèche. Les eaux de pluie deviennent ensuite plus importantes dans les écoulements, la salinité décroît et se stabilise en août et septembre à 80-90 mg/l avant l'arrivée des eaux en provenance du Logone.

La charge moyenne en solution est de 120 mg/l. Elle est plus élevée (165 mg/l) pour les écoulements qui succèdent aux années sèches tout en restant du même ordre de grandeur que celle (113 mg/l) de l'année 1969-1970 déduite des données de ROCHE (1973). Les différences essentielles apparaissent dans les concentrations en calcium, potassium et magnésium, de une fois et demie à deux fois plus importantes au cours du cycle 1974-1975 . En revanche les teneurs en sodium sont semblables. Les eaux sont toujours bicarbonatées sodiques et se caractérisent par des pH basiques, la valeur la plus fréquente du pH est de 7,8.

La composition chimique moyenne et l'apport moyen en sels dissous présentés ci-dessous sont très approximatifs. Ils ne sont évalués qu'à partir des concentrations mesurées au cours des deux cycles hydrologiques et les teneurs en silice dissoute n'ont pas été déterminées pour l'un des deux cycles.

	Composition chimique moyenne des écoulements provoqués par l'eau de pluie		Apports correspondants en substances dissoutes au lac Tchad
	(mmoles/l)	(mg/l)	(tonnes)
Eléments			
HCO_3^-	1,13	69,0	9 000
Na	0,351	8,1	1 050
K	0,132	5,1	670
Ca	0,178	7,1	930
Mg	0,148	3,6	470
H_4SiO_4	0,456	27,4	3 560
Total	2,395	120,3	15 680

β) Les "eaux de déversement du Logone"

La composition chimique des écoulements de l'El Beïd provoqués par les déversements du Logone est extrêmement variable, chaque cycle hydrologique introduisant une composition différente (tableau XLIX). Les variations importantes de la charge totale en solution ou de la teneur des principaux constituants s'observent essentiellement au cours des premiers écoulements (premières eaux et montée des eaux : octobre et mi-novembre). Elles sont moins affirmées lors de la crue et de la décrue (mi novembre à février-mars), puis réapparaissent de nouveau tout en étant moins accusées au cours du tarissement et des derniers écoulements (mars et avril).

Les premières eaux sont toujours les plus concentrées et si la teneur moyenne en substances dissoutes s'élève à 160-170 mg/l on a aussi pu mesurer des salinités inférieures à 130 mg/l ou encore supérieures à 220 mg/l. Ces fluctuations importantes de la salinité sont liées aux proportions, variables dans les écoulements, des différentes masses d'eau qui les déterminent : eaux des mares résiduelles, eaux de pluie et eaux de la crue du Logone. Les eaux du Logone se répandent dans les Yaérés en août c'est à dire au moment où les précipitations atmosphériques y sont les plus importantes (tableau XLIII). Cet apport d'eau diluée, contrecarre les effets de l'évaporation sur les eaux de déversement dont la salinité ne doit pas être profondément modifiée au cours de cette première phase d'inondation, qui dure environ deux mois. C'est donc au niveau du volant d'eau que constitue les mares résiduelles et de leur minéralisation qu'il faut rechercher les causes des fluctuations importantes de la salinité.

La qualité chimique des eaux de l'El Beïd aux périodes de fort débit ne change pas au cours des trois cycles hydrologiques considérés (tableau XLIX, c et d). La charge totale en solution varie peu autour d'une valeur moyenne de 130 mg/l et si des écarts non négligeables s'observent pour les teneurs en potassium et magnésium (crue) ou en sodium (décrue), on constate dans l'ensemble une homogénéité des concentrations lorsque les débits deviennent importants. L'arrivée de l'onde de crue des eaux déversées détermine une salinité minimum et relativement constante. Elle est controlée par la composition chimique des eaux de crue du Logone et par l'intensité de l'évaporation pendant le transit dans les Yaérés.

Au cours du tarissement de l'El Beïd, la salinité augmente à nouveau et atteint 140 à 150 mg/l, l'augmentation de la charge totale en solution étant surtout imputable à l'accroissement des teneurs en sodium. Le régime hydrique du Logone intervient ici, comme l'ont souligné ROCHE (1973) et CARMOUZE (1976), en déterminant de façon plus ou moins précoce l'arrêt des déversements en aval de Bongor et donc l'étiage de l'El Beïd. Les mares résiduelles s'individualisent à nouveau ; l'évolution de la minéralisation des eaux, ainsi retenues dans les dépressions, dépend alors du temps qui s'écoule entre l'isolement des mares et l'arrivée des premières pluies, mais aussi de la nature du sol sous-jacent.

Tableau XLIX

Composition chimique des eaux de déversement du Logone à Meînari (mmoles/l). La charge totale en solution est donnée en mg/l.

Saisons	pH	HCO_3	Na	K	Ca	Mg	H_4SiO_4	Total
a) premières eaux								
69/70	-	1,13	0,29	0,15	0,21	0,14	1,26	169
74/75	8,0	1,95	0,56	0,31	0,30	0,24	0,92	217
75/76	7,5	1,12	0,36	0,16	0,18	0,12	0,72	136
b) montée des eaux								
69/70	-	1,14	0,32	0,12	0,21	0,15	0,86	145
74/75	7,9	1,64	0,42	0,18	0,26	0,26	0,88	187
75/76	7,6	1,10	0,30	0,21	0,24	0,15	0,72	139
c) crue								
69/70	-	1,14	0,33	0,10	0,22	0,14	0,53	125
74/75	7,8	1,25	0,32	0,09	0,22	0,14	0,59	136
75/76	7,3	1,00	0,29	0,15	0,19	0,09	0,54	116
d) décrue								
69/70	-	1,33	0,47	0,09	0,22	0,16	0,57	142
74/75	7,7	1,19	0,31	0,09	0,20	0,20	0,52	126
75/76	7,6	1,16	0,33	0,12	0,22	0,14	0,46	123
e) dernières eaux								
69/70	-	1,36	0,45	0,08	0,24	0,17	0,75	155
75/76	7,7	1,37	0,48	0,15	0,23	0,14	0,51	143
Composition moyenne	"7,7"	1,20	0,333	0,117	0,218	0,155	0,585	133

La composition chimique moyenne des "eaux de déversement" du Logone est donnée dans le tableau XLIX. Elles sont elles aussi bicarbonatées sodiques avec un pH voisin de 7,7. Le volume d'eau de ces apports au lac s'élevant en année moyenne à $1,02 \cdot 10^9 m^3$, on évalue à près de 136 000 tonnes l'exportation moyenne en substances dissoutes vers le lac, au cours de chaque crue du Logone.

γ) Apports totaux de l'El Beïd au lac

Les apports totaux de l'El Beïd correspondent à la somme des apports des "eaux de pluie et des eaux de déversement du Logone" restitués par les Yaérés. Ils s'élèvent en année moyenne à environ 151 000 tonnes de substances dissoutes . On déduit de la répartition de ce tonnage entre les différents constituants de la salinité, la composition chimique moyenne des eaux de l'El Beïd.

La charge soluble des eaux de l'El Beïd s'élève en année moyenne à 131 mg/l. Entre Bongor où les eaux de crue ont une salinité de 57, 7 mg/l et Meînari, exutoire des Yaérés, les eaux se concentrent en moyenne 2,3 fois. Les quantités d'eau déversées étant de $3,2 \cdot 10^9 m^3$ on calcule, que les Yaérés détournent en année moyenne du lit principal du Logone plus de 180 000 tonnes de substances dissoutes dont seulement 151 000 tonnes parviennent au domaine lacustre. Ainsi, au premier abord, les grandes zones inondables drainées par l'El Beïd seraient le siège d'une sédimentation chimique se traduisant annuellement par le dépôt de 30 000 tonnes de substances dissoutes. En réalité le dépôt pendant la saison sèche est plus important, mais il y a redissolution au moment de l'arrivée des premières pluies.

b) Le Chari à N'Djaména

Le volume d'eau moyen annuel du Chari à N'Djaména s'élève à $37,35 \cdot 10^9 m^3$. Les contributions respectives du Chari proprement dit et du Logone, controlées à Chagoua et Kousseri, sont respectivement de $25,55 \cdot 10^9 m^3$ (68 %) et de $11,8 \cdot 10^9 m^3$ (32 %).

Eléments	Tonnages en solution exportés par l'El Beïd (tonnes)	Composition chimique moyenne (mg/l)	(mmoles/l)
HCO_3^-	83 600	72,7	1,19
Na	8 860	7,7	0,335
K	5 320	4,6	0,119
Ca	9 820	8,5	0,213
Mg	4 310	3,7	0,154
H_4SiO_4	39 400	34,2	0,570
Total	151 310	131,4	

Les quantités de sels dissous exportés vers le lac peuvent alors être évaluées en déterminant auparavant la composition chimique des eaux du Chari à Chagoua et du Logone à Kousseri. En dépit cependant, des nombreuses analyses disponibles, l'étude de la composition chimique des eaux est présentée ici sans dissocier les deux fleuves. Il apparaît en effet inutile d'entreprendre une étude séparée du Logone et du Chari, avec la perspective d'aboutir au bilan chimique de chacune des dépressions qu'ils inondent . Les volumes d'eaux que celles-ci (plaines de Massenya et inter Chari-Logone) restituent à l'amont du confluent n'ont pu être évalués que très sommairement à $1,7 . 10^9 m^3$; il s'y ajoute une trop grande imprécision sur leur composition chimique, imprécision due surtout au manque de données analytiques sur les eaux du Bahr Erguig.

α) Composition chimique des eaux du Chari à N'Djaména

La composition chimique des eaux du Chari à N'Djaména est donnée dans le tableau L. Les faibles variations observées par rapport aux valeurs présentées par CARMOUZE (1976) proviennent de la prise en compte des dosages réalisés pendant les années sèches 1972-1973 et 1973-1974. Les valeurs de pH indiquées ont été déterminées au cours de ces dernières années . Comme à Bousso et Bongor les concentrations en chlorure et sulfate n'ont été précisées que sur quelques échantillons; elles sont toujours inférieures à 0,05 mmole /l pour l'anion chlore et à 0,01 mmole /l pour l'anion sulfate.

La salinité moyenne des eaux du Chari à N'Djaména s'élève à 65 mg/l. Elle traduit, si on la compare à celle des eaux issues des bassins de l'amont (57,8 mg/l sans Cl^- et $SO_4^{=}$) ou à celle calculée à la sortie des plaines méridionales (58,7 mg/l), un enrichissement moyen de 12 % de la charge soluble. L'augmentation de la salinité est beaucoup moins marquée que dans le cas de l'El Beïd. Les volumes d'eau demeurant entre les berges du Chari et du Logone dont les caractéristiques chimiques sont peu modifiées, sont dix fois plus importants que ceux qui sont détournés en période de crue vers la dépression de Massenya et la plaine inter Chari-Logone. L'influence de ces plaines d'inondation est cependant perceptible sur les axes principaux d'écoulement. Elles augmentent la surface soumise au phénomène général de l'évaporation, et ceci se traduit par une diminution de $40,1 . 10^9 m^3 - 37,35 . 10^9 m^3 = 2,75 . 10^9 m^3$ des volumes d'eau. Cette réduction correspond à 7 % du volume d'eau initial, elle explique du moins partiellement, l'augmentation de la salinité.

L'évolution saisonnière de la charge soluble (fig. 30) est tout à fait comparable à celle observée pour les eaux de l'amont. Les eaux les plus concentrées (de 75 à 82 mg/l) apparaissent à l'étiage, les eaux les plus diluées (de 50 à 60 mg/l) avec la recrudescence des débits en août et septembre.

L'augmentation de la salinité, entre les exutoires de l'amont et de l'aval, varie considérablement au cours du cycle hydrologique. Elle est très forte entre les mois d'avril et de juin (+ 15 %), nulle en août, importante (+ 13 %) de septembre à novembre et modérée (+ 8 %) de décembre à mars. L'anomalie constatée entre septembre et novembre (forte augmentation des teneurs en sels dissous au moment des écoulements les plus importants) pose le problème de l'origine des eaux qui franchissent à cette époque le bief aval. Il est probable, et l'augmentation du pH(de 7,1 à 7,6) semble le confirmer qu'il s'agit d'un mélange des eaux issues de l'amont et des eaux déversées dans les plaines avoisinantes qui reviennent concentrées aux grands axes d'écoulement.

De l'amont à l'aval la modification des teneurs en bicarbonate (de 28,1 mg/l à 32,3 mg/l), en silice (de 19,1 mg/l à 21,8 mg/l), en calcium (de 3,5 mg/l à 4,1 mg/l) et en magnésium (de 1,6 mg/l à 1,9 mg/l) est peu importante . Les concentrations en potassium (1,8 mg/l) et en sodium (1,8 mg/l) sont identiques. Globalement, les concentrations moyennes mensuelles des différents constituants évoluent parallèlement à la charge totale en solution : les plus fortes teneurs correspondent à la saison sèche et aux basses eaux, les plus faibles caractérisent la saison pluvieuse et la montée des eaux.

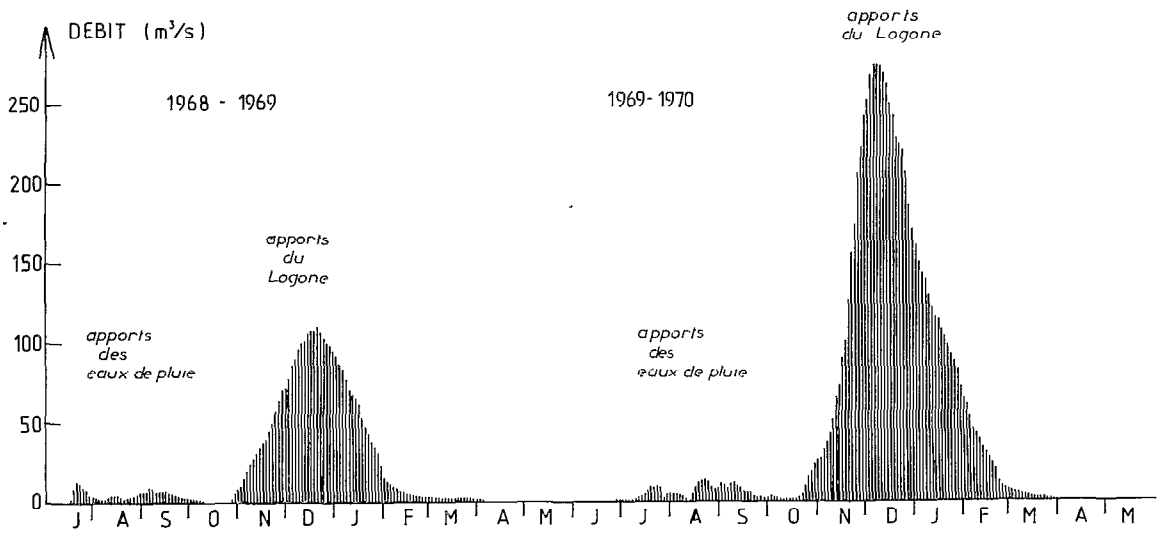


Fig. 31- Deux exemples d'hydrogramme de crue de l'El Beïd

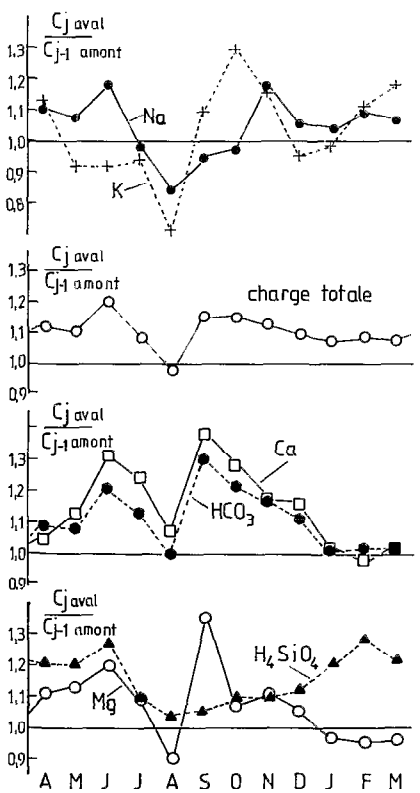


Fig. 32- Evolution du rapport des concentrations C_j/C_{j-1} à l'aval et à l'amont.

Tableau L

Composition chimique des eaux du Chari à N'Djaména : les concentrations moyennes mensuelles et annuelles sont exprimées en mmoles/l, la charge totale en solution en mg/l

Mois	pH	K	Na	Ca	Mg	HCO_3	H_4SiO_4	Charge Totale
M	7,5	0,061	0,157	0,135	0,113	0,69	0,418	81,3
J	7,4	0,061	0,159	0,119	0,102	0,65	0,406	77,3
J	7,2	0,058	0,124	0,099	0,085	0,53	0,343	64,1
A	7,1	0,041	0,104	0,069	0,069	0,41	0,296	51,2
S	7,1	0,046	0,115	0,087	0,073	0,47	0,324	57,8
O	7,0	0,049	0,120	0,097	0,076	0,51	0,370	63,8
N	7,5	0,049	0,129	0,106	0,079	0,53	0,379	66,1
D	7,6	0,046	0,132	0,123	0,085	0,58	0,385	70,3
J	7,2	0,049	0,139	0,124	0,089	0,60	0,394	72,5
F	7,1	0,052	0,141	0,128	0,100	0,63	0,405	75,6
M	7,4	0,056	0,146	0,134	0,108	0,67	0,405	78,7
A	7,5	0,062	0,156	0,138	0,117	0,71	0,416	82,7
Moyenne annuelle	"7,3"	0,049	0,125	0,102	0,080	0,53	0,363	65,0

La comparaison entre les concentrations moyennes à l'aval et à l'amont a été menée à l'aide du rapport C_j aval/C_{j-1} amont, ceci afin de tenir compte du temps de parcours des solutions. C_j est la concentration d'un élément au mois j, et C_{j-1} est la concentration du même élément, un mois auparavant.

L'évolution de ce rapport (fig. 32) au cours des saisons met en évidence le comportement analogue du bicarbonate et du calcium d'une part, et à un degré moindre, de la silice et du magnésium d'autre part. L'augmentation du rapport C_j/C_{j-1} pour Ca et HCO_3 est particulièrement nette de septembre à novembre comparativement au mois d'août ou le rapport est voisin de 1 ; le phénomène se manifeste avec moins d'ampleur pour H_4SiO_4 et Mg bien que pour ce dernier élément le rapport C_j/C_{j-1} de septembre soit supérieur à 1,3. La fluctuation saisonnière du rapport C_j/C_{j-1} est tout à fait différente pour le sodium et le potassium. En août, il est nettement inférieur à 1, les eaux de l'aval sont moins concentrées que les eaux de l'amont. En septembre, il augmente brusquement pour le potassium mais reste encore inférieur à 1 pour le sodium et ce n'est, qu'en octobre pour K et en novembre pour Na, qu'il atteint sa valeur maximale.

Amont ⟶ Aval

	Sortie des bassins amont (Sahr + Laï + Manda)		Sortie des plaines méridionales (Bousso + Bongor)		Sortie des plaines d'inondation N'Djaména	
	mmoles/l	mg/l	mmoles/l	mg/l	mmoles/l	mg/l
PH	7,0		7,0		7,3	
HCO_3^-	0,460	28,1	0,487	29,7	0,530	32,3
Na	0,120	2,8	0,118	2,7	0,125	2,9
K	0,045	1,8	0,045	1,8	0,049	1,9
Ca	0,088	3,5	0,094	3,8	0,102	4,1
Mg	0,073	1,8	0,068	1,6	0,080	1,9
H_4SiO_4	0,330	19,8	0,318	19,1	0,363	21,8
Total	1,116	57,8	1,130	58,7	1,249	64,9

Ainsi la première phase d'inondation de la dépression de Massenya et de la plaine inter Chari-Logone livre des eaux essentiellement bicarbonatées calciques ; il lui succède deux mois plus tard l'arrivée massive d'eaux bicarbonatées-sodiques. Or, les premiers apports latéraux en provenance des zones submergées peuvent être considérés comme dans le cas de l'El Beïd du mélange de trois types d'eaux : eaux de pluie, eaux de crue du Chari et du Logone et eaux des mares résiduelles. On comprend mal dès lors la diminution des concentrations en sodium au cours de ces premiers écoulements. Cet élément ne participe en effet à aucune néoformation minérale lors des premiers stades d'évaporation des eaux. Retenu dans les mares résiduelles, le sodium se maintient en solution et il devrait se singulariser, dans les apports latéraux en provenance des plaines, par la plus grande valeur du rapport $Cj/Cj-1$. La seule hypothèse possible est alors d'admettre que le sodium subit une lixiviation préférentielle dans les sols, en particulier au cours de la saison sèche lorsque la nappe s'abaisse. Cet entraînement des alcalins se traduit par une accumulation relative en surface des alcalino-terreux qui seront repris et évacués par les eaux de la crue suivante. Les plaines de la rive droite du Chari et du Logone se distinguent donc de celles de la rive gauche du Logone (Yaérés) où l'intervention d'un volant d'eau maintenu au niveau des mares résiduelles est nécessaire pour interpréter le faciès bicarbonaté sodique des premiers écoulements de l'El Beïd.

β) Apports moyens en sels dissous du Chari au Lac

Les apports en sels dissous s'élèvent en année moyenne à $2,43 . 10^6$ tonnes. La répartition saisonnière des exportations (fig. 33) suit, comme dans le cas du bassin amont, la distribution des débits. Au cours des quatre mois de septembre, d'octobre, de novembre et de décembre, 72 % des volumes d'eaux annuels transitent à N'Djaména en véhiculant 71 % des apports en sels. De février à juin les quantités d'eau représentent moins de 10 % du volume annuel, pourcentage que l'on retrouve, malgré l'augmentation de la charge soluble à cette époque, pour les tonnages évacués.

Les tonnages apparaissent peu différents de ceux observés à l'amont ($2,51 . 10^6$ tonnes) ou à la sortie des plaines méridionales ($2,56 . 10^6$ tonnes). On conçoit dès lors la difficulté pour appréhender le bilan chimique des zones d'inondation, l'écart entre les tonnages, restant de l'ordre de grandeur des erreurs d'estimation sur l'importance des volumes.

c) Evaluation des apports moyens totaux en sels dissous au lac

La quasi-totalité (95 %) des apports en solution au lac Tchad ($2,58 . 10^6$ tonnes) est assurée par le Chari. L'El Beïd malgré une charge soluble plus élevée ne représente avec $0,15 . 10^6$ tonnes que 5 % des quantités annuelles.

La distribution saisonnière des apports totaux au lac n'est que très légèrement modifiée par rapport à celle du Chari seul. Le tonnage évacué en novembre devient plus important que celui d'octobre. L'apport complémentaire de l'El Beïd (6 %) cesse alors d'être négligeable. La contribution de l'El Beïd, très marquée en décembre (19 %) et janvier (21 %), retarde la diminution des apports dûes à la chute brutale des volumes d'eau du Chari lors de la décrue. La double alimentation de l'El Beïd se voit nettement sur la figure 33 : les écoulements provoqués par les eaux de pluie déterminent un premier maximum en juillet, puis les quantités de sels exportés diminuent du mois d'août au mois d'octobre avant de redevenir importantes en novembre et décembre avec l'arrivée massive des eaux de débordement du Logone.

L'apport moyen en eau du Chari et de l'El Beïd étant de $38,5 . 10^9 m^3$, on déduit de la répartition du tonnage entre les différents constituants de la charge soluble, la composition chimique moyenne des apports solubles au lac Tchad. Dans l'ensemble, les résultats sont en bon accord avec les valeurs présentées par ROCHE (1973) et CARMOUZE (1976). Les teneurs cationiques sont sensiblement identiques, les variations les plus notables observées pour le bicarbonate et la silice vont en sens inverse, et se compensent de sorte que la charge soluble reste constante et égale à 67,0 mg/l. Les eaux de l'El Beïd ont un pH voisin de 7,7 et celles du Chari de 7,3, la valeur moyenne du pH pour l'ensemble des apports fluviatiles doit probablement se situer vers 7,5.

d) Conclusions

La charge soluble, les quantités de matériaux dissous apportés comme les volumes d'eaux se conservent tout au long des grands axes d'écoulement et à l'exutoire des grandes régions géographiques (bassin amont, plaines méridionales et plaines d'inondation).

L'El Beïd émissaire des Yaérés, se singularise dans le système hydrologique du lac Tchad par un réseau hydrographique tout à fait particulier et par une charge soluble très élevée. La possibilité de contrôler qualitativement et quantitativement les différents aspects de son alimentation et les différentes phases de ses apports au lac, en font un lieu privilégié pour l'étude des mécanismes qui règlent l'évolution physico-chimique des eaux, d'une part, et le bilan de la sédimentation actuelle d'autre part.

	ROCHE (1973)		CARMOUZE (1976)		Cette étude	
	mmoles/l	mg/l	mmoles/l	mg/l	mmoles/l	mg/l
HCO_3	0,513	31,3	0,540	32,9	0,549	33,5
Na	0,130	3,0	0,135	3,1	0,131	3,0
K	0,044	1,7	0,049	1,9	0,051	2,0
Ca	0,100	4,0	0,105	4,2	0,105	4,2
Mg	0,070	1,7	0,080	1,9	0,082	2,0
H_4SiO_4	0,418	25,1	0,388	23,3	0,369	22,2
Somme	1,272	66,8	1,297	67,3	1,287	66,9

2. Bilan géochimique des plaines d'inondation

a) Les Yaérés

Du mois d'août au mois de novembre la plaine d'inondation reçoit en aval de Bongor $3,2 . 10^9 m^3$ d'eau. Le seuil de débordement du Logone ayant été fixé à la cote du plan d'eau à Bongor lorsque les débits sont supérieurs à 1 100 m^3/s , l'importance et la répartition des déversements entre les différents mois peuvent alors être évaluées. Les résultats obtenus sont les suivants : $0,18 . 10^9 m^3$ (6 %) en août ; $1,68 . 10^9 m^3$ (51 %) en septembre ; $1,29 . 10^9 m^3$ (41 %) en octobre et $0,05 . 10^9 m^3$ (2 %) en novembre. La composition chimique des eaux de crue du Logone à Bongor est connue (tableau XLVII) et en admettant, ce qui est vraisemblable, qu'entre cette station et le point le plus aval des déversements, les concentrations ne subissent pas de modifications profondes, on peut déterminer l'apport moyen en sels dissous vers les Yaérés. Le phénomène d'épandage vers les Yaérés constitue le fait marquant de la migration des solutions depuis l'amont vers le lac: les quantités soutirées au Logone s'élèvent, en effet, à près de 185 000 tonnes, ce qui représente près de 20 % des sels qui transitent à Bongor.

	Départs moyens vers le lac (El Beïd) (tonnes)	Apports moyens aux Yaérés (Logone) (tonnes)	Composition chimique moyenne des déversements mmoles/l	mg/l
HCO_3	83 600	90 400	0,460	28,2
Na	8 860	9 300	0,126	2,9
K	5 320	5 000	0,040	1,6
Ca	9 820	11 000	0,086	3,4
Mg	4 310	5 000	0,064	1,6
H_4SiO_4	39 400	64 000	0,333	20,0
	151 310	184 700	1,109	57,7

Les eaux de l'El Beïd lorsqu'elles parviennent au lac Tchad à Meïnari ne lui apportent que 151 000 tonnes de substances dissoutes ; les pertes totales annuelles s'élèvent donc à 34 000 tonnes (18 % des quantités déversées). Ces pertes exprimées en pourcentage des apports annuels sont variables suivant l'élément considéré. La silice dissoute (-38 %) et le magnésium (-14 %) sont les plus touchés, viennent ensuite dans l'ordre le calcium (-11 %), le bicarbonate (-7 %) et le sodium (-5 %). Les tonnages en potassium sont en revanche plus importants (+6 %) dans l'El Beïd que dans

les eaux déversées ; cette anomalie déjà mise en évidence par ORCHE (1973) résulterait du balayage des cendres des feux de brousse et de leur dissolution.

b) La dépression de Massenya et la plaine inter Chari-Logone

Ces deux plaines d'inondation détournent en année moyenne des principaux axes d'écoulement $3,7 . 10^9 m^3$ d'eau. La plaine de Massenya reçoit du Chari par l'intermédiaire du Bahr Erguig $1,7 . 10^9 m^3$. Les apports en substances dissoutes sont évalués à partir de la répartition mensuelle des volumes déversés (37 % en octobre, 52 % en novembre et 11 % en décembre) précisée par BILLON *et al.* (1969) et de la composition chimique des eaux du Chari à Bousso (tableau XLVIII). La plaine inter-Chari-Logone reçoit $2,0 . 10^9$ m^3 d'eau en provenance des deux rivières ($0,3 . 10^9 m^3$ du Chari et $1,7 . 10^9 m^3$ du Logone). Les eaux de crue du Chari débordent essentiellement d'après BILLON *et al.* (1969) en octobre et novembre (5 % en septembre, 44 % en octobre, 48 % en novembre et 3 % en décembre. L'époque des déversements du Logone en rive droite est mal connue . On peut toutefois sans commettre une erreur importante, admettre qu'ils sont contemporains de ceux qui s'effectuent en rive gauche vers les Yaérés. Il est alors possible d'évaluer, à partir de la composition chimique des eaux du Chari à Bousso et du Logone à Bongor, qu'au cours d'une crue moyenne, près de 220 000 tonnes de substances dissoutes sont drainées vers les deux dépressions. La contribution du Chari à ce tonnage, qui se partage équitablement entre la plaine inter Chari-Logone et la dépression de Massenya, est avec 122 000 tonnes (soit 55 %) légèrement plus importante que celle du Logone (98 000 tonnes soit 45 %). La comparaison de ces résultats avec les quantités de sels dissous exportés annuellement par le Logone

	Apports moyens à la dépression de Massenya et à la plaine inter Chari-Logone (tonnes)	Composition chimique moyenne des eaux déversées	
		mmoles/l	mg/l
HCO_3	110 900	0,490	30,0
Na	10 900	0,128	2,9
K	6 300	0,044	1,7
Ca	14 000	0,095	3,8
Mg	6 200	0,069	1,7
H_4SiO_4	72 400	0,326	19,6
Somme	220 700	1,152	59,7

à Bongor et le Chari à Bousso permet de souligner l'importance relative des pertes subies par les deux rivières. Ces pertes apparaissent beaucoup plus sévères pour le Logone qui abandonnant déjà en rive gauche à destination des Yaérés 19 % des apports à Bongor subit une nouvelle ponction de 10 % en rive droite ; en revanche, les pertes du Chari sur ces deux rives représenteraient moins de 8 % des apports à Bousso.

On a supposé que les eaux déversées par le Chari en rive gauche ainsi que celles de débordement du Logone en rive droite se retrouvent, du moins la fraction de ces volumes qui échappe à l'évaporation dans les plaines, au confluent des deux rivières à N'Djaména. Il est probable qu'une partie des eaux de crue du Chari franchit la plaine entre les deux fleuves et participe, avec le Logone, à l'inondation des Yaérés, mais on ne dispose d'aucun moyen pour en mesurer l'importance. En faisant cette réserve, sur les éventuels départs d'eau du Chari vers les Yaérés, le bilan chimique de la dépression de Massenya et de la plaine inter Chari-Logone peut être ainsi déterminé par l'équation:

$2,563 . 10^6$ tonnes (somme des tonnages à Bongor, Bousso et des quantités capturées par le Bahr Erguig) $-0,017 . 10^6$ tonnes (pertes vers le bassin de la Bénoué) $-0,185 . 10^6$ tonnes (pertes vers les Yaérés) $-2,430 . 10^6$ tonnes (apports à N'Djaména) $= -0,069 . 10^6$ tonnes.

Il entre vers les plaines de la rive droite du Chari et du Logone $2,361 . 10^6$ tonnes de substances dissoutes et il en sort à N'Djaména $2,43 . 10^6$ tonnes. Ainsi avec la répartition des volumes et les concentrations adoptées, les quantités de sels dissous restituées par la plaine de Massenya et la plaine inter Chari-Logone aux principaux axes d'écoulement, sont plus importantes que celles qui y pénètrent à l'amont au moment de la crue. Ceci revient à dire que ces plaines sont soumises à une érosion chimique qui leur soutire à chaque période d'inondation 69 000 tonnes de produits en solution. Elle contribue à fournir à N'Djaména un apport complémentaire en sels dans lequel il faut

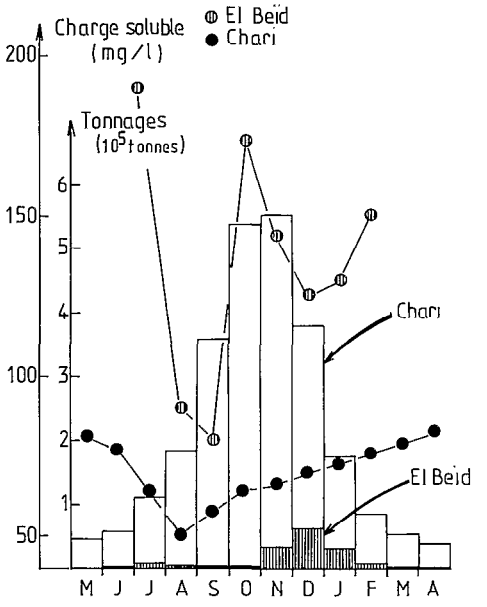


Fig. 33- Tonnages mensuels exportés en solution vers le lac par le Chari et l'El Beïd (10^5 tonnes). Variation saisonnière de la charge soluble du Chari et de l'El Beïd (mg/l).

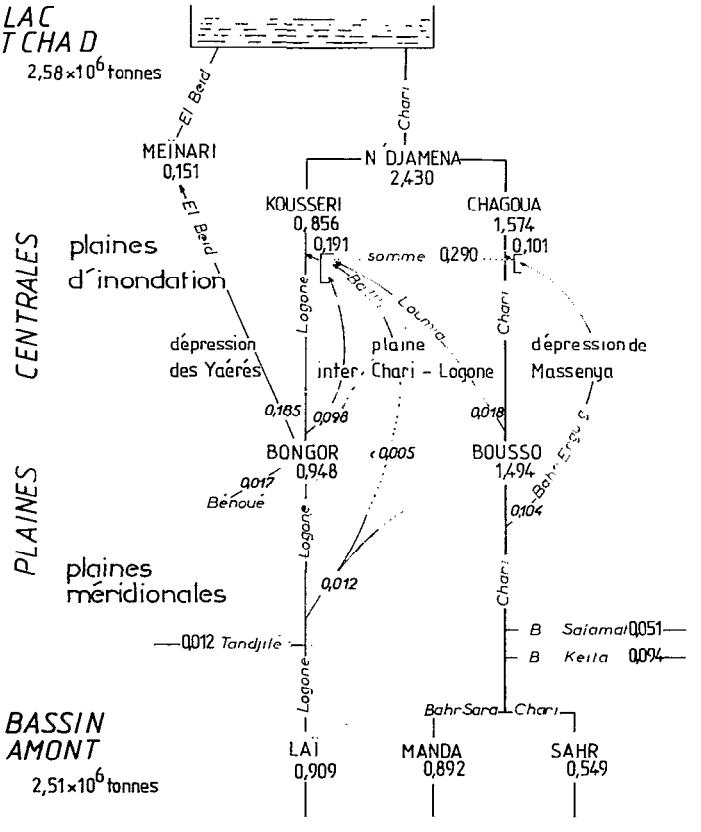


Fig. 34- Bilan chimique des plaines de l'aval

	Sortie	Entrée	Différence Amont-Aval
	Quantités de sels dissous exportées des deux plaines (tonnes)	Quantités de sels dissous déversées dans les deux plaines (tonnes)	Erosion chimique (tonnes)
HCO_3 :	124 000	110 900	13 100
Na :	10 900	10 900	0
K :	6 300	6 300	0
Ca :	15 500	14 000	1 500
Mg :	12 000	6 200	5 800
H_4SiO_4 :	121 100	72 400	48 700
Somme :	289 800	220 700	69 100

noter l'absence du sodium et du potassium, d'une part, et l'importance, d'autre part, des éléments (silice, magnésium, bicarbonate et calcium) qui interviennent dans l'édification des minéraux (calcaires et argiles gonflantes) caractéristiques des vertisols.

On a évalué de façon approximative à $1,7 . 10^9$ m^3 le volume d'eau restitué au Chari et au Logone par les deux dépressions. La répartition du tonnage évacué (290 000 tonnes) entre les différents constituants permet alors de déterminer la composition chimique moyenne de ces apports latéraux. La charge soluble totale s'élève à 171 mg/l. Elle est nettement supérieure à celle des eaux de l'El Beïd (131 mg/l), la différence provenant des fortes concentrations en silice dissoute (71,3 mg/l contre 34,2 mg/l pour l'El Beïd) et en magnésium (7,1 mg/l contre 3,7 mg/l). Les teneurs pour les autres éléments sont à peu près identiques aux concentrations des eaux de l'El Beïd dont les valeurs sont rappelées entre parenthèses : 72,9 mg/l (72,7) pour le bicarbonate, 9,1 mg/l (8,5) pour le calcium, 6,4 mg/l (7,7) pour le sodium et 3,7 mg/l (4,6) pour le potassium.

c) Bilan géochimique de l'ensemble des plaines d'inondation (fig. 34)

Les trois plaines d'inondation soutirent en année moyenne aux deux grands axes de drainage $6,9 . 10^9$ m^3 d'eau et 405 000 tonnes de substances dissoutes. La composition chimique des eaux de crue du Chari et du Logone étant peu différentes, la répartition du tonnage entre les trois plaines est proportionnelle aux quantités d'eaux drainées vers chacune d'entr'elles: $3,2 . 10^9$ m^3 (46,3 %) d'eau et 185 000 tonnes (45 %) d'éléments dissous se déversent dans les Yaérés, $2,0 . 10^9$ m^3 (29 %) d'eau et 116 000 tonnes (28,7 %) d'éléments dissous se répandent dans la plaine inter Chari-Logone, enfin $1,7 . 10^9$ m^3 (24,7 %) et 104 000 tonnes (25,5 %) d'éléments dissous gagnent le Bahr Erguig et envahissent la dépression de Massenya.

Les volumes d'eau et les quantités de sels dissous restitués par ces plaines à l'aval sont beaucoup plus difficiles à évaluer. La difficulté essentielle réside comme nous l'avons déjà souligné dans l'absence totale de données sur les caractéristiques chimiques des eaux qui, après avoir submergées les plaines de la rive droite, reviennent au Chari et au Logone. Globalement l'ensemble des trois plaines livrent directement ou indirectement au lac $2,85 . 10^9$ m^3 d'eau et 440 000 tonnes de produits dissous. La répartition approximative entre les trois plaines est la suivante : $1,15 . 10^9$ m^3 (40,4 %) d'eau et 151 000 tonnes (34 %) de substances dissoutes sont collectées par l'El Beïd à l'exutoire de Yaérés, $0,9 . 10^9$ m^3 (31,5 %) d'eau et environ 190 000 tonnes (43 %) de substances dissoutes réalimentent le Logone peu avant Kousseri, enfin $0,8 . 10^9$ m^3 (28,1 %)d'eau et 100 000 tonnes (22,7 %) de substances dissoutes rejoignent par le Bahr Erguig le Chari en amont de Chagoua. Le partage des tonnages entre la dépression de Massenya et la plaine inter Chari-Logone est estimée à partir des tonnages moyens annuels données par CARMOUZE (1976) pour le Logone à Kousseri et le Chari à Chagoua. Le calcul est analogue à celui entrepris pour l'ensemble des deux plaines.

Le bilan hydro-chimique étendu à l'ensemble des plaines d'inondation peut alors être précisé à partir de ces données. Les pertes en eau sont particulièrement importantes ; l'évaporation qui s'exerce pendant près de cinq mois sur les eaux qui submergent ces zones déprimées soustrait non seulement l'équivalent en eaux de la totalité des apports météoriques (évalués à $25,5 . 10^9$ m^3) mais aussi 60 % ($4,05 . 10^9$ m^3) des déversements fluviatiles. En revanche les plaines participent aux exportations en solution vers le lac Tchad, leur fournissant annuellement 440 000 - 405 000 = 35 000 tonnes de substances dissoutes. Cette évaluation, au cours d'une année moyenne de l'apport spécifique des plaines d'inondation, confrontée aux estimations de différents auteurs, permet de faire les observations suivantes :

- lorsque les débits sont forts, l'inondation des plaines se traduit par un apport de substances dissoutes excédentaires qui peut représenter, comme l'a souligné CARMOUZE (1976), jusqu'à 12 % des quantités déversées annuellement dans le lac.
- lorsque les débits sont faibles, mais cependant suffisants, pour provoquer des débordements, les plaines riveraines ne participent pas à l'alimentation du lac. Elles constituent au contraire, comme l'a constaté ROCHE (1973) pour le cycle 1969-1970 (pertes d'ions de 11%), autant de pièges favorables au dépôt des éléments en solution lors du passage des eaux de crue.
- lorsque les débits sont très faibles comme ce fût le cas lors des cycles 1972-1973 ou 1973-1974, la crue n'engendre aucun débordement vers les plaines avoisinantes. Ce maintien de la totalité des volumes d'eau entre les berges des grands axes de drainage, isole les plaines d'inondation et peut avoir, en permettant à l'évaporation de s'exercer deux années consécutives, des incidences considérables sur le bilan chimique de la crue suivante.

On perçoit nettement ici la complexité du fonctionnement "chimique" des plaines d'inondation. Leur rôle dans le bilan chimique dépend non seulement de la variation d'ensemble des conditions climatiques, mais aussi les fluctuations qui apparaissent lors de deux années successives. On note cependant, qu'en période très pluvieuse, les plaines s'érodent chimiquement et fournissent au lac un apport spécifique dont l'importance ne semble pas devoir excéder un certain seuil. En période moyennement pluvieuse, la sédimentation chimique l'emporte sur l'érosion et dans les plaines, les vertisols se forment.

La nature et l'importance des phénomènes d'érosion ou de dépôt qui se déroulent dans les plaines, au gré des changements climatiques, sont masqués à l'échelle des bilans entrepris sur une année moyenne. L'évolution des solutions, au cours de leur cheminement dans les plaines, laisse cependant pressentir l'intervention de mécanismes physico-chimiques dont les effets ne sont perceptibles qu'au cours de périodes arides ou pluvieuses. L'existence des vertisols dans les plaines alluviales laisse d'ailleurs supposer que les crues qui se sont succédées depuis leur mise en place ont été vraisemblablement analogues à celle présentée par ROCHE (1973), c'est-à-dire à ces crues qui entraînent une inondation plus faible que celle qui caractérise l'années moyenne de cette étude.

Ainsi, c'est l'importance de la crue qui règle tout au long de cet axe fluvio-lacustre le renouvellement et la variation de composition des eaux de submersion des plaines alluviales. A l'échelle de l'année moyenne, l'aspect quantitatif des phénomènes est difficile à cerner. Mais on doit souligner que la silice, le magnésium, le calcium et le bicarbonate sont sensibles aux variations de débit. Ces éléments qui peuvent s'accumuler ou être lessivés sont aussi ceux qui entrent préférentiellement dans les constituants minéralogiques des vertisols. Il s'agit aussi des éléments, dont le comportement au cours des premières étapes d'évaporation des eaux lacustres, s'avère déterminant dans l'évolution des solutions vers le faciès carbonaté sodique.

III – APPORTS MOYENS DE MATÉRIAUX EN SUSPENSION AU LAC TCHAD, BILAN DE LA SÉDIMENTATION DANS LES PLAINES DE L'AVAL

Les apports moyens en suspension au lac Tchad peuvent être précisés en cumulant, comme pour les apports en solution, les quantités moyennes annuelles mesurées à Meïnari (El Beïd) et à N'Djaména (Chari). Le bilan de la sédimentation détritique dans les plaines centrales se détermine alors par la différence entre les quantités de matériaux en suspension reçues annuellement par le lac et celles calculées à la sortie des bassins de l'amont. Lors de l'étude des éléments dissous, on a pu entreprendre, grâce aux faibles variations interannuelles de la charge en solution, un bilan séparé des plaines méridionales et des plaines d'inondation. La distinction entre ces deux régions s'avère plus difficile dans le cas des bilans des matières en suspension, que dans le cas des bilans en solution déjà décrits. Les mesures de la charge solide effectuées seulement au cours de deux cycles hydrologiques à Bousso et à Bongor, ont en effet montré, que pour des mois analogues les concentrations de matière en suspension pouvaient y varier considérablement. On tentera cependant d'établir avec une précision acceptable un bilan annuel distinct pour les deux régions. On s'appuiera sur la comparaison des quelques données disponibles à Bongor et Bousso avec celles de l'amont d'une part.

et sur la possibilité de différencier grâce aux travaux de CARRE (1972) et de CHOURET (1973, 1975, 1977) les contributions respectives du Logone, du Chari et de l'El Beïd aux apports vers le lac, d'autre part.

A- APPORTS MOYENS DE MATIERES EN SUSPENSION AU LAC TCHAD

1. L'El Beïd

On distinguera successivement les apports de matériaux en suspension lors des écoulements provoqués par les eaux de pluie, puis ceux tributaires de l'inondation des Yaérés par les eaux de la crue du Logone.

a) Ecoulements dus aux eaux de pluie : de Juillet à Octobre (fig. 31)

La première crue de l'El Beïd se produit en août au moment ou les précipitations sont maximales sur l'ensemble des Yaérés. Cette crue très irrégulière à l'échelle interannuelle apporte en année moyenne au lac Tchad 0,13 . $10^9 m^3$ d'eau.

Les premiers écoulements en juin et juillet, s'ils sont peu importants (0,03 . $10^9 m^3$), se caractérisent, en revanche par une charge solide très élevée variant de 122 à 210 mg/l. La valeur moyenne s'élève à près de 150 mg/l et correspond à un apport au lac d'environ 4 600 tonnes de matériaux en suspension. La concentration décroît ensuite brutalement en août et jusqu'à la mi-septembre avec l'arrivée massive des eaux de ruissellement (0,08 . $10^9 m^3$). Les valeurs les plus couramment observées s'échelonnent de 22 à 52 mg/l. La concentration moyenne atteignant à peine 40 mg/l, les quantités de matériaux en suspension acheminées vers le lac durant la crue restent avec 3 200 tonnes, nettement inférieures aux apports de juin et juillet. Enfin, avec l'arrêt des précipitations à la fin de septembre et au début du mois d'octobre, les écoulement de l'El Beïd se réduisent à 0,02 . $10^9 m^3$. La charge solide augmente légèrement, la valeur moyenne s'élève à 76 mg/l et le lac reçoit environ 1 500 tonnes de matériaux en suspension. En définitive, cette première phase d'écoulement de l'El Beïd, déterminée par les eaux de pluie, se traduit par un apport au lac de 9 300 tonnes de matériaux détritiques. Il s'agit d'une reprise des sédiments accumulés antérieurement dans certaines cuvettes.

L'étude minéralogique de quelques échantillons fait apparaître des différences sensibles tout au long de l'acheminement des eaux de pluie par l'El Beïd. On remarque en effet, sur les diagrammes de diffraction des rayons X (fig. 35 d) que la montmorillonite bien individualisée dans les matières en suspension des premières eaux (Cam_1) diminue dans les échantillons collectés en période de crue (Cam_3), et lors du tarissement de l'El Beïd (Cam_4) au profit de la kaolinite et des édifices interstratifiés. La quantité d'illite est à peu près constante, sa cristallinité croît légèrement de Cam_1 à Cam_4. La montmorillonite est lessivée avant l'arrivée massive de l'apport des bassins versants de l'amont par les eaux de crue du Logone. Ces résultats mettent donc en évidence un entraînement préférentiel de la montmorillonite, phénomène tout à fait semblable à celui observé dans les sols (MILLOT, 1964 ; BOCQUIER, 1971 ; BOULET, 1974). Les proportions respectives des différents minéraux évaluées approximativement (à partir de la surface des pics des diagrammes), permet d'estimer les apports moyens au lac en montmorillonite, kaolinite, illite et édifices interstratifiés qui sont respectivement de 2 700 tonnes, 3 200 tonnes, 2 600 tonnes et 800 tonnes.

La composition chimique des suspensions qui transitent à Meinari avec les eaux de pluie est donnée dans le tableau LI (colonnes de gauche). Dans l'ensemble, les résultats obtenus pour les trois échantillons étudiés (Cam_1, Cam_3 et Cam_4) sont analogues. On remarque cependant que comparativement aux suspensions recueillies lors de la crue et du tarissement, celles collectées au cours des premiers ruissellements indiquent une perte à 1000° C moins importante. Autre fait notable, ces suspensions ont des teneurs plus élevées en magnésium, en calcium, en baryum, en strontium, en zinc et en plomb et des teneurs plus faibles en cuivre et surtout en chrome. Ces différences sont probablement liées aux quantités assez importantes de montmorillonites décelées dans les suspensions initiales.

b) Les eaux de déversement du Logone : d'Octobre à Avril (fig. 31)

Les eaux de crue du Logone atteignent l'El Beïd en octobre deux mois après le début des déversements en aval de Bongor. Les écoulements à Meïnari se prolongent jusqu'en mars-avril livrant au lac un apport moyen annuel de 1,02 . $10^9 m^3$ d'eau.

Tableau LI

Composition chimique des matériaux en suspension de l'El Beïd à Méïnari :

- *les teneurs en oxydes et la perte à 1000°C sont exprimées en gramme pour 100 grammes*
- *les éléments traces sont donnés en ppm par rapport à l'échantillon sec.*

Types d'eaux	1. Ecoulement des eaux de pluie				2. Eaux de débordement du Logone					Composition moyenne des suspensions de l'El Beïd	
Périodes du cycle hydrologique n° d'échantillon	Premières eaux Cam1	Crue Cam3	Dernières eaux Cam4	Moyenne	Premières eaux Cam5	Montée des eaux Cam6	Crue et décrue Cam7	Dernières eaux Cam8	Moyenne		
Majeurs											
SiO_2	45,9	44,5	45,4	45,3	45,5	52,3	46,90	45,8	47,08	46,47	44,10
Al_2O_3	23,1	20,9	23,4	22,4	21,7	13,6	20,13	21,0	19,89	20,76	28,60
MgO	1,44	0,88	0,85	1,15	0,86	0,84	0,87	1,03	0,88	0,97	0,46
CaO	1,10	0,30	0,30	0,70	0,50	0,50	0,60	1,10	0,60	0,63	0,20
Fe_2O_3	9,0	8,1	8,8	8,7	8,1	5,40	7,40	8,10	7,35	7,82	8,50
Mn_3O_4	0,06	0,02	0,02	0,04	0,02	0,02	0,04	0,04	0,04	0,04	0,05
TiO_2	0,99	0,84	0,78	0,90	0,84	0,80	1,01	1,07	1,00	0,97	1,32
Na_2O	0,15	0,17	0,13	0,15	0,24	0,45	0,33	0,63	0,33	0,27	0,22
K_2O	0,98	0,88	0,77	0,91	0,92	1,52	1,22	1,23	1,23	1,12	0,94
Perte à 1000°C	16,84	23,08	18,57	19,27	20,96	24,67	20,87	19,87	21,02	20,42	15,48
Somme	99,56	99,67	99,02	99,52	99,64	100,10	99,37	99,87	99,42	99,47	99,87
Traces											
Ba	525	290	189	390	253	589	516	608	514	471	228
Cr	138	513	151	270	155	282	128	126	138	183	113
Zn	184	135	108	155	126	149	137	128	137	143	76
V	144	133	123	137	129	143	151	158	150	146	104
Sr	223	102	67	156	112	235	187	255	188	177	34
Cu	55	122	49	77	151	143	116	76	117	103	38
Ni	64	66	59	64	53	41	49	47	49	54	82
Ga	40	35	38	38	35	29	34	34	34	35	34
Pb	48	33	24	38	30	59	54	53	54	48	30
Co	23	22	19	22	18	19	19	21	19	20	18
B	32	12	5	21	5	34	17	8	18	18	25
Sn	11	11	5	10	12	33	13	15	14	13	14

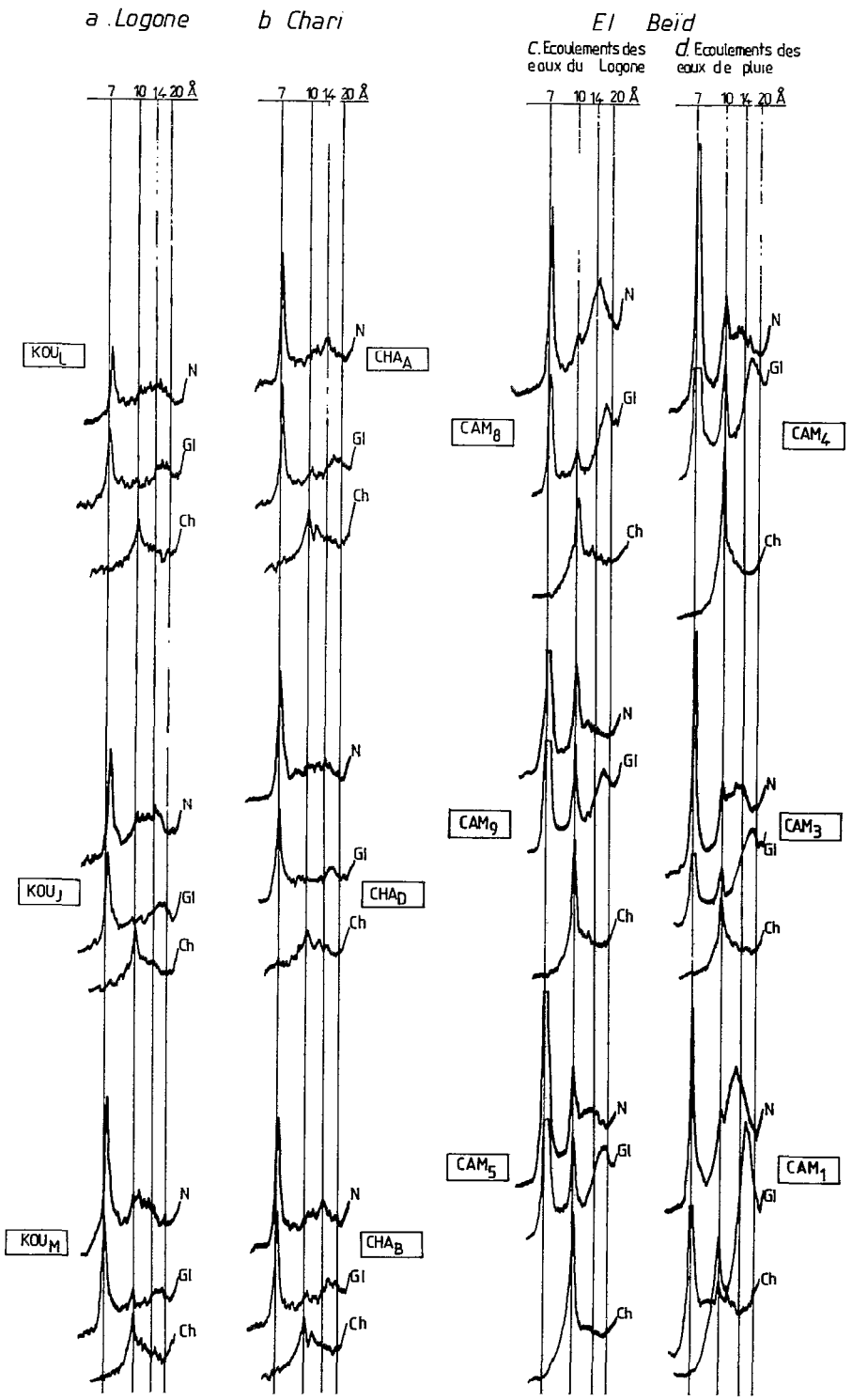


Fig. 35- Diagrammes de diffraction des rayons X sur la fraction inférieure à 2 µ des matières en suspension du Logone, du Chari et de l'El Beïd

Cette deuxième crue de l'El Beïd a été subdivisée en quatre périodes, et les volumes d'eau correspondant à chacune d'entre elles, calculés à partir des données fournies par TOUCHEBOEUF de LUSSIGNY (1969). Les toutes premières eaux qui parviennent au lac ont une charge solide comparable à celles observées lors des derniers écoulements dus aux eaux de pluie (71 mg/l). Avec l'arrivée de plus en plus importante des eaux d'inondation, la concentration décroît et se stabilise à 18 mg/l. Cette première remise en eau de l'El Beïd, qui correspond au passage de $0,02 . 10^9 m^3$ d'eau se traduit par un apport au lac de matériaux en suspension à peine supérieur à 300 tonnes. La brusque montée des débits en novembre ($0,11 . 10^9 m^3$) s'accompagne d'une nouvelle chute des concentrations vraisemblablement en relation avec le développement intensif de la végétation herbacée. La valeur moyenne de la charge solide reste nettement inférieure à 10 mg/l, la concentration est de 7,5 mg/l ; elle correspond à un apport de l'ordre de 800 tonnes. La majeure partie des eaux de la crue du Logone ($0,88 . 10^9 m^3$) parvient au delta de l'El Beïd entre la fin novembre et la mi-janvier. Durant cette période la concentration en suspension augmente légèrement tout en variant très peu autour d'une valeur moyenne de 18 mg/l. L'époque des vives eaux provoque l'augmentation d'épaisseur de la nappe d'eau dans les Yaérés et, une fraction des suspensions, maintenue dans la tranche superficielle de la lame de submersion par des courants relativement plus forts, arrive à franchir l'obstacle la masse végétale. L'apport solide au lac reste cependant modeste avec 16 000 tonnes. Enfin, au moment des écoulements ultimes ($0,01 . 10^9 m^3$), on retrouve un phénomène tout à fait analogue à celui observé pour les dernières eaux de pluie : la concentration devient deux fois plus importante (36 mg/l) et près de 400 tonnes de matériaux en suspension gagnent à nouveau le domaine lacustre. En définitive, l'apport global au lac Tchad des eaux de déversement du Logone apparaît avec 17 000 tonnes extrêmement réduit.

L'évolution de la composition minéralogique des matériaux en suspension (fig. 35 c) peut être suivie à partir des diffractogrammes obtenus pour trois ensembles d'échantillons respectivement prélevés au cours de la montée des eaux (Cam_5) de la crue (Cam_9) et du tarissement de l'El Beïd (Cam_8). La kaolinite est toujours prépondérante, mais son importance décroît régulièrement tout au long de cette seconde remise en eau de l'El Beïd. L'illite et les édifices interstratifiés sont relativement abondants jusqu'à l'amorce de la décrue (Cam_5 et Cam_9) puis disparaissent ensuite. La montmorillonite est présente dans la fraction argileuse qui accompagne les premiers écoulements ; elle disparaît au cours de la crue puis constitue à nouveau une fraction notable de la phase solide lors du tarissement de l'El Beïd consécutif à l'arrêt des débordements des eaux du Logone. Au début de la crue, les matières en suspension proviennent à la fois des bassins versants de l'amont et de plaine alluviale : la kaolinite et l'illite dominent, mais la montmorillonite est présente. Au moment des vives eaux, l'héritage détritique des sols de l'amont est nettement plus marqué : l'illite augmente légèrement. Au cours du tarissement l'apport de l'amont s'amenuise et la montmorillonite évacuée préférentiellement des chenaux proches de l'El Beïd apparaît.

L'évaluation au cours de chaque phase d'écoulement des proportions respectives des différents minéraux a permis d'estimer qu'approximativement 5 200 tonnes de kaolinite, 4 600 tonnes d'illite, 2 400 tonnes de montmorillonite, 2 400 tonnes de minéraux interstratifiés, et 3 100 tonnes de quartz parviennent au lac avec les eaux de déversement du Logone.

La composition chimique des suspensions (Tableau LI, colonnes de droite) est, dans l'ensemble, assez homogène et les variations (à l'exception des teneurs élevées en silice liées sans doute à la prise en compte de quartz dans l'échantillon Cam_6) sont généralement faibles. Les écarts restent minimes, les plus significatifs sont observés pour les mélanges argileux, où a côté de la kaolinite toujours prédominante, sont associées des quantités plus ou moins importantes de minéraux du type illite (Cam_6 et Cam_9) ou d'édifices gonflants (Cam_8). Les deux premiers échantillons sont plus riches en potassium. Pour le dernier, où la montmorillonite a été nettement identifiée, on note une plus faible perte au feu, les plus faibles teneurs en chrome et en cuivre et les plus fortes proportions de magnésium, de calcium, de baryum et de strontium.

c) Apport total au lac de matériaux en suspension par l'El Beïd : bilan moyen annuel

En année moyenne, et au cours de deux épisodes distincts d'écoulement, l'El Beïd draine vers le lac Tchad de 26 000 à 27 000 tonnes de matériaux en suspension. Cet apport détritique se répartit entre les différentes espèces minérales de la façon suivante : kaolinite 8 700 tonnes (31%), illite 7 200 tonnes (27 %), montmorillonite 5 100 tonnes (19 %) ; édifices interstratifés essentiellement du type 10-14M, 3 200 tonnes (12 %), la fraction restante avec 3 100 tonnes (11 %) étant probablement constituée d'un mélange de quartz, d'oxydes de fer, de produits amorphes et de feldspaths.

La composition chimique moyenne des suspensions de l'El Beïd est donnée dans le Tableau LI (dernière colonne) . A titre de comparaison, celle des suspensions de l'amont, dont le détail a été présenté dans le tableau XXV, y figure également. Pour les éléments majeurs, les différences les plus marquées s'observent pour l'aluminium, le magnésium, le calcium et la perte au feu ; la majorité des éléments traces sont plus abondants dans les suspensions de l'El Beïd que dans celles

issues des bassins amont : l'enrichissement est particulièrement net pour le strontium (5,2 fois) et le cuivre (2,7 fois), moins accusé pour le baryum, le chrome et le zinc (2 fois) et peu marqué pour la vanadium (1,4 fois).

La sédimentation actuelle dans la cuvette sud-ouest du lac Tchad située au nord du delta de l'El Beïd est une sédimentation à faciès fin. Cette constatation n'est guère surprenante, les éléments grossiers qui dans un premier temps, ne franchissent qu'en petites quantités les berges du Logone, ne progressent ensuite que très lentement . Les matériaux de gros calibre s'accumulent dans les points hauts et constituent ainsi les bourrelets alluviaux. La migration de la fraction fine est relativement plus rapide, mais il est indéniable, qu'avec une *charge solide moyenne ne dépassant pas 25 mg/l dans l'El Beïd, la majeure partie des argiles ne parvient pas au lac et se dépose dans les Yaérés.*

2. Le Chari a N'Djaména après le confluent

Les mesures de la charge solide au confluent du Chari et du Logone ont été réalisées durant six années consécutives par CARRE (1972) puis par CHOURET (1973, 1975, 1977). La détermination pour chacun des collecteurs des concentrations mensuelles de matériaux en suspension a été menée en adoptant une démarche de calcul analogue à celle entreprise pour estimer l'apport solide des bassins de l'amont. Chaque année de mesures est considérée comme représentative d'une ou plusieurs des quatorze années de référence, le "poids" qui lui est ainsi attribué étant identique à celui adopté à l'amont.

a) Régime des apports en suspension

α) Concentration moyenne annuelle

Toutes les données disponibles sur la charge solide du Logone à Kousseri et du Chari à Chagoua ont été rassemblées dans le tableau LII. Afin de faciliter la comparaison avec les valeurs acquises à l'amont, ce tableau comporte comme le tableau XV deux parties. A la partie supérieure sont regroupées les données de base et les valeurs mensuelles obtenues en effectuant la moyenne des différentes mesures. A la partie inférieure sont indiquées les moyennes mensuelles et annuelles calculées en tenant compte de la représentativité des différentes campagnes de mesures.

Au confluent des deux rivières à N'Djaména la concentration moyenne annuelle en suspension est de 76 mg/l. La différence avec les transports en suspension à la sortie de l'ensemble des bassins amont, où nous avions déterminé une charge solide moyenne de 81 mg/l, est minime. Elle traduit bien cependant, associée à la réduction des volumes d'eau observée entre Laï-Manda-Sahr d'une part, Chagoua-Kousseri d'autre part, l'importance des pertes en matériaux détritiques au cours de la traversée des plaines centrales. L'origine de ces dépôts dans les plaines d'inondation peut être nettement perçue en examinant séparément l'évolution de la charge solide dans le cours inférieur des deux collecteurs.

- *Le Chari avant le confluent (Chagoua)*

A l'inverse de ce qui a été observé pour l'ensemble des deux fleuves, la concentration des matières en suspension du Chari est plus élevée à Chagoua (54 mg/l) qu'au confluent du Bahr Sara et du Chari supérieur (43 mg/l). Une partie non négligeable des eaux de crue, parmi les plus chargées en suspension, quitte le lit majeur du Chari et inonde les plaines riveraines (plaine inter Chari-Logone et dépression de Massenya). Si une fraction de ces volumes d'eaux déversées revient à l'axe principal d'écoulement, elle y parvient dans tous les cas et quel que soit l'itinéraire emprunté, délestée de la majeure partie de ses suspensions. La charge solide du Chari devrait donc diminuer vers l'aval. Or, elle augmente. Il parait difficile d'attribuer cette augmentation à un apport massif de matériaux détritiques en provenance des Bahr Salamat et Keita. Ces deux affluents de la rive droite ont en effet, des débits modestes et ils n'atteignent le Chari qu'après avoir franchi la grande plaine d'Am Timan. Il est vraisemblable qu'il s'agit d'eaux peu chargées et que leurs concentrations sont inférieures à celle du Chari lui-même. On est ainsi amené à envisager une importante érosion des berges du Chari inférieur, capable non seulement de compenser les dépôts dans les plaines, mais aussi de provoquer l'augmentation de la charge solide moyenne annuelle à Chagoua.

- *Le Logone avant le confluent (Kousseri)*

La concentration moyenne annuelle dans les eaux du Logone décroît de 139 mg/l à Laï (exutoire amont) à 123 mg/l à Kousseri (exutoire aval). Le Logone inférieur reçoit en rive gauche la Tandjilé pour laquelle on ne dispose malheureusement d'aucune mesure sur la concentration des matières

Tableau LII

Concentrations mensuelles et annuelles (en mg/l) en suspension des eaux du Logone à Kousseri, du Chari à Chagoua et du Chari à N'Djaména ; a) données de base, b) moyenne calculée.

a)

Bassins	Périodes	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	Année
Le Logone à Kousseri	1969-1970	100	250	450	210	71	31	60	85	58	39	39	44	111
	1970-1971	95	192	550	250	50	30	26	66	55	40	-	70	105
	1971-1972	125	172	527	202	62	29	45	64	45	34	53	51	111
	1972-1973	115	361	424	449	210	197	112	61	40	35	36	42	174
	1973-1974	55	200	442	486	168	88	93	54	25	30	36	48	144
	1974-1975	212	238	519	317	86	37	56	62	38	33	39	-	140
Moyennes	année humide	133	213	512	245	67	32	47	69	47	36	42	52	117
	année sèche	85	281	433	468	189	143	103	58	33	33	36	45	159
	des 6 années	117	236	485	319	108	69	65	65	44	35	41	51	131
Le Chari à Chagoua	1969-1970	-	62	80	120	75	40	40	45	30	31	30	-	57
	1970-1971	28	55	45	152	72	45	30	42	38	30	38	28	52
	1971-1972	34	48	64	138	93	26	28	35	37	32	30	27	49
	1972-1973	40	72	84	124	126	77	64	41	43	23	20	27	69
	1973-1974	25	31	40	139	141	57	57	49	26	20	26	36	34
	1974-1975	38	48	68	140	91	37	34	39	33	31	34	36	51
Moyennes	année humide	33	53	64	138	83	37	33	40	35	32	33	30	52
	année sèche	33	51	62	131	133	67	60	45	35	22	23	32	57
	des 6 années	33	53	64	136	100	47	42	42	35	39	30	31	54
Le Chari à N'Djaména	1969-1970	52	139	298	156	74	37	47	58	38	33	34	34	76
	1970-1971	55	116	386	195	64	41	29	48	42	33	39	41	69
	1971-1972	73	117	354	170	83	27	33	41	39	37	37	36	69
	1972-1973	80	247	267	289	157	123	80	46	42	28	27	33	107
	1973-1974	43	151	301	308	151	67	70	50	26	23	29	40	86
	1974-1975	153	180	341	219	90	37	40	44	34	32	35	39	78
Moyennes	année humide	83	131	345	185	78	36	37	48	38	34	36	37	73
	année sèche	62	199	284	299	154	95	75	48	34	25	28	37	97
	des 6 années	76	158	324	223	103	55	50	48	37	31	33	37	81

b)

Le Logone à Kousseri	108	236	481	251	78	41	54	78	54	39	39	50	123
Le Chari à Chagoua	32	57	59	141	82	42	33	42	36	32	35	29	54
Le Chari à N'Djaména	63	143	310	188	81	42	39	51	41	34	36	35	76

en suspension. Il est probable cependant, étant donné les faibles débits de cet affluent, qu'il n'intervient pas de façon majeure sur l'évolution de la charge solide du Logone. En revanche, l'érosion des berges fournit aux eaux du fleuve un complément de matériaux détritiques qui s'additionne à l'apport solide issu des bassins supérieurs. Cette érosion, qui se manifeste essentiellement avant la période d'inondation, livre cependant au Logone moins de matériaux que les plaines n'en retiennent lorsqu'elles sont submergées,et la concentration décroît entre Laï et Kousseri.

Les mécanismes d'acquisition de la charge solide, tout au long du parcours aval des deux fleuves apparaissent donc différents. A l'ablation d'importance inégale des horizons de surface des sols dans les bassins versants méridionaux, se surimposent dans les plaines et, avec des effets dissemblables pour les deux rivières, les deux processus de la sédimentation détritique et de l'érosion des berges. Dans les deux cas,la dégradation des berges participe au départ de la matière vers l'aval. Ce mécanisme est perceptible dans les eaux peu chargées du Chari ; en revanche, la contribution des berges est masquée au niveau du Logone par les très fortes charges solides héritées des bassins cristallins. Ainsi, c'est l'aptitude à l'érosion des sols de l'amont qui détermine le comportement dissemblable des deux fleuves dans les plaines alluviales. Si l'apport de l'amont est important, l'érosion des berges est ralentie et ce mécanisme ne joue qu'un rôle mineur dans l'évolution à l'aval de la charge solide moyenne. Si au contraire, l'héritage détritique de l'amont est faible, l'apport relatif des berges s'accentue et contribue à l'augmentation des concentrations au cours du transit des eaux dans les plaines alluviales. Il est probable que des variations analogues pourraient être observées à l'échelle de l'année:érosion des berges plus importante au maximum et à la fin de la crue quand l'ablation des sols livre moins de matériaux.

β) Variations saisonnières de la charge solide

Les concentrations maximales (fig. 36) s'observent en juillet avec 481 mg/l à Kousseri et en août avec 141 mg/l à Chagoua, c'est-à-dire aux mêmes dates qu'aux stations correspondantes des hauts bassins (Laï, Manda-Sahr). L'augmentation de la charge solide,dans le cours inférieur, est plus importante pour le Logone, mais le rapport des concentrations maximales reste analogue pour les deux fleuves (amont : 280/89 = 3,2 ; aval 481/141 = 3,4) ce qui indique bien l'absence de débordement avant l'apparition des maximas. L'inondation des rives débute en août sur le Logone et en septembre sur le Chari. L'évolution des concentrations est alors tout à fait différente de celle observée à l'amont. Elle se caractérise ici par une chute brutale des teneurs en août et en septembre, par des valeurs très faibles en octobre et en novembre, et par la présence d'un maximum secondaire en décembre qui marque la fin du retour des eaux d'inondation. A partir de décembre et jusqu'aux basses eaux, on retrouve l'évolution de l'amont avec la diminution lente et progressive des concentrations.

L'importance relative de l'alluvionnement dans les plaines, par les eaux de crue du Logone et du Chari, peut être évaluée approximativement à l'aide d'un calcul simple. On admet d'abord que l'érosion des berges est proportionnelle au volume d'eau qui s'écoule, ce qui est vraisemblable puisque la charge solide décroît lorsque la crue s'installe. On peut alors estimer la concentration respective des eaux du Chari et du Logone au confluent, s'il n'y avait eu aucune perte vers les plaines. Il suffit pour cela d'admettre, que les rapports successifs C_j/C_j+1, C_j/C_j+2... C_j/C_{j+n} de la concentration maximale avec celles des mois qui suivent, sont les mêmes à l'amont et à l'aval. Ainsi, si on prend l'exemple du Logone à Laï et à Kousseri (tableaux XXII et LXII) : à Laï $C_j = C_{juillet} = 280$ mg/l, $C_{j+1} = C_{août} = 222$ mg/l et $C_j/C_j+1 = 1,26$; à Kousseri $C_j = C_{juillet} = 481$ mg/l, $C_{j+1} = C_{août} = 251$ mg/l et $C_j/C_j+1 = 1,91$. Pour que le rapport C_j/C_j+1 reste constant tout au long du cours inférieur du Logone, il faudrait que la concentration en août à Kousseri soit égale à 382 mg/l. On calcule ainsi que l'inondation et la sédimentation détritique qui lui succède, soutirent durant ce mois au Logone, 382 - 251 = 131 mg de suspensions par unité de volume. Les pertes du Logone (Tableau LIII) sont à peu près du même ordre en septembre (120 mg/l) et en octobre (143 mg/l) puis diminuent en novembre (42 mg/l) avec la fin des débordements. Les pertes du Chari (fig. 36) sont en moyenne de 6 à 7 fois moins importantes que celles du Logone : nulles en septembre, elles n'atteignent respectivement que 23 mg/l en octobre et 19 mg/l en novembre. Enfin pour l'ensemble des deux rivières à N'Djaména les pertes de matériaux détritiques sont surtout sensibles d'août à octobre, la valeur moyenne se situant vers 60 mg/l.

Tableau LIII

Estimation mensuelle (en mg/l) des pertes en suspension au cours des déversements des eaux de crue

bassins versants	Août	Septembre	Octobre	Novembre
Logone à Kousseri	131	120	143	42
Chari à Chagoua	-	0	23	19
Chari à N'Djaména	71	53	64	21

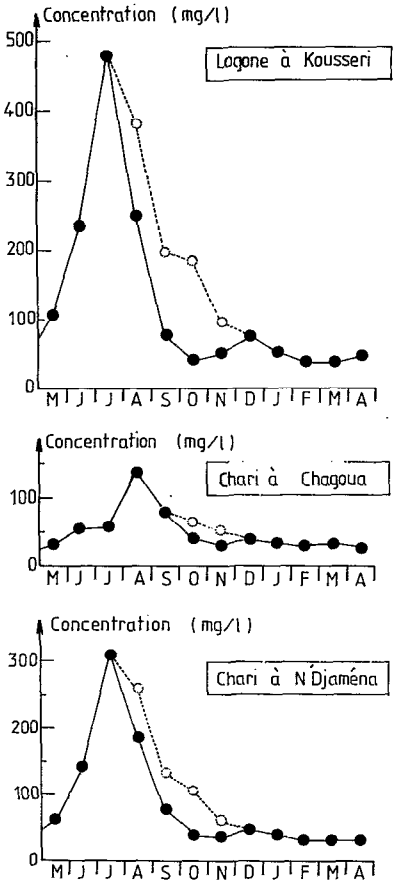


Fig. 36- Evolution saisonnière de la charge solide dans les eaux du Logone à Kousseri, du Chari à Chagoua et du Chari à N'Djaména.

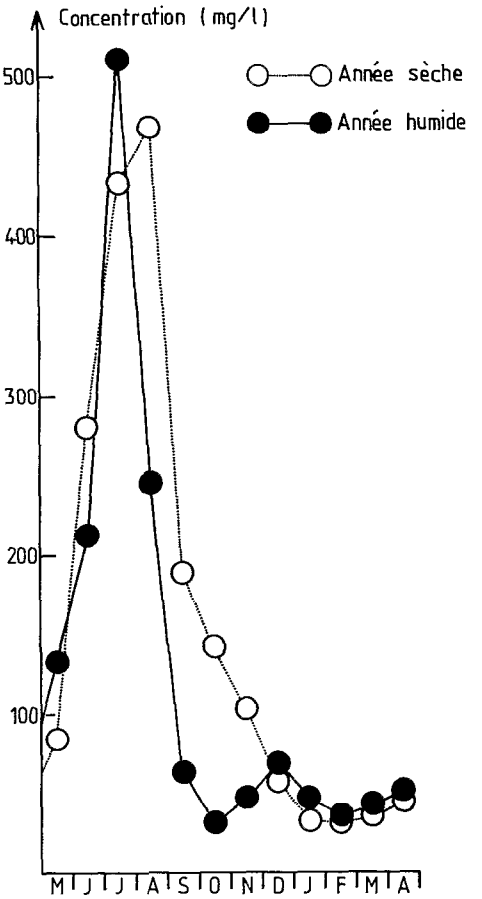


Fig. 37- Evolution saisonnière (année sèche et année humide) de la charge solide des eaux du Logone à Kousseri

γ) Variations annuelles de la charge solide : année sèche et année humide

Les résultats présentés dans le tableau LII montrent que la concentration moyenne annuelle est plus élevée en année sèche qu'en année humide. La charge solide des eaux du Logone qui s'élève à 159 mg/l en période de faible écoulement, n'atteint que 117 mg/l lorsque les débits sont suffisamment importants pour provoquer la submersion des rives. Le phénomène est en revanche nettement moins marqué pour les eaux du Chari dont les teneurs moyennes varient seulement de 57 mg/l en année sèche à 52 mg/l en année humide. En l'absence de débordement lors des périodes arides, la quasi-totalité des matériaux issue de l'érosion des sols des bassins supérieurs ou provenant de la dégradation des berges parvient aux deux localités de Kousseri et de Chagoua. Lorsqu'au contraire, les pluies sont abondantes, les débits soutenus et les déversements importants, une grande fraction des matériaux en suspension décante dans les plaines d'inondation qui ne restituent alors que des eaux limpides.

Le rôle des plaines d'inondation se perçoit d'ailleurs de façon remarquable en suivant sur la figure 37 l'évolution saisonnière des concentrations en année sèche et en année humide. On peut se contenter de prendre l'exemple du Logone, les variations des concentrations dans les eaux du Chari sont moins accusées, mais l'évolution reste tout à fait comparable avec un simple décalage d'un mois. Trois périodes se distinguent nettement au cours du cycle hydrologique (fig. 28).

- *De mai à juillet*, la recrudescence des débits se traduit par une augmentation brutale des concentrations. Les courbes qui joignent les points représentatifs de l'année sèche et de l'année humide se chevauchent tout en restant très proches l'une de l'autre. Les concentrations de l'année humide sont supérieures à celles de l'année sèche, exception faite pour le mois de juin où c'est le résultat inverse qui est observé. Cette anomalie en juin, que l'on pourrait de prime abord attribuer à des erreurs de mesure au cours du cycle 1972-1973 (concentration de 361 mg/l), correspond à un phénomène qui sans être fréquent a été plusieurs fois constaté : les pluies précoces peuvent être plus intenses, voire même plus abondantes, au cours d'une année finalement qualifiée de sèche qu'au cours d'une année qui en définitive sera considérée comme humide. Il s'agit cependant, si la période d'observation est assez longue, de cas rares. Finalement on peut considérer que cette première période d'écoulement se caractérise par une charge solide des eaux plus élevées en année humide qu'en année sèche.

- *D'août à novembre*, époque du déversement des eaux de crue vers les plaines, les deux courbes divergent. La concentration continue de croître de juillet à août en année sèche, alors que, entre ces deux mêmes mois, elle diminue de moitié en année humide.

En période aride, la charge maximum survient en août avec un retard d'un mois par rapport à l'amont. Ce décalage prévisible avec le maintien de la totalité des matériaux en suspension dans le lit principal du fleuve, concrétise le temps mis par les eaux de l'amont pour franchir les plaines alluviales.

En période humide, la diminution des concentrations entre juillet et août provoque l'existence, aux mêmes dates, des charges maximales à l'amont et à l'aval. Ce n'est pas le départ d'une certaine quantité d'eau et des suspensions qu'elle véhicule vers les plaines, qui détermine cette diminution des teneurs. Si ceci était vrai, il faudrait admettre dans les eaux du fleuve, la présence d'un gradient de concentration décroissant de la surface vers le fond. Les eaux les plus chargées seraient entraînées vers les dépressions marginales, alors que les eaux les plus diluées cheminaient dans le lit principal. Ce gradient paraît difficillement conciliable avec l'existence à cette époque, de courants forts dont l'effet de brassage sur les eaux doit provoquer une répartition approximativement homogène des concentrations sur toute la section du fleuve. Signalons par ailleurs, que cette hypothèse irait à l'encontre des analyses fines effectuées par COLOMBANI (1967), NOUVELOT (1969) et CARRE (1972) qui au contraire, observent une légère augmentation de la charge solide entre la surface et le fond. Cette brusque diminution des teneurs, ne peut alors être interprétée que par un retour quasi-simultané d'une fraction assez importante des eaux de débordement (ou d'eaux de pluie tombées sur les plaines) décantées, qui réalimentent l'axe principal d'écoulement. Cet apport d'eau limpide se poursuit en septembre avec une égale intensité ; la concentration décroît fortement. En octobre, la pente de la courbe caractéristique des années humides diminue ; avec l'arrêt des précipitations et le jeu de l'évaporation, les plaines restituent de moins en moins d'eau au fleuve. En novembre, l'apport d'eau délestée de suspensions en provenance des plaines diminue, la concentration augmente, et devient finalement en décembre quasiment identique à celle observée en saison sèche.

- *De décembre à avril*, avec l'approche des basses eaux, l'influence des plaines s'interrompt, le fleuve n'assure plus que le transport des particules déjà libérées à l'amont. La concentration diminue progressivement, les deux courbes sont pratiquement superposées et l'écart entre les charges solides se réduit.

Ainsi, *au cours des trois épisodes saisonniers* que nous venons de distinguer, les charges solides des années humides apparaissent successivement, légèrement supérieures (de mai à juillet), nettement inférieures (d'août à novembre), puis sensiblement égales (de décembre à avril), à celles des années sèches. L'évènement majeur réside dans les fortes différences de concentration enregistrées entre le mois d'août et le mois de novembre. C'est aussi dans cet intervalle de temps et quelle que soit l'année considérée, que s'écoulent 70 à 80 % des volumes d'eau annuels. Il apparaît alors clairement, et contrairement à ce qu'affirmait CARMOUZE (1976), que la charge solide annuelle ne peut être uniquement considérée comme dépendante des différentes époques de l'année. Elle est aussi et surtout, fonction des débits enregistrés au cours de celles-ci.

b) Quantités de matériaux en suspension transportés par le Chari à N'Djaména

La concentration moyenne s'élevant à 76 mg/l et le volume d'eau moyen à $37{,}35 \cdot 10^9 m^3$, on évalue à 2 840 000 tonnes le transport annuel de matériaux en suspension à N'Djaména. Cette valeur est tout à fait comparable à celle établie par CARMOUZE (1976) qui indique 2 790 000 ; elle est, en revanche, supérieure de 10 % aux estimations de CARRE (1972) et de CHOURET (1975) qui admettent un apport annuel de 2 600 000 tonnes.

Ce tonnage se partage approximativement de façon équitable entre le Logone à Kousseri et le Chari à Chagoua dont les apports respectifs se chiffrent à 1 460 000 tonnes et 1 380 000 tonnes.

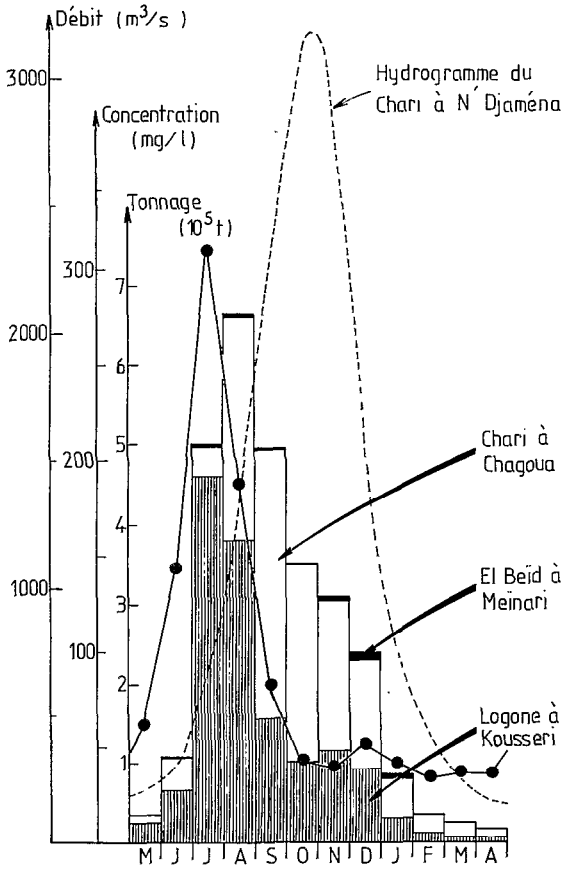


Fig. 38- Hydrogramme du Chari à N'Djaména. Tonnages mensuels exportés par les trois collecteurs (Logone, Chari et El Beïd). Variations mensuelles de la charge solide pour l'ensemble des trois rivières.

La contribution du Logone s'élevait à 68 % des exportations des bassins de l'amont (tableau XXIII); elle ne représente plus, à l'aval, que 51 % des quantités qui transitent à N'Djaména. Au cours de la traversée des plaines centrales, le Logone perd près de 760 000 tonnes de matériaux détritiques ; en revanche le Chari gagne environ 300 000 tonnes. Pour la totalité des deux bassins le déficit moyen annuel entre l'amont et l'aval se chiffre à 460 000 tonnes.

Pour l'ensemble des deux fleuves, le maximum mensuel du transport (fig. 38) a lieu comme à la sortie des bassins méridionaux, au mois d'août. Mais, dans le détail on observe que pour chaque fleuve, il se produit plus précocement à l'aval (un mois plus tôt). Cette apparition précoce du transport maximum mensuel est la conséquence directe des dépôts dans les plaines qui "écrêtent" les plus fortes charges de matières en suspension héritées de l'amont. Près de 65 % (1 800 000 tonnes) de l'apport annuel transitent à N'Djaména durant la période d'inondation (août à novembre) alors que pendant ces quatre mois, l'amont livre 2 560 000 tonnes (ou encore 2 830 000 tonnes, si l'on tient compte du temps de parcours des eaux en additionnant les apports de juillet à octobre).

c) Nature minéralogique et composition chimique des matériaux en suspension

La nature minéralogique et la composition chimique des matériaux en suspension dans les eaux du Logone à Kousseri et du Chari à Chagoua varient peu en cours d'année (CARRE, 1972 ; CARMOUZE, 1976). Aussi, a-t-on limité l'examen à six échantillons représentatifs des trois épisodes saisonniers précédemment décrits : avant la période d'inondation (de mai à juillet-août), durant la période d'inondation proprement dite (de juillet-août à novembre) et après les inondations jusqu'à l'arrivée des basses eaux (de décembre à avril). Chaque échantillon analysé correspond au mélange de toutes les matières en suspension recueillies durant une saison et pendant cinq années consécutives (de 1971 à 1975).

Les résultats obtenus par diffraction des rayons X sur des préparations orientées (fig. 35 a et b) et l'estimation de la répartition entre les différents constituants (tableau LIV), établie à partir des données chimiques (tableau LV) montrent que :

- La kaolinite constitue le minéral dominant dans les suspensions des deux fleuves, et ceci quelle

Tableau LIV

Répartition approximative (en %) des principaux constituants dans les suspensions du Logone à Kousseri du Chari à Chagoua et du Chari à N'Djaména. Les valeurs entre [ ] sont celles de l'année sèche, obtenue par CARMOUZE (1976), celles entre ( ) correspondent aux bassins de l'amont.

Bassins Versants	Kaolinite	Illite et Interstratifiés	Montmorillonite	Quartz	Feldspath	Goethite	Produits amorphes Fe_2O_3	Al_2O_3	SiO_2
1. Logone à Kousseri									
a) de mai à juillet	54,7	13,5	14,1	6,3	4,4	2,9	2,1	1,4	0,6
b) d'août à novembre	43,1	19,4	11,5	11,9	7,4	3,0	2,7	0,7	0,3
c) de décembre à avril	49,1	18,1	14,4	9,5	4,2	3,1	1,4	0,1	0,1
	[35,3]	[13,0]*	[10,6]	[8,7]	[6,6]	-	[3,0]	[1,6]	[2,6]
Moyenne annuelle	48,1	17,0	12,8	9,5	5,9	2,9	2,3	0,9	0,4
	(56,13	(23,7)	(0)	8,8	-	(6,2)	← (5,0) →		
2. Chari à Chagoua									
a) de mai à août	55,5	14,5	9,1	11,1	4,0	3,5	1,5	0,6	0,2
b) de septembre à novembre	48,5	18,1	7,2	14,9	4,3	3,1	3,0	0,4	0,5
c) de décembre à avril	41,0	22,8	9,1	15,6	4,7	3,5	2,9	0,2	0,2
	[41,0]	[9,8]*	[9,5]	[10,0]	[5,2]	-	[2,5]	[1,0]	[2,4]
Moyenne annuelle	49,0	18,0	8,0	14,1	4,3	3,3	2,6	0,4	0,4
	(66,8)	(16,2)	(0)	(8,6)	-	(4,8)	← (3,7) →		
Composition moyenne annuelle									
- à N'Djaména	[38,5]	[11,35]*	[10,4]	[9,5]	[5,9]	-	[2,7]	[1,3]	[2,5]
	48,5	17,5	10,5	11,7	5,2	3,1	2,4	0,7	0,4
- à l'amont	(59,7)	(21,3)	(0)	(8,8)	-	(5,7)	← (4,5) →		

* Illite seule

Tableau LV

Composition chimique des matériaux en suspension du Logone à Kousseri, du Chari à Chagoua, du Chari à N'Djaména et de la totalité des apports au lac (El Beïd et Chari) :

- *les teneurs en oxydes et la perte à 1000°C sont exprimées en gramme pour 100 grammes de l'échantillon sec, les éléments traces sont donnés en ppm par rapport à l'échantillon sec.*

Bassins	Chari à Chagoua				Logone à Kousseri				Composition moyenne annuelle		
Périodes de l'année n° échantillon	mai à août CHA_B	septembre à novembre CHA_D	décembre à avril CHA_A	Moyenne Pondérée annuelle	mai à juillet KOUM	août à novembre KOUJ	décembre à novembre KOUL	Moyenne Pondérée annuelle	Chari à N'Djaména	Apports totaux au Lac	Bassin Amont
Majeurs											
SiO_2	48,8	49,6	50,3	49,51	46,40	50,3	48,1	48,56	49,02	48,99	44,10
Al_2O_3	25,7	23,6	20,5	23,59	26,60	23,5	24,7	24,83	24,22	24,21	28,60
MgO	0,52	0,51	0,58	0,51	0,69	0,77	0,73	0,73	0,62	0,62	0,46
CaO	0,20	0,20	0,20	0,20	0,20	0,40	0,20	0,30	0,25	0,25	0,20
Fe_2O_3	7,40	7,70	6,20	7,36	9,70	9,80	8,30	9,61	8,52	8,52	8,50
Mn_3O_4	0,05	0,06	0,04	0,06	0,06	0,08	0,05	0,07	0,07	0,07	0,05
TiO_2	1,06	1,22	1,10	1,16	1,44	1,52	1,29	1,47	1,32	1,32	1,32
Na_2O	0,20	0,27	0,32	0,26	0,23	0,41	0,25	0,32	0,29	0,29	0,22
K_2O	1,12	1,30	1,34	1,26	1,33	1,88	1,37	1,62	1,45	1,45	0,94
Perte à 1000°C	14,86	15,34	18,79	15,83	13,43	11,87	15,66	12,85	14,30	14,30	15,48
Somme	99,91	99,80	99,39	99,74	100,08	100,53	100,65	100,36	100,06	100,02	99,87
Traces											
Ba	197	258	421	271	321	560	416	453	364	365	228
Zn	114	87	371	145	117	93	544	146	146	146	76
Cr	110	121	106	116	121	142	122	132	125	126	113
V	96	117	106	110	117	142	109	129	120	120	104
Ni	71	67	55	66	89	79	79	83	75	76	82
Sr	25	44	60	42	57	103	70	82	63	63	34
Pb	31	35	64	39	37	42	62	42	41	41	30
Cu	31	33	28	32	30	34	24	32	32	32	38
Ga	29	29	28	29	31	29	29	29	29	29	34
B	15	38	44	33	5	25	18	17	24	24	25
Co	21	22	22	22	20	25	21	23	23	23	18
Sn	5	5	11	6	5	5	5	5	5	5	14

que soit la saison considérée. Elle représente à l'aval près de 49 % de la charge solide du Logone et du Chari, pourcentage nettement inférieur à celui (59,7 %) observé aux stations de l'amont. Les suspensions qui accompagnent les premiers écoulements sont toujours les plus riches en kaolinite.

- Les édifices interstratifiés et l'illite sont largement représentés. Les pourcentages sont sensiblement les mêmes à la sortie des bassins de l'amont et à N'Djaména (21 % contre 18 %). On note, toutefois, une nette augmentation des interstratifiés au détriment semble-t-il des illites. Les variations saisonnières sont bien marquées, ces minéraux sont plus abondants au cours des deux derniers épisodes.

- La montmorillonite est présente dans tous les échantillons. Absente des suspensions issues des bassins supérieurs, la montmorillonite représente plus de 10 % de la charge solide à l'aval. Les suspensions du Logone sont plus riches en montmorillonite que celles du Chari ; l'évolution saisonnière des pourcentages est cependant analogue dans les deux cas. Elle se caractérise en particulier par des taux de montmorillonite qui décroissent durant la période d'inondation.

L'enrichissement en montmorillonite au cours de la traversée des plaines centrales peut être attribué soit à un apport en provenance des plaines d'inondation, soit à l'érosion des berges. Je pense que c'est ce dernier mécanisme qui modifie la composition minéralogique des suspensions et plusieurs faits viennent étayer cette affirmation.

• Il est peu vraisemblable que les plaines d'inondation qui sont le siège d'une sédimentation importante puissent simultanément piéger de la kaolinite et livrer de la montmorillonite, ainsi que du quartz comme on le verra ultérieurement.

• Les résultats établis dans la dépression des Yaérés montrent clairement que la participation des plaines à l'alluvionnement du lac est négligeable .

• La montmorillonite est présente dans les matières en suspension recueillies au cours des premiers et des derniers écoulements qui précèdent et suivent l'inondation des plaines.

• La montmorillonite reste abondante dans l'apport détritique observé à N'Djaména au cours des années sèches. En l'absence de débordement, ce minéral peut encore représenter 10,6 % de la charge solide (CARMOUZE, 1976).

La diminution du taux de montmorillonite au cours des périodes d'inondation apparaît difficilement explicable. Au maximum de la crue et des inondations, les eaux qui reviennent aux artères principales sont très diluées. Ceci est confirmé par le décalage observé entre l'apparition des charges maximum à l'aval et à l'amont. Ces eaux qui se sont délestées de la majeure partie de leur suspension, et en particulier de la kaolinite, devraient avoir au moment de leur retour une capacité d'érosion des berges accrue. Or c'est précisément à ce moment que la participation relative des berges à l'alluvionnement paraît se ralentir puisque le pourcentage de montmorillonite diminue et que celui de la kaolinite augmente. En fait, on peut penser qu'au fur et à mesure que la crue s'installe, que le phénomène d'inondation s'étend vers les plaines situées plus à l'amont. Ce sont aussi celles-ci qui vont s'assécher les premières dès la décrue. L'érosion maximum des berges se déplacerait donc de l'aval vers l'amont avec l'approche du maximum des débits. Ce déplacement s'accompagne d'une diminution de la charge en montmorillonite car ce minéral est moins abondant dans les berges des plaines méridionales, comme en témoignent les analyses diffractométriques effectuées sur quelques prélèvements à Bongor et Bousso.

- Le quartz constitue près de 12 % de la charge solide au confluent des deux rivières contre 9 % à l'amont. Les suspensions du Chari s'enrichissent en quartz au cours du transit des eaux dans les plaines centrales : le taux passe de 8,6 % à Sahr-Manda à 14,1 % à Chagoua. En revanche, le taux de quartz varie peu dans les suspensions du Logone (8,8 % à l'amont et 9,5 % à l'aval). L'enrichissement en quartz est plus prononcé pour les deux fleuves en périodes de vives eaux.

- Les feldspaths constituent en général moins de 5 % de la charge solide totale. Dans l'ensemble, ce qui rejoint les observations effectuées sur les suspensions de l'amont, les plagioclases sont mieux représentés que les feldspaths potassiques.

- La goethite n'a été décelée qu'en petites quantités . Le pourcentage est moins élevé qu'à l'amont (5,7 %) et ne varie que très légèrement au cours des différentes saisons autour d'un pourcentage moyen de 3 %.

- Les derniers constituants identifiés sont les produits amorphes qui représentent environ 4 % de la charge solide totale. La répartition entre les différents types d'amorphes est analogue à celle observée à l'amont : le fer amorphe domine, il est respectivement trois et six fois plus abondant que les formes amorphes de l'alumine et de la silice.

Au cours d'une année moyenne l'évolution minéralogique des matériaux en suspension entre l'entrée et la sortie des plaines de l'aval se caractérise donc par un enrichissement en montmorillonite et en

quartz et corrélativement par un appauvrissement en kaolinite, en illite et en minéraux interstratifiés. La totalité de la montmorillonite et l'excédent de quartz proviennent des berges du Chari et du Logone . La kaolinite, l'illite et les minéraux interstratifiés accompagnent les eaux de débordement et se déposent dans les plaines d'inondation.

En année moyenne, le Chari livre au lac 1,374 . 10^6 tonnes de kaolinite, 0,495 . 10^6 tonnes d'illite et d'édifices interstratifiés, 0,331 . 10^6 tonnes de quartz, 0,297 . 10^6 tonnes de montmorillonite, 0,147 . 10^6 tonnes de feldspaths, 0,088 . 10^6 tonnes de goethite et 0,099 . 10^6 tonnes de constituants amorphes dont 0,068 . 10^6 tonnes de fer amorphe, 0,020 . 10^6 tonnes d'alumine amorphe et 0,011 . 10^6 tonnes de silice amorphe.

3. Apports totaux de matériaux en suspension au lac Tchad en année moyenne

En année moyenne (tableau LVI), le lac Tchad reçoit 2 860 000 tonnes de matériaux en suspension. La quasi-totalité (99,1 %) de cet apport détritique est assurée par le Chari et le Logone.

La faible contribution de l'El Beïd (fig. 38), n'entraîne que des modifications mineures dans les tonnages établis pour chaque constituant dans les eaux du Chari à N'Djaména : kaolinite 1,382 . 10^6 tonnes, illite et interstratifiés 0,505 . 10^6 tonnes, montmorillonite 0,305 . 10^6 tonnes, les tonnages en quartz, feldspaths, goethite et en produits amorphes sont inchangés.

Enfin, on peut comparer ces données quantitatives de l'année moyenne, avec celles calculées par CARMOUZE (1976) pour une année sèche. Les caractères distinctifs apparaissent avec les tonnages moins importants en année aride pour la kaolinite (-0,400 . 10^6 tonnes), le quartz (-0,065 . 10^6 tonnes) et plus importants pour les matières amorphes (0,070 . 10^6 tonnes). En revanche, les quantités d'illite de minéraux interstratifiés et de feldspaths sont semblables et les apports de montmorillonite du même ordre de grandeur (297 000 tonnes en année moyenne et 270 000 tonnes en année sèche). Ainsi, il se confirme que la montmorillonite exportée vers le lac, provient essentiellement des berges du Chari et du Logone et non du lessivage par les nappes submergeantes des horizons de surface des sols de la plaine d'inondation. Le taux moyen annuel de montmorillonite néoformée dans le lac atteignant 600 000 tonnes (CARMOUZE, 1976), on peut en déduire qu'un tiers de la montmorillonite des sédiments lacustres (soit 300 000 tonnes) est héritée des berges des fleuves.

Tableau LVI

Apports moyens (en tonnes) de matériaux en suspension par l'El Beïd, le Chari et le Logone au lac Tchad.

Bassins	El Beïd	Chari	Logone	Apports totaux au lac Tchad
Mai	0	11 000	24 000	35 000
Juin	1 500	22 000	85 000	108 500
Juillet	3 100	38 000	459 000	500 100
Août	3 000	282 000	378 000	663 000
Septembre	1 700	338 000	155 000	494 700
Octobre	500	251 000	98 000	349 500
Novembre	5 800	189 000	115 000	309 800
Décembre	8 000	140 000	91 000	239 000
Janvier	3 000	53 000	29 000	85 000
Février	200	24 000	11 000	35 200
Mars	200	18 000	6 000	24 200
Avril	0	10 000	6 000	16 000
Apport annuel	27 000	1 376 000	1 457 000	2 860 000

B- BILAN DE LA SEDIMENTATION ARGILEUSE DANS LES PLAINES DE L'AVAL

Le bilan de la sédimentation argileuse dans les plaines centrales se résume par l'égalité suivante :

Dépôts dans les plaines centrales = apport des bassins supérieurs + apport des berges - transports solides au confluent à N'Djaména (apport par la voie directe du lit majeur des fleuves + quantités restituées par les zones inondées).

L'apport des bassins supérieurs est connu ; il s'élève en année moyenne à $3,277 . 10^6$ tonnes (chapitre I, tableau XXIII). Le transport solide à N'Djaména vient d'être déterminé ; il atteint en année moyenne $2,860 . 10^6$ tonnes. Le seul terme inconnu de l'équation, l'apport détritique résultant de la dégradation des berges, est impossible à chiffrer directement. On tentera de l'évaluer après avoir précisé la part qui, dans les tonnages à N'Djaména, revient aux apports latéraux des plaines d'inondation.

1. Apports latéraux restitués par les plaines d'inondation

Le raisonnement s'appuie sur les données acquises dans les Yaérés et sur l'estimation de la charge solide moyenne de l'El Beïd. Ce petit émissaire des grandes zones d'épandage, en rive gauche du Logone, aboutit au lac Tchad avec une concentration moyenne en suspension de 23 mg/l.

On admet, ce qui est vraisemblable, que cette concentration est aussi celles des eaux, restituées aux grands axes de drainage, par la dépression de Massenya ($0,7 . 10^9 m^3$) et par la plaine située entre les deux fleuves ($0,9 . 10^9 m^3$). L'apport détritique des plaines d'inondation est alors égal à 27 700 tonnes (apport de l'El Beïd au lac) + 21 000 tonnes (apport du Ba Illi et de la Logomatia au Logone) + 16 000 tonnes (retour des eaux du Bahr Erguig au Chari) ≠ 65 000 tonnes. On en déduit, que sur les quantités totales de matériaux en suspension qui transitent au confluent des deux fleuves, $2,795 . 10^6$ tonnes soit 98,7 %, y parviennent par la voie directe des principales artères d'écoulement.

2. L'érosion des berges

a) Première estimation : le bilan de la montmorillonite, des feldspaths et du quartz

Absente des matériaux en suspension livrés par les bassins de l'amont, la montmorillonite constitue une fraction importante des apports solides à l'aval. Elle provient essentiellement des berges du Chari et du Logone. En effet, même dans l'hypothèse, où la nature minéralogique des suspensions issues de la dépression de Massenya et de la zone interfluviale serait analogue à celle des suspensions drainées par l'El Beïd, les quantités de montmorillonite héritées de ces deux plaines d'inondation ne s'élèveraient qu'à 7 000 tonnes. En réalité, avec le développement moins important des vertisols dans ces régions que dans les Yaérés, il est possible que ce tonnage soit encore surestimé. Il ne représente de toute manière, qu'une fraction négligeable (2 %) de l'apport fluviatile en montmorillonite (297 000 tonnes).

L'estimation sur l'ampleur du charriage de fond a permis d'évaluer à 12 000 tonnes les quantités de feldspaths qui quittent chaque année les hauts bassins. Il est probable que la migration de ces minéraux par roulage et saltation sur le fond des lits des fleuves revêt la même importance dans le secteur aval. La totalité des feldspaths (147 000 tonnes) identifiée dans la fraction fine des apports détritiques à N'Djaména constitue comme la montmorillonite un héritage des berges.

Si on fait abstraction du charriage de fond, les quantités de quartz transportées par les fleuves sont plus élevées à la sortie qu'à l'entrée des plaines centrales. Il paraît difficile d'intégrer la différence de 43 000 tonnes, aux matériaux à granulométrie fine qui parviennent des plaines d'inondation aux grandes axes d'écoulement. Cet excédent de quartz est donc également tributaire de l'affouillement des rives.

On aboutit ainsi à *une première estimation par défaut* de l'érosion des berges de l'ordre de 500 000 tonnes/an, soit 18 % de l'apport solide du Chari et du Logone au lac.

b) Seconde estimation à partir de la composition minéralogique des berges

Quinze profils établis entre Laï et Kousseri d'une part, Sahr et Chagoua d'autre part, ont permis de cerner, avec une précision acceptable, la répartition moyenne entre les principaux constituants dans la fraction argileuse des berges (tableau LVII).

De façon générale, le taux de kaolinite et d'illite diminue de l'amont vers l'aval alors que les proportions d'interstratifiés et de montmorillonite augmentent.

Les valeurs moyennes, calculées en tenant compte de la distance entre chaque site, mettent en évidence la rareté de l'illite (aussi remarquée par PIAS, et les teneurs relatives à peu près semblables de la kaolinite, des édifices interstratifiées et de la montmorillonite.

A partir du pourcentage (30 %) de montmorillonite et du tonnage connu (297 000 tonnes) de ce minéral dans les matériaux charriés à l'aval, on calcule qu'une érosion uniforme sur toute l'épaisseur du front des berges fournirait aux fleuves 340 000 tonnes de kaolinite, 250 000 tonnes de minéraux interstratifés et 110 000 tonnes d'illite. Au total, la quantité d'argile héritée des berges s'élèverait par année à près de 1 000 000 tonnes. Les deux fleuves reçoivent la même quantité de kaolinite ; en revanche la Logone s'enrichit plus en montmorillonite et en interstrafiés, alors que le gain en illite est plus marqué pour le Chari.

La fraction sableuse constitue, d'après les différentes observations et les résultats granulométriques, plus de 75 % des berges. Elle contribue comme l'a souligné DERRUAU (1956) à l'érosion au sens large (creusement + transport des matériaux arrachés + accumulation de ces matériaux), et représente annuellement un apport de 3 600 000 tonnes. La majeure partie (99 %) de ces sables élabore les plages des rives convexes, seules 43 000 tonnes accompagnent la fraction fine qui migre en suspension.

L'alluvionnement sableux dans le lit majeur des fleuves est annuellement de l'ordre de 3 500 000 tonnes et on évalue à près de 1 200 000 tonnes, la contribution des berges aux quantités de matériaux fins véhiculées vers l'aval.

c) Troisième estimation en tenant compte du temps de parcours des eaux entre l'amont et l'aval et des données acquises en année sèche.

Il a été maintes fois souligné que durant la période d'inondation, les plaines alluviales ne restituent aux artères principales d'écoulement que des eaux délestées de la majeure partie de leur charge en suspension. L'augmentation générale des concentrations observée entre l'amont et l'aval (tableau LVIII, quatrième et cinquième lignes) ne peut donc être attribuée qu'à un apport détritique complémentaire qui résulte de l'érosion des berges. Les modifications saisonnières des concentrations acquises à l'amont sont alors contrôlées dans le secteur aval par la compétition qui s'installe entre l'apport des berges qui tend à augmenter la charge solide, et le phènomène de décantation des eaux de déversement qui au contraire contribue à la réduire.

Le calcul pour estimer la quantité de matériaux livrée par les berges, a alors été conduit en tenant compte d'une part, du temps de parcours des eaux et d'autre part des données acquises au cours des années sèches.

On considère au cours d'une première étape qu'en année moyenne, les eaux de l'amont cheminent pendant trois semaines (durée moyenne du temps de propagation de l'onde de crue et du temps qui sépare l'apparition des étiages à l'aval et à l'amont) dans les plaines alluviales. On établit ainsi (tableau LVIII, troisième et sixième ligne) à partir de l'hydrogramme de crue (fig. 8) et de la courbe des variations saisonnières de la charge solide (fig. 39) caractérisant la zone amont, les valeurs effectives des volumes d'eau et des concentrations qui, à l'exutoire des bassins cristallins correspondent à celles enregistrées trois semaines plus tard à la sortie des plaines alluviales. Ces résultats permettent de distinguer dans l'année deux périodes : la première qui s'étend de décembre à juillet, se caractérise par l'absence de débordement, les concentrations de matières en suspension augmentent entre l'amont et l'aval (comparaison des lignes 4 et 6 du tableau LVIII) ; la seconde, qui s'étend d'août à novembre, correspond à la période des déversements des eaux de crue, les concentrations diminuent entre l'amont et l'aval.

Au cours des huit mois qui se succèdent de décembre à juillet, la totalité des matières en suspension livrée par l'ablation des sols sur les bassins de l'amont parvient au lac ; il s'y ajoute tout au long du parcours aval les matériaux fins hérités de la dégradation des berges. Prenons l'exemple du mois de mai à l'aval. Le lac reçoit $0{,}557 \cdot 10^9 m^3$ d'eau dont $0{,}522 \cdot 10^9 m^3$ (volume déterminé en tenant compte du décalage de trois semaines) sont issus des hauts-bassins, le reste soit

Tableau LVII

Composition minéralogique de la fraction argileuse des berges du Chari et du Logone ; la localisation géographique de chaque coupe est indiquée par la distance (en kilomètres) qui la sépare du confluent des deux fleuves.

Fleuves	Localisation	Kaolinite	Illite	Interstratifiés	Montmorillonite	Amorphe
Logone						
Kousseri	0					
Katoa	200	2,7	0,3	3,5	3,5	-
Bongor	284	3,0	1,5	2,5	3,0	-
Ndraï Golo	412	2,5	0,3	3,1	4,1	-
Laï	450	2,9	2,1	2,6	2,4	traces
Doba	610	5,2	2,2	2,2	0,4	traces
Moyenne	-	2,7	0,7	3,2	3,4	-
Chari						
Chagoua	0					
Maïlao	87	3,4	1,0	2,6	3,0	-
Mogroum	150	3,0	0,8	3,0	3,2	-
Mitau	182	3,5	1,4	2,0	3,1	-
Bousso	331	4,3	2,2	1,5	2,0	-
Kouno	466	4,6	1,1	1,5	2,8	-
Kar	578	4,3	1,3	2,0	2,4	-
Sahr	640	7,0	1,0	2,0	traces	-
Moyenne	-	3,9	1,4	2,0	2,7	-
Moyenne	-	3,4	1,1	2,5	3,0	-

Tableau LVIII

Comparaison des volumes d'eau (en $10^9 m^3$) et des charges solides mensuelles (en mg/l) de la zone amont et du secteur aval.

	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A
				← période d'inondation →								
Volumes d'eau :												
1) mesurés à l'Aval	0,557	0,746	1,602	3,509	6,112	8,367	7,848	4,510	1,995	1,033	0,670	0,456
2) mesurés à l'Amont	0,694	0,918	2,483	5,785	9,896	9,755	5,034	2,392	1,342	0,760	0,546	0,443
3) calculés à l'Amont avec décalage de 3 semaines	0,522	0,744	1,393	3,562	6,883	10,084	8,125	4,339	2,052	1,101	0,750	0,503
				← période d'inondation →								
Charge en suspension :												
4) mesurée à l'Aval	63	143	310	188	81	42	39	51	41	34	36	35
5) mesurée à l'Amont	63	128	190	159	82	65	37	19	18	14	12	11
6) calculée à l'Amont avec décalage de 3 semaines	27	84	146	180	136	76	56	31	20	17	14	12
7) estimée à l'Aval (durant la période d'inondation) avec les données des années sèches	63	143	310	299	154	95	75	51	41	34	36	35

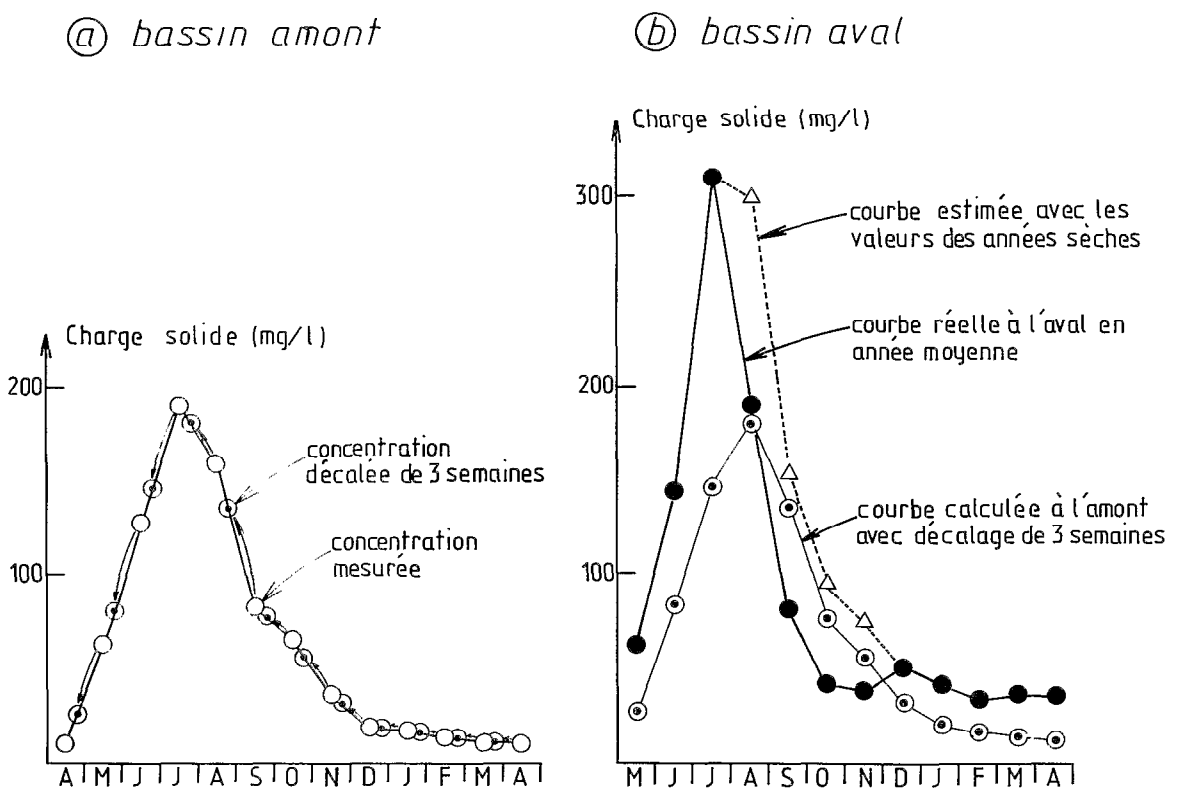


Fig. 39- Décalage (de trois semaines) de la courbe amont. Estimations de l'importance des apports solides de l'amont, des berges et des pertes au cours du phénomène d'inondation.

$0{,}035 \cdot 10^9 m^3$ représente l'apport des précipitations au cours du transit des fleuves dans les plaines. La charge solide moyenne des eaux à l'amont, est de 27 mg/l, il lui correspond trois semaines plus tard, c'est-à-dire en mai, une concentration à l'aval de 63 mg/l. Le transport solide en mai vers le lac s'élève à 35 000 tonnes, l'érosion des sols de l'amont livre 14 000 tonnes et l'érosion des berges fournit donc près de 21 000 tonnes. En procédant de cette manière pour tous les mois, on évalue qu'entre décembre et juillet la quantité de matériaux fins livrés par la destruction des berges atteint près de 540 000 tonnes.

La période critique s'étend d'août à novembre où, sur la "toile de fond" que constitue la charge solide acquise à l'amont, vont intervenir les deux mécanismes antagonistes de l'érosion des berges et de la sédimentation dans les plaines. Le jeu simultané de ces deux processus se traduit à l'aval par une chute brutale de la concentration en août (188 mg/l) qui reste cependant supérieure à celle qui lui correspond à l'amont (180 mg/l) ; en revanche les pertes par décantation dans les plaines l'emportent nettement sur les apports des berges en septembre (la concentration décroît de 136 à 81 mg/l) et à un degré moindre en octobre et novembre (décroissances successives des concentrations de 76 à 42 mg/l et de 56 à 39 mg/l entre l'amont et l'aval). La difficulté réside alors dans l'évaluation des valeurs qu'auraient dû atteindre les concentrations à l'aval si les lits des fleuves avaient été capables de contenir la totalité des eaux de crue.On admettra que les concentrations recherchées sont celles mesurées en année sèche (août : 299 mg/l, septembre : 154 mg/l ; octobre : 95 mg/l et novembre : 75 mg/l) ce qui revient à faire l'hypothèse assez vraisemblable que l'apport des berges entre août et novembre est du même ordre de grandeur en année humide et en année sèche. Cette approximation permet alors d'évaluer à 580 000 tonnes, la contribution des berges aux transports solides vers le lac durant la période d'inondation.

Cette troisième démarche de calcul permet d'estimer qu'en année moyenne, les berges des fleuves livrent aux axes d'écoulement près de 1 120 000 tonnes de matières en suspension, estimation tout à fait comparable à celle établie précédemment.

d) Conclusion

Les deux dernières méthodes d'estimation ne conduisent donc pas à des résultats contradictoires mais au contraire, à des valeurs tout à fait comparables. Le bilan quantitatif et qualitatif de l'érosion des berges s'établit alors de la façon suivante :

Erosion totale des berges : 4 800 000 tonnes

74 % → Quantité accumulée dans le lit des fleuves : 3 550 000 tonnes de quartz

26 % → Quantité migrant avec la phase en suspension : 1 200 000 tonnes

dont :

kaolinite	: 340 000 tonnes
montmorillonite	: 300 000 tonnes
interstratifiés	: 250 000 tonnes
feldspaths	: 150 000 tonnes
illite	: 110 000 tonnes
quartz	: 50 000 tonnes

Ce tonnage correspond, en prenant comme base une densité apparente de 2,65 à l'enlèvement annuel d'un volume de 1 800 000 m^3 . Si l'érosion affecte toute la hauteur (en moyenne de l'ordre de 4,5 mètres) et la longueur (approximativement de 2 200 kms) des berges, on évalue à 18 cm/an le recul de chaque rive (36 cm/an si l'agression des courants se limite dans la section du fleuve aux rives concaves).

3. Bilan de la sédimentation argileuse dans les plaines de l'aval

Les différents termes du bilan des apports solides sont connus. Pour une année moyenne les dépots dans les plaines centrales s'élèvent à :

3 277 000 tonnes (apports de l'amont) + 1 200 000 tonnes (apports des berges) - 2 860 000 tonnes (transports solides à N'Djaména constitués de 65 000 tonnes restituées par les plaines et 2 795 000 tonnes qui y parviennent par la voie directe du lit des fleuves) = 1 617 000 tonnes déposées.

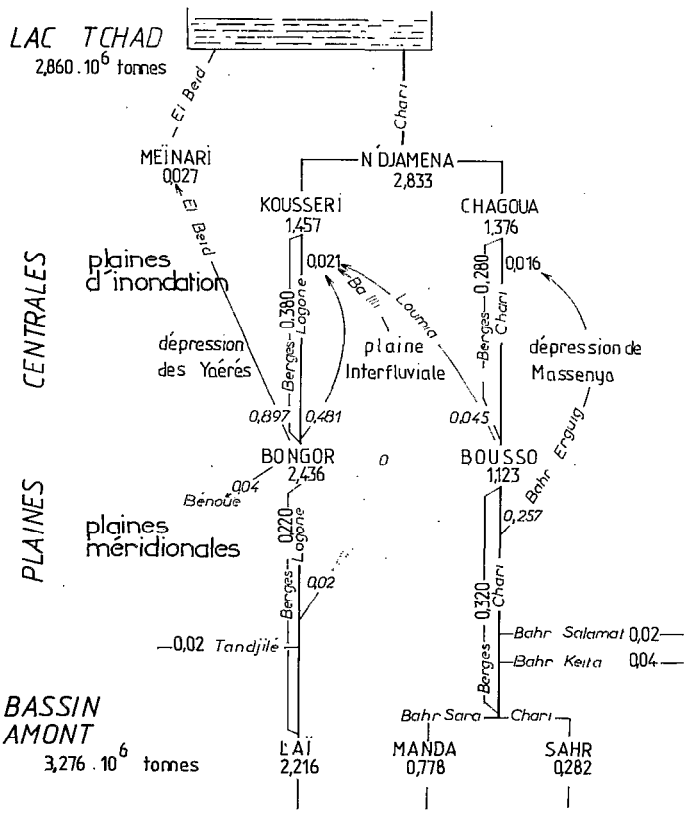


Fig. 40- Bilan des transferts de matières en suspension dans le bassin du lac Tchad.

Près de 36 % des matériaux en suspension hérités soit de l'ablation des sols des bassins cristallins soit de l'érosion des berges dans la partie aval du parcours des solutions, migrent et décantent dans les plaines d'inondation. Cette sédimentation actuelle est surtout caractérisée par le dépôt de kaolinite (920 000 tonnes, soit 57 %). L'illite et les édifices interstratifiés y contribuent largement (35 %) avec un tonnage global de près de 540 000 tonnes, la fraction restante (8 %) se partage entre les hydroxydes de fer et les produits amorphes.

La ventilation de la matière (fig. 40) vers les trois plaines d'inondation peut alors être établie, en envisageant la même approche des différents termes du bilan, pour chacune des rivières prise séparément.

Les deux méthodes d'investigations utilisées indiquent, dans un premier temps, que l'apport argileux des berges est du même ordre de grandeur pour les deux fleuves. Les berges du Chari sont mieux développées que celles du Logone, les courants qui les sapent plus forts, mais, elles sont en revanche plus sableuses . Les rives du Chari s'érodent plus vite, l'accumulation de sable dans les chenaux d'étiage est plus notable, mais les quantités de matière fine mises en suspension et livrées aux eaux des deux fleuves restent semblables. Ceci se perçoit avec l'augmentation entre Sahr et Chagoua du taux de quartz dans les matières en suspension. Ceci se voit à l'examen minutieux de documents cartographiques et des photographies aériennes : elles permettent en effet, d'estimer à environ 360 et 160 km^2 les surfaces respectives occupées par les plages de sable, dans les parties du lit du Chari et du Logone situées au-dessus du niveau d'étiage . Le rapport des surfaces est de 7/3, rapport que l'on retrouve, en s'appuyant sur les déterminations granulométriques, entre la masse de sable contenue dans les berges du Chari et celle du Logone. Le remblaiement sableux annuel serait de 2 050 000 tonnes pour le Chari,et de 1 050 000 tonnes pour le Logone.

Les divers chemins empruntés par les matières en suspension dans les plaines centrales apparaissent alors clairement (fig. 40).

• L'érosion des sols du haut-bassin du Logone livre annuellement 2 216 000 tonnes. De Laï à Bongor la destruction des berges du fleuve,en fournissant au Logone un complément de 220 000 tonnes, lui permette d'aborder les plaines d'inondation avec un "capital" en matériaux solides de 2 436 000 tonnes. En aval de Bongor les chemins divergent:

- 1 058 000 tonnes, près de 43 % poursuivent leur course dans l'artère principale d'écoulement et se voient augmenter de 380 000 tonnes en provenance des berges ;

- 897 000 tonnes, soit 37 %, gagnent en rive gauche la grande zone d'épandage des Yaérés ;

- 481 000 tonnes enfin, soit 20 %, accompagnent les eaux de crue du Logone qui inondent en rive droite la plaine interfluviale.

• L'érosion des sols des hauts-bassins du Bahr Sara et du Chari supérieur soustrait chaque année 1 060 000 tonnes de matériaux. De Sahr et Manda à Bousso les deux fleuves réunis rongent les berges de 320 000 tonnes,et atteignent le confluent avec le Bahr Erguig en drainant 1 380 000 tonnes de particules en suspension. Trois voies s'offrent alors à ces matériaux :

- 1 087 000 tonnes, près de 78 %, franchissent avec la majeure partie des eaux le bief Bousso-Chagoua,et se voient augmenter dans cette portion du cours d'eau de 280 000 tonnes héritées des berges ;

- 257 000 tonnes, soit 19 %, sont acheminées en rive droite par les eaux de crue, vers le Bahr Erguig et vers la dépression de Massenya ;

- 45 000 tonnes enfin, soit seulement 3 %, sont "court-circuitées" du lit principal du Chari, et viennent, en rive gauche, s'additionner aux dépôts du Logone dans la plaine qui sépare les deux fleuves.

Ainsi, la grande zone d'épandage des eaux du Logone (Yaérés) qui reçoit un stock annuel de 897 000 tonnes de minéraux essentiellement argileux et qui, par l'intermédiaire de l'El Beïd, n'en restitue que 27 000 tonnes, hérite de l'apport détritique le plus important (870 000 tonnes). La sédimentation s'organise ensuite selon un gradient décroissant de l'ouest vers l'est parallèlement aux gradients décroissants de la topographie, de la pluviosité et de l'érosion des sols dans les bassins de l'amont. La plaine inter Chari-Logone sous l'action conjuguée des deux fleuves se situe en position intermédiaire,et reçoit 505 000 tonnes. Enfin, la dépression de Massenya ne retient quant à elle que 241 000 tonnes.

IV – CONCLUSIONS

Le Logone et le Chari se réunissent à la sortie des plaines centrales. Associés à l'El Beïd, ils livrent au lac Tchad 38,5 . $10^9 m^3$ d'eaux et des quantités approximativement équivalentes de matière sous forme dissoute (2,58 . 10^6 tonnes),et sous forme solide (2,86 . 10^6 tonnes).

Le transit des eaux dans les plaines centrales se traduit par une augmentation de la charge soluble (de 59 à 67 mg/l) et une diminution de la charge solide (de 81 à 74 mg/l). Les eaux conservent à leur arrivée au lac un spectre chimique comparable à celui de l'amont. En revanche, absente des matières en suspension héritées de l'ablation des sols des bassins cristallins, la montmorillonite apparaît et tout au long du cycle hydrologique dans la phase argileuse qui gagne le domaine lacustre

L'incapacité des lits du Logone et du Chari à contenir la totalité des eaux de crue est nettement plus marquée dans la partie nord des plaines centrales. Le mode, et l'aspect quantitatif et qualitatif, de la sédimentation sont établis au niveau des plaines méridionales et des plaines d'inondation proprement dites.

Les plaines méridionales

Pour les plaines méridionales, les entrées (42,6 . $10^9 m^3$) et les sorties (43,3 . $10^9 m^3$) d'eaux qui s'écoulent dans les fleuves s'équilibrent. Le phénomène d'épandage est peu marqué et reste localisé sur le Logone. La possibilité si souvent évoquée, d'une capture du Logone par le Niger apparaît peu probable à l'heure actuelle (à peine 2 % des écoulements du Logone empruntent le seuil de la Bénoué,et échappent ainsi à la cuvette tchadienne).

Il n'y a dans ces plaines aucune modification significative des apports en sels dissous (2,55 . 10^6 tonnes) et des teneurs respectives des différents éléments en solution. En termes de bilan, ces dépressions constituent en année moyenne un milieu géochimiquement "inerte".

La seule différence sensible est soulignée par la valeur annuelle des tonnages de matières exportées en suspension (3,9 . 10^6 tonnes), bien plus importante à l'aval qu'à l'amont des plaines méridionales. La participation notable de cette zone au transport ne semble pouvoir être envisagée que dans les limites de l'érosion au voisinage immédiat du réseau hydrographique. La dégradation des berges fournit en année moyenne 0,54 . 10^6 tonnes de matériaux argileux aux grands axes de drainage. Le départ de cette phase argileuse partiellement constituée de montmorillonite s'accompagne du dépôt de 1,86 . 10^6 tonnes de sable dans le lit des rivières. Le recul des rives par érosion des berges, en considérant un fleuve unique,est évalué à 18 cm/an.

Les plaines d'inondation

Près de 16 % (6,9 . $10^9 m^3$) des eaux du Chari et du Logone submergent l'ensemble des trois plaines d'inondation (dépression des Yaérés, plaine interfluviale, dépression de Massenya). Le déséquilibre est particulièrement net entre les deux rivières (détournement de 30 % des eaux du Logone et de 10 % des eaux du Chari). Les pertes par évaporation sont sévères : l'équivalent en eau des apports atmosphériques et 60 % (4,05 . $10^9 m^3$) des eaux fluviales déversées.

Près de 15 % (0,40 . 10^6 tonnes) des apports en sels dissous du Logone et du Chari gagnent les zones déprimées. Il en ressort 0,44 . 10^6 tonnes. Le bilan géochimique est différent dans les trois plaines : dépôt dans les Yaérés, équilibre dans la plaine interfluviatile et érosion dans la dépression de Massenya. Mais les modifications de la salinité de la lame de submersion sont toujours contrôlées par la variation des teneurs en silice et magnésium d'une part, en bicarbonate et calcium d'autre part.

Près de 50 % (1,68 . 10^6 tonnes) des matériaux détritiques hérités de l'ablation des reliefs sur les hauts bassins utilisent l'itinéraire de "délestage" des plaines d'inondation qui n'en restituent que 0,06 . 10^6 tonnes. La sédimentation s'organise selon un gradient décroissant d'Ouest en Est, parallèlement au gradient décroissant de l'érosion des sols dans la zone amont. Ces pertes latérales de matériaux fins ne sont que partiellement compensées par l'héritage argileux (0,66 . 10^6 tonnes) des berges dont l'érosion entraîne par ailleurs un alluvionnement sableux de 1,74 . 10^9 tonnes dans le lit des fleuves.

La sédimentation actuelle est d'origine essentiellement mécanique. Mais même, si le bilan global de l'évolution chimique des plaines est difficile à cerner parce que les quantités relatives mises en jeu sont faibles, plusieurs faits indiquent que des transformations chimiques s'y produisent. Ainsi,chaque fois que l'on érode on constate une augmentation conjointe de HCO_3, Ca, Si et Mg en solution ou une diminution relative de ces éléments lorsqu'au contraire on se situe en période de sédimentation. Ceci correspond à la formation de calcite et de montmorillonite dont les conditions de précipitation sont abordées au chapitre suivant.

CHAPITRE IV

LES MÉCANISMES DE LA SÉDIMENTATION

I – LE MATÉRIEL SÉDIMENTÉ DANS LES PLAINES DE L'AVAL

A- NATURE ET ORIGINE DES MATERIAUX

Les sols, sur les bassins versants de l'amont, sont en majeure partie (près de 80 %) représentés par des sols ferrallitiques et des sols ferrugineux tropicaux. L'altération aboutit à la formation de profils essentiellement constitués de quartz, de micas, de kaolinite et de goethite (tableau LIX) colonne 1). Les *feldspaths présents dans la roche saine* sont entièrement hydrolysés et *sont absents des parties hautes des profils.*

L'érosion, qui affecte en surface les sols de l'amont, se traduit par l'entraînement vers les plaines centrales des matériaux d'altération ; 94 % de ces matériaux forment les "troubles" et migrent en suspension dans les fleuves. On a estimé que seulement 6 % soit $0,2 . 10^6$ tonnes, sont mobilisés par le charriage de fond. Les matières en suspension sont surtout constitutées de kaolinite, d'édifices micacés de quartz et de goethite. Les feldspaths n'apparaissent qu'à *l'état de traces.* En revanche, leur présence est nettement décelée (7 %) dans les matériaux plus grossiers du charriage de fond. Il s'agit essentiellement de plagioclases dont le tonnage global ne représente (tableau LIX, colonne 2) que 0,5 % de la totalité des exportations solides, pourcentage nettement inférieur à celui des quartz (14 %).

Tableau LIX

Composition minéralogique (exprimée en % pondéral) des sols amont, des matières en suspension, de la roche-mère et des sols de la séquence de Mindéra, des berges du Chari et du Logone.

	Sols de l'amont	Matières en suspension	Roche mère	Sols (moyenne)	Berges (moyenne)
	1	2	3	4	5
Quartz	56,1	14,0	63,2	71,7	{ de 75 à 80
Feldspaths	0	0,5	15,9	11,0	
Kaolinite	31,8	56,2	9,0	6,2	7,4
Montmorillonite	0	0	5,7	6,5	6,5
Goethite	3,4	6,0	–	–	n.d.
Micas	8,7	17,8	0,3	1,0	de 5 à 10

D'autre part, *les feldspaths potassiques* sont présents *en quantités importantes* dans tous les dépôts de la plaine alluviale (PIAS, 1967, 1968 ; BOCQUIER 1968, 1971 ; PAQUET, 1969 ; KARPOFF, 1973 ; KARPOFF *et al.*, 1973). La séquence de Mindéra décrite par BOCQUIER (1971) est située à proximité de Bousso au coeur des plaines centrales. Le matériel originel est reconnu au delà de 5 mètres de profondeur et se caractérise par l'homogénéité, tout au long de la séquence, des caractères granulométriques, minéralogiques et pédologiques. Il contient 63,2 % de quartz et 15,9 %

de feldspaths (tableau LIX, colonne 3). Les sols développés sur cette roche-mère sont plus riches en quartz (71,7 %) et légèrement appauvris en feldspaths. Il est remarquable de noter que les proportions respectives entre les différents constituants de ces sols (tableau LIX, colonne 4) sont assez semblables à celles (tableau LIX, colonne 5) estimées, dans le chapitre précédent, pour l'ensemble des berges du Chari et du Logone. Les feldspaths sont dans tous les cas du microcline ou de l'orthose.

Il existe donc apparemment une différence fondamentale entre les matériaux des plaines centrales et les matériaux érodés du bassin amont. La teneur en feldspaths potassique est importante dans les plaines et le rapport (en poids) feldspath potassique/quartz varie de 0,25 (roche-mère) à 0,15 (sols et berges). Seuls les plagioclases sont représentés dans les matériaux du charriage de fond de l'amont et le rapport (en poids) plagioclase/quartz de l'apport solide total ne s'élève qu'à 0,035.

Deux formations ont été distinguées à l'amont : le socle cristallin et le continental terminal. Toutes deux contiennent des feldspaths potassiques. L'érosion du socle cristallin entièrement recouvert d'un manteau d'altération latéritique ne peut alimenter le charriage de fond en feldspaths potassiques. En revanche, les formations gréseuses du continental terminal, ne subissent qu'une altération chimique ménagée et sont soumises à une intense érosion mécanique. Elles seraient donc susceptibles de fournir du quartz et des feldspaths dans des proportions à peu près identiques à celles observées dans les dépôts de la plaine.

Peu d'informations ont pu être recueillies sur l'importance et la nature minéralogique des matériaux acheminés au fond du lit des fleuves. Dans l'état de nos connaissances, on peut seulement affirmer que les dépôts des plaines centrales, supposés quaternaires, ne sont pas directement issus de l'érosion du manteau d'altération latéritique qui à l'heure actuelle, recouvre les formations du socle cristallin.

B- NATURE ET COMPOSITION DES ARGILES

La répartition et la nature des principaux minéraux argileux dans la toposéquence de Mindéra ont été précisées par PAQUET (1969) et BOCQUIER (1971). Le taux d'argile dans le matériel originel est de 15 % : la kaolinite (9 %) et la montmorillonite (5,7 %), cohabitent en présence de quantités négligeables d'illite (0,3 %). Dans les sols, la teneur en argile varie de 5,3 % à 10,5 % entre l'amont et l'aval de la séquence (BOCQUIER, 1971). Pour la totalité des sols de Mindéra, le taux moyen d'argile (14 %) reste très voisin de celui observé dans le matériel originel sous-jacent, résultat qui n'est pas sans rapport avec la limite arbitraire fixée à l'extension des vertisols à l'aval de la séquence. L'illite n'apparaît qu'à l'état de traces dans cette fraction argileuse dominée par la présence de montmorillonite (6,5 % du sol total) et de kaolinite (6,2 % du sol total) (KARPOFF, 1973). Si la kaolinite est prédominante dans les sols lessivés de l'amont, elle se maintient aussi et s'accumule avec la montmorillonite jusque dans les vertisols.

C- BILAN GEOCHIMIQUE DES PLAINES CENTRALES

En première approximation, la composition chimique de la montmorillonite dans la roche-mère et dans les sols est considérée comme constante (KARPOFF, 1973) et sa formule structurale moyenne établie à partir des analyses présentées par PAQUET (1969) et KARPOFF (1973) est la suivante :

$$(Si_{3,733}\ Al_{0,267})\ (Al_{1,327}\ Fe_{0,50}\ Mg_{0,26})\ O_{10}\ (OH)_2\ Ca_{0,133}$$

Par la réaction de transformation :

0,797 kaolinite + 0,50 goethite + 0,133 Ca^{2+} + 0,26 Mg^{2+} + 2,139 H_4SiO_4 $\rightleftarrows$ 1 mole de montmorillonite + 4,729 H_2O + 0,786 H^+, on aboutit à la formation de montmorillonite caractérisée par un rapport moléculaire Fe/Al = 0,5/1,594 = 0,314.

Pour conserver le rapport initial trouvé dans les matériaux en suspension issus de l'érosion du bassin amont (Fe/Al = 0,151), il faut qu'en présence de 1 mole de montmorillonite formée coexiste x mole de kaolinite non "montmorillonitisée". La valeur de x se détermine par l'équation :

$$Fe/Al = \frac{0,50}{1,594 + 2\ x} = 0,151 \rightarrow x = 0,858 \text{ mole}$$

On aboutit ainsi, par transformation de minéraux initiaux en minéraux formés (en moles) à l'égalité :

1,655 kaolinite + 0,50 goethite = 0,858 kaolinite + 1,0 montmorillonite

(Fe/Al = 0,151) (Fe/Al = 0,151)

Les poids moléculaires de la goethite, de la kaolinite et de la montmorillonite étant respectivement de 89, 258 et 382 grammes, les rapports de poids entre les différents minéraux sont les suivants :

minéraux initiaux : goethite/kaolinite = 0,105
mélange final : kaolinite/montmorillonite = 0,580

Le rapport de poids entre la goethite et la kaolinite est celui (tableau LIX, colonnes 1 et 2) qui caractérise les sols de l'amont et les matériaux en suspension (hypothèse initiale). Le rapport de poids entre la quantité de kaolinite "préservée" et la quantité de montmorillonite formée (0,6 environ) est aussi celui des matériaux de la partie aval de la séquence de Mindéra,et en particulier des vertisols (PAQUET, 1969 ; BOCQUIER, 1971 ; KARPOFF, 1973). Le rapport kaolinite/montmorillonite est plus élevé dans les matériaux des sols lessivés et dans la roche-mère de Mindéra,ainsi que dans les sédiments des berges du Chari et du Logone (tableau LIX, colonnes 3,4 et 5). Dans ces formations on note la présence d'un excès de fer non silicaté (BOCQUIER, 1971 ; KARPOFF, 1973) ce qui explique que la réaction : kaolinite + goethite → kaolinite + montmorillonite n'y soit pas complète.

En fin de compte, il est intéressant de noter que le rapport Fe/Al des roches du socle cristallin de l'amont se retrouve aussi bien dans les latérites du bassin amont, dans les suspensions véhiculées par les fleuves,et également dans la fraction argileuse des dépôts sédimentaires et des sols de la plaine alluviale.

Ainsi on est autorisé à établir les éléments du bilan suivant :

La formation d'une mole (382 grammes) de montmorillonite

- nécessite 0,797 mole (206 grammes) de kaolinite
- utilise 0,500 mole (44,5 grammes) de goethite
- préserve 0,858 mole (221 grammes) de kaolinite
- consomme à partir de la solution :

  0,133 mole (7,5 grammes) de calcium
  0,260 mole (10,5 grammes) de magnésium
  1,139 moles (128,5 grammes) de silice (SiO_2)

- s'accompagne également de la formation concomittante de 0,480 mmole (soit 48 grammes) de calcite.

II – NATURE ET COMPOSITION DES SÉDIMENTS DU FOND DU LAC

A- LOCALISATION GEOGRAPHIQUE

Deux types de formations sédimentaires ont été reconnus par BOUCHARDEAU et LEFEVRE (1957), GUICHARD (1957), PIAS (1962, 1968) et DUPONT (1967a,1970) dans les dépôts récents qui occupent le fond du lac.

Le niveau inférieur de ces sédiments superficiels est constitué d'un matériau sableux d'origine éolienne. Disposé en cordons dunaires, il marque de façon inégale la cuvette lacustre apparaissant localement en surface et constituant la majeure partie des hauts-fonds.

Cet ancien modelé dunaire envahi par les eaux lacustres,a été recouvert de vases récentes formées essentiellement d'argiles, de sables et de pseudo-sables (fig. 41), DUPONT (1970), CARMOUZE, (1976).

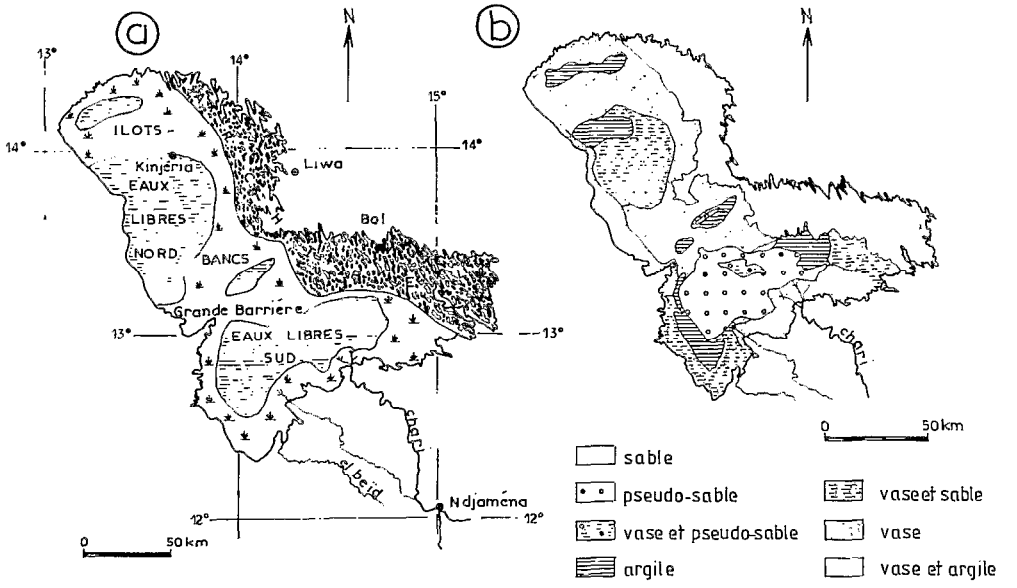


Fig. 41 - a) Les grandes régions naturelles du lac Tchad
b) Nature des fonds du lac.

La vase, décelée dans 52 % des sondages, constitue le matériau le plus abondant. Elle se présente sous la forme de suspensions homogènes ou parfois de gros flocons dans les régions de fortes salinités. Son épaisseur n'est habituellement que de quelques dizaines de centimètres mais peut localement dépasser le mètre. La fraction minérale (80 % du poids sec), se répartit en trois lots granulométriques (argile, limon et sable) de même importance. La fraction organique représente en moyenne 13 % en poids de l'échantillon sec, mais ce taux peut atteindre 30 % dans les faciès les plus tourbeux.

L'argile, présente dans 22 % des sondages, est surtout localisée dans les paysages d'eaux libres dépourvus de végétation émergeante. Le matériel originel est une argile molle qui s'organise lorsque la lame d'eau se réduit, en argile structurée sous l'effet du développement racinaire des végétaux, ou en argile granulaire dans les zones venues à l'émersion (DUPONT, 1970). Dans tous les faciès, la fraction minérale renferme plus de 50 % d'argile et comprend de 10 à 40 % de limons et de 10 à 20 % de sables. La matière organique représente en moyenne de 3 à 4 % du poids de l'échantillon sec.

Les fonds de sable sont peu importants et n'ont été identifiés que dans 14 % des sondages. Ils apparaissent le long de la rive nigériane et au niveau du delta. La majeure partie de ces sables sont d'origine éolienne ; ce sont ceux de l'ancien erg envahi par les eaux lacustres. Le second lot de granulométrie plus fine correspond aux apports fluviatiles.

Les pseudo-sables décrits par GUICHARD (1957) ont été trouvés dans 12 % des sondages. Ils sont localisés en bancs de 5 à 15 centimètres d'épaisseur entre la zone péri-deltaïque et la Grande Barrière. Il s'agit de granules parfaitement individualisés dont le faciès évolue depuis un matériau de couleur noire à surface lisse et de forme ovoïde, vers des grains de couleur plus claire de forme irrégulière et plus friable (CARMOUZE, 1976).

Signalons enfin, la présence de carbonates (jusqu'à 10 % du poids sec de l'échantillon) sous formes d'encroûtements blanchâtres à la surface de blocs, et de granules d'argiles dans les sédiments situés à proximité des côtes septentrionales.

B- EPAISSEUR DES SEDIMENTS

Le dépôt de ces sédiments holocènes s'est réalisé en moulant les irrégularités du relief préexistant, et s'est traduit par l'accumulation de matériaux dans les couloirs interdunaires et par un alluvionnement très réduit au sommet des crêtes sableuses.

L'analyse géométrique de l'ancien paysage dunaire, qui correspond à l'erg du Kanem, pourrait fournir une estimation de l'épaisseur moyenne des sédiments. En fait, cet erg s'avère un outil peu commode par la complexité de son modelé et peu précis à la suite des remaniements dont il a été l'objet depuis son ennoiement partiel.

DUPONT (1967), souligne la présence constante, au-dessus des sables du paléo-relief dunaire, d'un niveau d'argile gris-bleu lui-même surmonté par 50 centimètres d'un matériau hétérogène constitué de sables,d'argiles et de vases. L'épaisseur de ce niveau de base est variable, des sondages dans les polders et les dépressions interdunaires l'ont traversé sur des hauteurs de 12 à 13 mètres (GUICHARD, 1957 ; DIELEMAN et RIDDER,1963 ; DUPONT et FRAQUET, 1972 ; CHEVERRY, 1973). En tenant compte de l'inclinaison des biseaux de sédimentation en bordure des îles et de quelques données morphologiques (DUPONT, 1967), on peut évaluer de façon très approximative et, pour l'ensemble du lac une épaisseur moyenne des sédiments de l'ordre de 4 à 5 mètres.

C- COMPOSITION CHIMIQUE ET MINERALOGIQUE (DUPONT ET FRAQUET, 1972 ; CHEVERRY, 1973 ; CARMOUZE, 1976).

1. Composition chimique des sédiments

La composition chimique des sédiments de surface dans le lac est dans l'ensemble homogène (tableau LX). La différenciation en trois grandes régions (cuvette sud, zone médiane de part et d'autre de la Grande Barrière et cuvette nord) permet cependant d'observer la nette diminution des teneurs en fer et l'enrichissement marqué des sédiments en magnésium et en calcium au fur et à mesure que l'on s'éloigne du delta.

Tableau LX

Composition chimique des dépôts de la plaine (sédiment superficiel et sol total de Mindéra), des matières en suspension livrées au lac, des sédiments du lac.

Eléments	Dépôts des plaines alluviales (< 2 µ)		Suspensions fluviatiles (apports au lac)	Sédiments du lac Tchad			
	Horizons superficiels	Sol de Mindéra		Cuvette sud	Zone médiane	Cuvette nord	Moyen
SiO_2	46,1	51,98	49,0	51,87	55,06	48,58	51,19
Al_2O_3	27,01	26,55	24,21	11,08	16,16	13,19	12,94
Fe_2O_3	7,59	6,21	8,52	9,67	7,85	5,88	7,79
TiO_2	1,46	1,66	1,32	0,78	0,84	0,58	0,71
MgO	0,78	0,51	0,62	1,02	0,99	1,86	1,35
CaO	0,72	0,17	0,25	1,08	0,83	3,66	2,06
Na_2O	0,10	0,40	0,29	0,32	0,33	0,44	0,37
K_2O	0,85	1,97	1,45	1,17	1,31	1,14	1,21
Perte à 1000°C	14,98	10,47	14,30	22,93	16,63	24,76	22,40

Les teneurs en fer, en silice, en sodium et en potassium sont analogues dans le sédiment moyen, les apports fluviatiles et les sols des plaines centrales. Le sédiment est plus riche en magnésium et en calcium, mais les différences les plus significatives entre sol et sédiment concernent les taux d'alumine (13 % dans le sédiment et de 24 à 27 % dans les sols) et les valeurs de la perte au feu (22 % dans le sédiment et de 14 à 15 % dans les sols).

Le rapport moléculaire Fe/Al est de 0,221 dans les matières en suspension de l'aval. Il est plus élevé que dans celles issues des bassins de l'amont (0,151), et ce résultat est lié à la présence de montmorillonite dans les matériaux livrés aux fleuves par l'érosion des berges. Le rapport moléculaire Fe/Al est de 0,384 dans le sédiment moyen. Il est nettement plus élevé (0,556) dans la cuvette sud (avec des valeurs extrêmes de 3,9 dans la zone deltaïque) puis diminue dans la partie médiane (0,310) et dans la cuvette nord (0,284). Dans tous les cas le rapport Fe/Al est toujours plus important dans les sédiments que dans les matières en suspension acheminées par les fleuves. Ceci correspond, dans le delta, à l'accumulation d'oolithes et de pseudo-oolithes ferrugineux (DUPONT, 1967a ; DUPONT et LEMOALLE, 1972) et probablement dans les autres régions du lac à un processus d'enrichissement en fer des niveaux superficiels au détriment des sédiments profonds.

2. Composition Minéralogique

Les sédiments du lac sont constitués de kaolinite, de montmorillonite, d'illite, de quartz et de feldspaths potassiques. Les produits amorphes sont présents en faibles quantités et on observe plus localement de la goethite (delta), de la calcite (régions septentrionales) et très rarement de l'attapulgite toujours à l'état de traces. Les proportions respectives des divers constituants varient mais, on note partout, la prépondérance très nette de la montmorillonite (DUPONT, 1972 ; CHEVERRY, 1973 ; ROCHE, 1973 ; SERVANT, 1973 ; CARMOUZE, 1976).

La teneur moyenne en kaolinite du sédiment est de 33 % (tableau LXI). Ce minéral est mieux représenté dans les cuvettes sud et nord, les taux sont inférieurs à 25 % dans la zone médiane.

La teneur moyenne en montmorillonite est de 26 %. Elle est abondante dans les sédiments des régions sud et centrale , avec des taux très importants (jusqu'à 48 %) dans les secteurs où sont localisés les pseudo-sables. En revanche, les sédiments de la cuvette nord sont pauvres (20 %) en montmorillonite avec des teneurs inférieures à 9 % dans les eaux libres situées à proximité des côtes nigériennes. Selon CARMOUZE (1976) ces variations locales des teneurs en argiles gonflantes seraient dûes à l'importance relative dans le sédiment des smectites d'origine allochtone (héritées des berges des fleuves) et des smectites d'origine autochtone, néoformées dans le milieu lacustre avant l'enfouissement des matériaux. Cet auteur distingue trois types de smectites de néoformation :

- la smectite des pseudo-sables est une *nontronite* de formule structurale $Ca_{0,24}(Si_{3,83}\ Al_{0,06}\ Fe_{0,11})\ (Fe_{1,76}\ Mg_{0,20})\ O_{10}\ (OH)_2$. Elle est associée dans les oolithes ferrugineux à de la goethite et à des quantités moins importantes de kaolinite et de calcite (DUPONT et LEMOALLE, 1972) ;

- la smectite de la zone médiane est une *montmorillonite ferrifère* dont la formule structurale simplifiée est la suivante : $Ca_{0,145}(Si_{4,0})\ (Al_{1,32}Fe_{0,46}\ Mg_{0,18})\ O_{10}\ (OH)_2$;

- la smectite néoformée dans les sédiments de la zone nord est une *montmorillonite magnésienne* de formule structurale : $Ca_{0,23}\ (Si_{4,0})\ (Al_{0,24}\ Fe_{0,28}\ Mg_{1,99})\ O_{10}\ (OH)_2$. Sa composition chimique est très voisine de celle de la phyllite magnésienne $Ca_{0,095}\ (Si_{4,0})\ (Al_{0,51}\ Fe_{0,16}\ Mg_{1,90})\ O_{10}\ (OH)_2$ reconnue par CHEVERRY (1973), TARDY *et al.* (1974) dans les horizons très salés de surface des sols de la "voie alcaline".

Le sédiment superficiel contient en moyenne 10 % d'illite. Ce taux est très voisin de celui qui caractérise les matières en suspensions (13,7 %), la moitié des édifices interstratifiés ayant été comptée comme illite.

Les teneurs en quartz et en feldspaths sont analogues dans le sédiment et dans les matières en suspension livrées par le Chari (tableau LXI). Les teneurs plus élevées dans les zones sud et médianes correspondent vraisemblablement à l'échantillonnage des bancs dunaires de l'erg sous-jacent ou au simple tri mécanique exercé sur l'apport fluviatile par l'action des courants.

La goethite est essentiellement localisée à proximité du delta, là où abondent, comme l'a souligné GUICHARD (1957) les pseudo-sables ferrugineux. La teneur moyenne dans le sédiment et de 1,7 %.

Les constituants à l'état amorphe représentent 8 % du sédiment moyen. La silice amorphe (6,1 %) est nettement dominante et sa formation apparaît plus spécifique à la zone nord, ou des teneurs supérieures à 12 % ont été observées.

La calcite est surtout abondante dans les sédiments de la cuvette nord (des teneurs supérieures à 30 % ont été relevées en bordure des côtes). Pour l'ensemble du lac la teneur est comprise entre 3 et 4 %.

Tableau LXI

Composition minéralogique (exprimée en % pondéral) des matières en suspension et des sédiments du lac (après correction de la perte au feu, CARMOUZE, 1976). (*) y compris les interstratifiés partagés équitablement entre l'illite et la montmorillonite

Constituants	Matières en suspension (delta du Chari)	Sédiments du lac			Moyen
		Cuvette sud	zone médiane	Cuvette nord	
Kaolinite	48,5	35,1	24,2	35,1	33,1
Montmorillonite	14,2*	28,9	31,6	20,4	26,1
Illite et Interstratifés	13,7*	8,6	12,0	10,0	9,8
Quartz	11,7	14,0	16,0	12,7	13,9
Feldspaths	5,2	6,2	7,0	3,7	5,3
Goethite	3,1	{ 1,8	{ 3,3	{ 0,9	{ 1,7
Produits amorphes Fe_2O_3	2,4				
Produits amorphes Al_2O_3	0,7	0,4	0,2	0,2	0,3
Produits amorphes SiO_2	0,4	5,0	5,7	7,4	6,1
Calcite	0	traces	traces	9,8	3,7

L'étude de la composition chimique et minéralogique des sédiments lacustres met en évidence l'opposition très nette entre le domaine d'altération qui livre des matériaux à dominante kaolinique, et le domaine de sédimentation à montmorillonite. Dans ce domaine de sédimentation les caractères distinctifs entre les milieux sud et nord sont soulignés par la présence au sud, de goethite, de nontronite et de montmorillonite ferri-magnésienne, au nord, de montmorillonite magnésienne, de silice amorphe et de calcite.

D- BILAN GEOCHIMIQUE DES SEDIMENTS DU LAC

En se référant aux seules analyses disponibles des sédiments (CARMOUZE, 1976), on remarque que les rapports Fe/Al vont en décroissant du sud vers le nord. Ceci est tout d'abord lié à la présence d'oolithes ferrugineux dans la zone du delta. Mais la valeur moyenne de ce rapport (0.384) est beaucoup plus importante que celle qui caractérise les matières en suspension du Chari (0,221). En faisant l'hypothèse que le sédiment superficiel est préférentiellement enrichi en fer par une succession de mécanismes d'oxydo-réduction, on peut alors établir de façon approximative le bilan géochimique des sédiments du lac.

1. La montmorillonite des matières en suspension et du sédiment

En première approximation, on considère que la montmorillonite héritée des berges des fleuves est analogue à celle des vertisols de Mindéra, et que la montmorillonite du sédiment est une montmorillonite moyenne entre celles définies par CARMOUZE (1976).

Leurs formules structurales respectives sont les suivantes :

- montmorillonite des matières en suspension (poids moléculaire : 382)

  $Ca_{0,133}\ (Si_{3,733}\ Al_{0,267})\ (Al_{1,327}\ Fe_{0,50}\ Mg_{0,26})\ O_{10}(OH)_2$

  rapport moléculaire Fe/Al = 0,314

- montmorillonite moyenne du sédiment (poids moléculaire : 388)

  $Ca_{0,16}\ (Si_{3,84}\ Al_{0,16})\ (Al_{0,90}\ Fe_{0,66}\ Mg_{0,58})\ O_{10}(OH)_2$

  rapport moléculaire Fe/Al = 0,623

2. Le bilan de l'aluminium

La charge solide des eaux du Chari au delta est de 76 mg/l. On déduit des proportions respectives des minéraux dans les matières en suspension (tableau LXI) que chaque litre d'eau achemine vers le lac :

	Minéraux	moles Al	moles Fe
$- 1,429 . 10^{-4}$	mole de kaolinite	$2,8580.10^{-4}$	-
$- 0,283 . 10^{-4}$	mole de montmorillonite	$0,4511 . 10^{-4}$	$0,141 . 10^{-4}$
$- 0,052 . 10^{-4}$	mole d'Al_2O_3 amorphe	$0,1040.10^{-4}$	-
$- 0,265 . 10^{-4}$	mole de goethite	-	$0,265 . 10^{-4}$
$- 0,114 . 10^{-4}$	mole de Fe_2O_3 amorphe	-	$0,228 . 10^{-4}$
$- 0,051 . 10^{-4}$	mole de SiO_2 amorphe	-	-
		$3.4131 . 10^{-4}$	$0,634 . 10^{-4}$

Ce mélange de minéraux correspond à l'apport par unité de volume de $3,4131 . 10^{-4}$ mole d'aluminium.

Or, 100 grammes de sédiment contiennent, d'après les pourcentages respectifs des différents constituants (tableau LXI), et leurs volumes molaires, 0,1283 mole de kaolinite, 0,0673 mole de montmorillonite, 0,0029 mole d'alumine amorphe, 0,0096 mole de goethite, 0,0053 mole de fer amorphe, 0,101 mole de silice amorphe et 0,037 mole de calcite. Ce mélange molaire de minéraux contient 0,3337 moles d'aluminium (0,2566 kaolinite + 0,0713 montmorillonite + 0,0058 alumine amorphe).

En supposant que les quantités de feldspaths et d'illite sont conservées,et en utilisant un raisonnement à aluminium constant, on calcule que $3,4131 . 10^{-4}$ mole d'aluminium correspondent dans le sédiment à :

	Minéraux	moles (Al)	moles (Fe)
$- 1,3119 . 10^{-4}$	mole de kaolinite	$2,6238 . 10^{-4}$	-
$- 0,6879 . 10^{-4}$	mole de montmorillonite	$0,7291 . 10^{-4}$	0,4540
$- 0,0301 . 10^{-4}$	mole d'alumine amorphe	0,0602	-
$- 0,0977 . 10^{-4}$	mole de goethite	-	0,0977
$- 0,0543 . 10^{-4}$	mole de fer amorphe	-	0,1086
$- 1,0379 . 10^{-4}$	mole de silice amorphe	-	-
$- 0,3784 . 10^{-4}$	mole de calcite	-	-
		$3,4131 . 10^{-4}$	$0,6603 . 10^{-4}$

Les quantités molaires d'aluminium sont bien analogues dans les deux cas. La quantité de fer est plus importante dans le sédiment que dans les matières en suspension apportées au lac. L'enrichissement en fer du matériau déposé est de 4 %,et il a été attribué à des processus de concentration en fer dans les horizons superficiels au détriment des sédiments profonds.

3. Bilan géochimique du lac (sédiment et solution)

Le bilan de la formation du sédiment à partir de l'héritage argileux des bassins de l'amont peut alors se résumer par les termes de l'équation générale :

Matières en suspension + solution → sédiment

et en exprimant les résultats en moles :

Matières en suspension [kaolinite : 1,429 $Al_2 Si_2 O_5 (OH)_4$; montmorillonite : 0,283 $Ca_{0,133}(Si_{3,733} Al_{0,267})(Al_{1,327} Fe_{0,50} Mg_{0,26}) O_{10}(OH)_2$; alumine amorphe : 0,052 Al_2O_3 ; goethite : 0,265 Fe O (OH) ; fer amorphe : 0,114 Fe_2O_3 ; silice amorphe : 0,051 SiO_2] + Solution [2,338 H_4SiO_4 ; 0,451 Ca^{2+} ; 0,325 Mg^{2+} ; 0,378 CO_2]

+ Contribution des sédiments profonds : 0,026 FeO(OH) ⟶

kaolinite	: 1,312	$Al_2 Si_2 O_5 (OH)_4$	
montmorillonite	: 0,688	$Ca_{0,16} (Si_{3,84} Al_{0,16})(Al_{0,90} Fe_{0,66} Mg_{0,58}) O_{10} (OH)_2$	+ 3,825 H_2O
alumine amorphe	: 0,0301	Al_2O_3	+ 1,553 H^+
goethite	: 0,0977	Fe O(OH)	
fer amorphe	: 0,0543	Fe_2O_3	
silice amorphe	: 1,0379	SiO_2	
calcite	: 0,378	CO_3Ca	

La formation de sédiment

- se traduit par une diminution de 8 % de la kaolinite, de 40 % et de la moitié des formes amorphes d'alumine et de fer, et de 60 % de la goethite qui participent à l'élaboration de la montmorillonite néoformée ;
- consomme dans les eaux du lac de la silice, du calcium, du magnésium et du gaz carbonique. Une partie de la silice est incorporée dans la silice amorphe, une partie du calcium se dépose sous forme de calcite. La fraction restante de silice, de calcium et la totalité du magnésium précipitent avec la montmorillonite néoformée ;
- libère des ions H^+ dans la solution et contribue donc à faire l'augmentation progressive du pH des eaux du lac.

III – ÉVOLUTION DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX DANS LES PLAINES CENTRALES ET LE LAC

A- LES DIFFERENTS MILIEUX

On distinguera successivement les eaux libres , les eaux de nappe dans les plaines centrales, les eaux interstitielles des sédiments lacustres et le cas particulier constitué par les eaux au contact de vertisols.

1. Les eaux libres

Les deux itinéraires empruntés par l'eau des fleuves dans la partie aval des bassins (lit majeur et plaines d'inondation) amènent à différencier trois types d'eaux de surface.

- Les *eaux de débordement* en transit dans les plaines correspondent aux eaux météoriques et aux eaux de crue du Logone et du Chari. Ces eaux,qui ne séjournent que temporairement dans les zones déprimées,regagnent le lac soit par l'intermédiaire des grands axes d'écoulement, soit directement en aboutissant au delta de l'El Beïd. Toutes ces eaux se caractérisent par la brièveté de leur temps de contact avec le sol sous-jacent.

- Les *eaux des mares résiduelles* sont localisées dans les dépressions inondées. Elles constituent le volant d'eau conservé dans les plaines lorsque celles-ci se déconnectent et s'isolent du fleuve au cours de la décrue. Elles évoluent au contact des sols où des matériaux solides apportés par les fleuves, jusqu'à la reprise des écoulements de la crue suivante ou, disparaissent lorsque les mares s'assèchent.

- Les *eaux du lac Tchad* sont les mieux connues après les nombreuses campagnes de prélèvement entreprises depuis les premières mesures de salinité réalisées par TILHO (1910). Le regroupement des données analytiques a été effectué en distinguant les eaux des cuvettes sud et nord.

2. Les eaux de nappe

L'étude des eaux de nappe a été réalisée au niveau des trois grandes formations géologiques : le socle cristallin, le continental terminal et les alluvions quaternaires

- Les *nappes du socle cristallin :* Les eaux ont été prélevées, en saison sèche, au niveau des arènes de roches granitiques et d'amphibolites.

- *Les nappes des formations gréseuses du continental terminal* se situent à une altitude moyenne de 350 mètres. Les nappes profondes (40 mètres) caractéristiques des *sols ferrallitiques* ont été distinguées des nappes plus proches de la surface (de 10 à 15 mètres) plus spécifiques aux *sols ferrugineux tropicaux*.

- *Les nappes des alluvions quaternaires* ont été rassemblées en trois groupes en tenant compte de leur position topographique d'une part et de la nature des sols, d'autre part. Le premier groupe réunit *les nappes* de la zone de raccordement entre les plateaux gréseux et la plaine ; les sols évoluent des *sols ferrugineux tropicaux* lessivés aux sols hydromorphes. Le second groupe occupe la majeure partie des plaines centrales et les *sols hydromorphes*. Enfin, le dernier groupe caractérise les nappes des plaines d'inondation et en particulier la zone d'extension *des vertisols* dans les Yaérés.

Dans le lac, les quelques données chimiques sur les eaux interstitielles présentées par CARMOUZE (1976) ont été complétées par l'étude des eaux de la nappe située à faible profondeur (0,40-0,50 m) *dans les sédiments*. Cet échantillonnage ayant été rendu possible par l'important retrait des eaux de la cuvette nord à la suite de la récente sécheresse au Sahel.

3. Les eaux de vertisols

L'échantillonnage de ces eaux est difficile dans le milieu naturel. Les quelques analyses disponibles concernent les vertisols décrits dans la zone amont par BOULVERT (1967) et KARPOFF (1975).

Afin de pallier le manque de données, quelques prélèvements de terre d'horizons caractéristiques de vertisols, ont été placés dans des boîtes hermétiques au contact d'eau du Chari. Cette expérience réalisée en laboratoire, à l'abri de la lumière, a été poursuivie pendant trois mois (durée de la période d'inondation dans les plaines) et les eaux analysées après filtration.

B- EVOLUTION DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX

1. Les eaux libres

Toutes les eaux de surface ont été classées en fonction de la valeur du rapport Na_i/Na_f entre la teneur en sodium de l'échantillon i et la concentration en sodium (0,123 mg/l) des eaux de crue des fleuves. La composition chimique de quelques eaux représentatives a ensuite été établie pour les différents milieux (tableau LXII).

Quel que soit le groupe considéré, les teneurs en sodium (qui servent au calcul du facteur de concentration), en potassium , en chlore et en sulfate augmentent linéairement avec le facteur de concentration. On remarque cependant (fig. 42) l'augmentation relative plus élevée des teneurs en potassium dans les eaux des mares résiduelles (eaux 7 et 8), et au contraire plus réduite pour les eaux du lac (eaux 18, 19 et 20) dans le domaine des fortes salinités.

a) Les eaux de débordement dans les plaines d'inondation (eaux du Logone et du Chari, eaux de l'El Beid).

L'évolution de la composition chimique des eaux de crue, qui submergent les plaines d'inondation avant d'être acheminées vers le lac par l'El Beïd, est illustrée par la figure 43.

Le facteur de concentration moyen est de 3,6. Des salinités 10 fois supérieures à celles des eaux déversées ont cependant été observées dans les mares qui s'individualisent dans le lit de l'El Beid au cours du tarissement.

Les premières étapes de l'évolution des solutions sont marquées par l'augmentation linéaire avec le facteur de concentration, des concentrations de tous les éléments et par l'augmentation régulière du pH.

A partir d'un facteur de concentration de 1,4 la courbe de la silice s'infléchit. La teneur augmente régulièrement puis se stabilise à 35 mg/l. La courbe présente alors un palier pour des facteurs de concentration allant de 4 à 6, puis les concentrations diminuent de nouveau légèrement.

La teneur en calcium croît moins rapidement à partir d'un facteur de concentration ce 2,5. Simultanément la courbe de l'alcalinité s'incurve, alors que le pH atteint la valeur maximum de 7,6. Au delà, la concentration en calcium reste constante (9 mg/l), l'alcalinité augmente progressivement ; le pH diminue jusqu'à une valeur de 7,1-7,2, puis croît de nouveau pour des facteurs de concentration supérieurs à 6,5.

La courbe du magnésium s'infléchit plus tardivement (facteur de concentration de 4) que celle

Tableau LXII

Compositions chimiques de quelques eaux de surface caractéristiques des plaines d'inondation et du lac Tchad (en mmoles/l). Les facteurs de concentration correspondent au rapport Nai/Nafleuve.

Types d'eaux	N°	Facteur de concentration	pH	Na	K	Ca	Mg	SO_4	Cl	Alcalinité	SiO_2	log pCO_2	log $[H_4SiO_4]$	log $\frac{[Mg^{2+}]}{[H^+]^2}$	log $\frac{[Ca^{2+}]}{[H^+]^2}$
Eaux de déversement dans les plaines d'inondation	1	1,0	6,80	0,123	0,042	0,091	0,065	-	-	0,478	0,329	- 2,324	- 3,483	9,36	9,51
	2	1,8	7,20	0,197	0,080	0,183	0,092	0,015	0,020	0,777	0,427	- 2,519	- 3,371	10,30	10,59
	3	2,6	7,65	0,314	0,106	0,206	0,184	-	-	1,146	0,513	- 2,807	- 3,294	11,49	11,53
	4	5,0	7,30	0,619	0,180	0,217	0,156	-	-	1,416	0,637	- 2,364	- 3,198	10,71	10,84
	5	7,8	7,60	0,965	0,306	0,250	0,203	-	-	2,178	0,497	- 2,482	- 3,308	11,41	11,49
Eaux des mares résiduelles	6	1,6	7,45	0,190	0,069	0,297	0,158	-	-	1,098	0,410	- 2,624	- 3,390	11,02	11,29
	7	4,5	7,25	0,548	0,322	0,544	0,361	0,195	0,102	2,405	0,732	- 2,094	- 3,137	10,93	11,10
	8	8,4	7,30	1,035	0,467	0,320	0,377	-	-	2,529	0,723	- 2,120	- 3,143	11,06	10,98
Eaux du Lac Sud	14	1,1	7,40	0,141	0,060	0,126	0,099	0,010	0,020	0,626	0,385	- 2,812	- 3,417	10,74	10,84
	15	2,0	7,60	0,248	0,088	0,197	0,145	0,020	0,030	0,967	0,455	- 2,829	- 3,346	11,29	11,42
	16	3,7	7,85	0,457	0,121	0,248	0,189	0,015	0,035	1,499	0,545	- 2,871	- 3,271	11,87	11,98
	moyenne	2,8	7,60	0,353	0,111	0,206	0,152	0,015	0,030	1,150	0,593	- 2,755	- 3,231	11,30	11,43
Nord	17	10,6	8,45	1,303	0,364	0,502	0,448	0,070	0,135	3,478	0,746	- 3,618	- 3,156	13,39	13,44
	18	24,7	8,90	3,032	0,775	0,823	0,821	0,160	0,310	7,517	0,932	- 3,358	- 3,108	14,41	14,44
	19	37,9	8,70	4,668	0,891	0,720	0,725	0,210	0,420	7,779	0,566	- 3,107	- 3,298	13,99	13,99
	20	130,4	8,85	16,039	2,294	0,409	0,845	0,887	0,730	18,380	0,496	- 2,913	- 3,378	14,15	13,87
	moyenne	16,7	8,75	2,060	0,605	0,852	0,702	0,090	0,150	5,630	0,879	- 3,306	- 3,112	14,11	14,21
Eau moyenne du lac		12	8,15	1,460	0,432	0,625	0,480	0,050	0,080	3,950	0,780	- 2,799	- 3,123	12,83	12,94

Tableau LXIII

Compositions chimiques de quelques eaux de nappe et des eaux interstitielles des sédiments (mmoles/l). Les écarts-types calculés pour les eaux des plaines centrales sont donnés entre ( ).

Localisation des nappes	N°	pH	Na	K	Ca	Mg	Cl^-	SO_4	Alcalin	SiO_2	log pCO_2	log $[H_4SiO_4]$	log $\frac{[Mg^{2+}]}{[H^+]^2}$	log $\frac{[Ca^{2+}]}{[H^+]^2}$
Socle cristallin														
a) arènes granitiques	21	6,3	0,134	0,077	0,087	0,022	0,043	-	0,380	0,347	- 1,922	- 3,460	7,897	8,492
b) arènes amphibolitiques	22	7,5	0,638	0,032	0,418	1,022	0,064	-	3,506	0,894	- 2,188	- 3,052	11,876	11,474
Continental terminal														
a) sols ferrallitiques	23	6,0	0,079	0,054	0,087	0,032	0,030	-	0,330	0,336	- 1,682	- 3,474	7,461	7,894
b) sols ferrugineux tropicaux	24	6,0	0,082	0,050	0,063	0,047	0,024	-	0,324	0,312	- 1,689	- 3,506	7,630	7,755
Alluvions des plaines centrales (sols dominants)														
a) ferrugineux tropicaux	25	6,4 (0,3)	0,196 (0,137)	0,108 (0,130)	0,235 (0,170)	0,097 (0,072)	0,075 (0,060)	-	0,840 (0,54)	0,550 (0,26)	- 1,685	- 3,259	8,717	9,097
b) hydromorphes	26	7,0 (0,5)	0,660 (0,450)	0,115 (0,077)	0,625 (0,650)	0,215 (0,175)	0,066 (0,074)	-	2,396 (2,17)	0,950 (0,42)	- 1,843	- 3,023	10,224	10,677
c) hydromorphes et vertisols à proximité du lit de l'El Beïd	27	7,45 (0,6)	1,240 (0,370)	1,310 (1,280)	1,140 (0,690)	0,500 (0,350)	0,270 (0,250)	0,420 (0,390)	4,454 (2,39)	0,830 (0,202)	- 2,041	- 3,084	11,429	11,768
	28	7,70 (0,5	1,520 (0,500)	0,760 (0,630)	1,250 (0,510)	0,760 (0,360)	0,120 (0,130)	0,250 (0,270)	5,290 (1,80)	1,048 (0,183)	- 2,223	- 2,985	12,107	12,304
d) nappes sous les vertisols	29	7,20 (0,6)	1,150 (0,560)	0,610 (0,360)	2,220 (0,440)	0,950 (0,250)	0,210 (0,140)	0,093 (0,017)	7,550 (1,08)	0,860 (0,140)	- 1,573	- 3,067	11,190	11,531
Lac Tchad														
a) eaux interstitielles (CARMOUZE, 1976)														
- sédiments à oolithes ferrugineux et nontronites	30	7,0	0,350	0,110	0,400	0,365	-	-	(1,99)	0,465	- 1,92	- 3,334	10,463	10,493
- sédiments à smectite-Mg	31	7,85	5,800	n.d.	1,730	2,520	-	-	16,20	1,810	- 1,918	- 2,750	12,837	12,636
b) nappe des sédiments de la cuvette nord (Kindjéria)	32	7,3	3,878	0,875	3,217	2,442	0,435	0,100	15,48	1,294	- 1,433	- 2,891	11,837	11,911

du calcium. Cette diminution correspond sensiblement au palier de la silice, mais contrairement à cet élément, les teneurs en magnésium augmentent légèrement pour les facteurs de concentration les plus élevés.

- Le pH décroît brutalement pour un facteur de concentration de 1,5 mais sa valeur maximale est de 7,6 comme dans le cas précédent. Il conserve ensuite une valeur constante, proche de la neutralité même au niveau des sols à caractères vertiques.

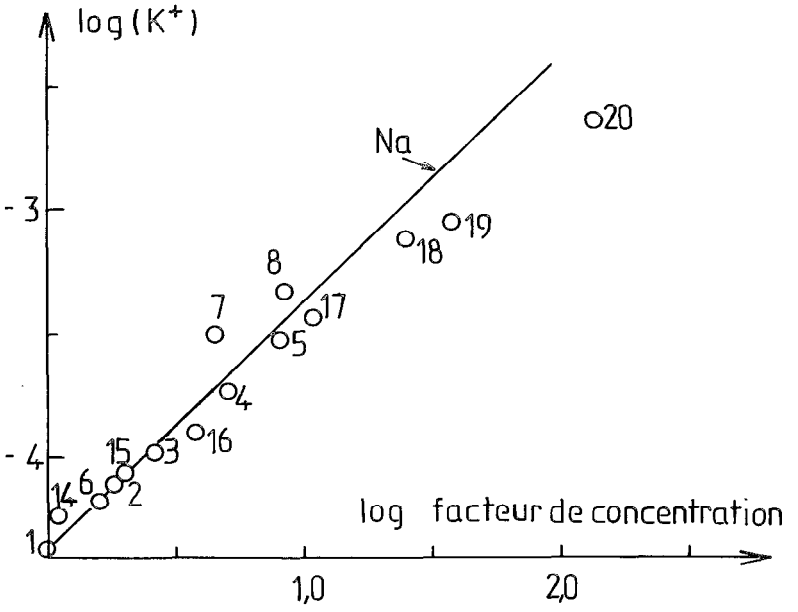


Fig. 42- Evolution de la teneur en potassium dans les eaux des plaines d'inondation et du lac Tchad en fonction du facteur de concentration.

b) Les eaux des mares résiduelles

Ces eaux ont été collectées sur toute l'étendue des plaines d'inondation et dans la mesure où les conditions de terrain en permettaient l'accès, dans les mares situées sur différents types de sols. Ainsi sur la figure 44, les eaux de faibles salinités (n° 6 et 7) sont plutôt caractéristiques de sols ferrugineux tropicaux ou de sols hydromorphes,et les eaux de fortes salinités (n° 8) à des sols plus nettement apparentés aux vertisols.

L'évolution de la composition chimique,reste dans ses grandes lignes, comparable à celle des eaux de déversement. Plusieurs caractères distinctifs apparaissent cependant et, méritent d'être soulignés.

- Pour les faibles facteurs de concentration, les concentrations en calcium, en magnésium et en bicarbonate augmentent relativement plus vite que la teneur en sodium. Ceci correspond à un enrichissement préférentiel en ces éléments des eaux de la lame de submersion à partir du sol sous-jacent. En revanche pour des facteurs de concentration plus élevés, le même phénomène ne s'observe pas pour les eaux des mares situées sur les vertisols.

- La diminution du pH accompagne la diminution relative des teneurs en calcium, elle même concomitante du net fléchissement de la courbe de l'alcalinité. La teneur en calcium reste ensuite constante (de 12 à 13 mg/l). La concentration en bicarbonate augmente progressivement,mais la courbe représentative se redresse bien moins rapidement que dans le cas des eaux de déversement.

- L'évolution des concentrations en magnésium et en silice dissoute est analogue dans les deux cas. L'amorce des paliers sur les courbes se produit pour un même facteur de concentration de 4 et pour les mêmes concentrations en magnésium (de 7 à 8 mg/l) et en silice (de l'ordre de 35 mg/l).

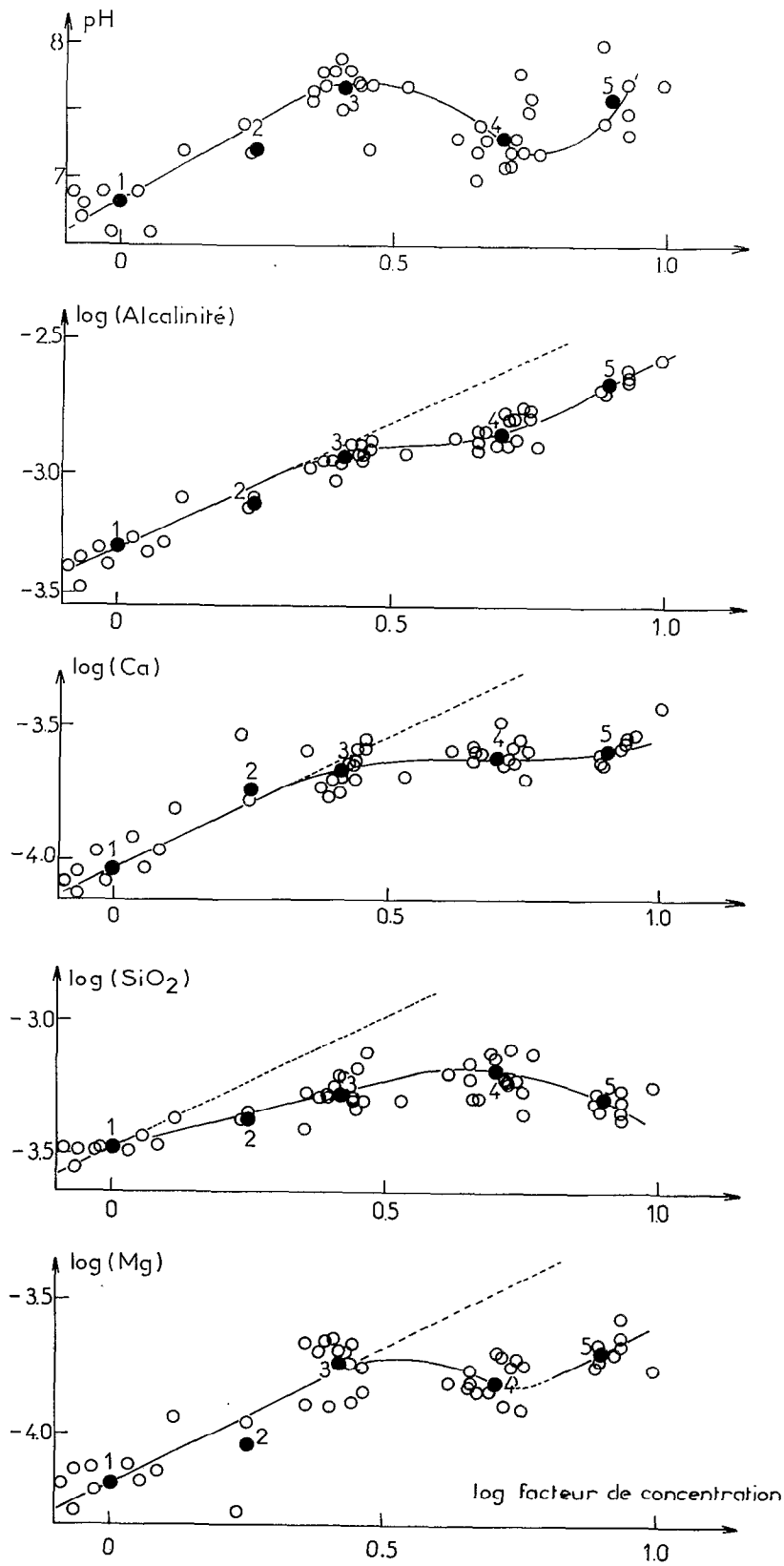


Fig. 43- Evolution de la composition chimique des eaux de débordement du Logone, du Chari et des eaux de l'El Beïd en fonction du facteur de concentration : les n° reportent aux analyses du tableau LXII.

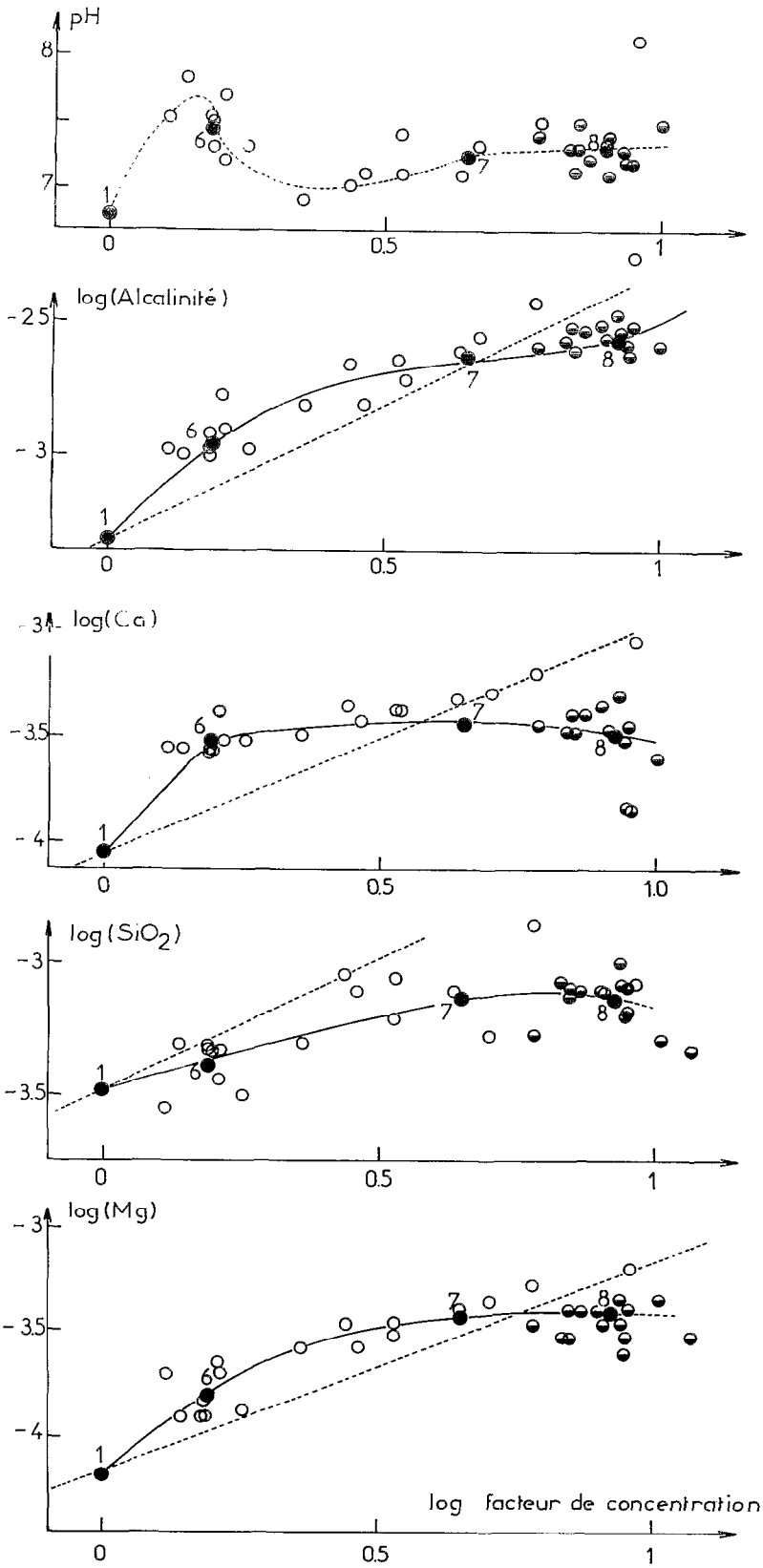


Fig. 44 - Evolution de la composition chimique des eaux des mares résiduelles en fonction du facteur de concentration.
O, mares situées sur sols ferrugineux tropicaux et sur sols hydromorphes ; ◒ mares situées sur vertisols. Les n° reportent aux analyses du tableau LXII.

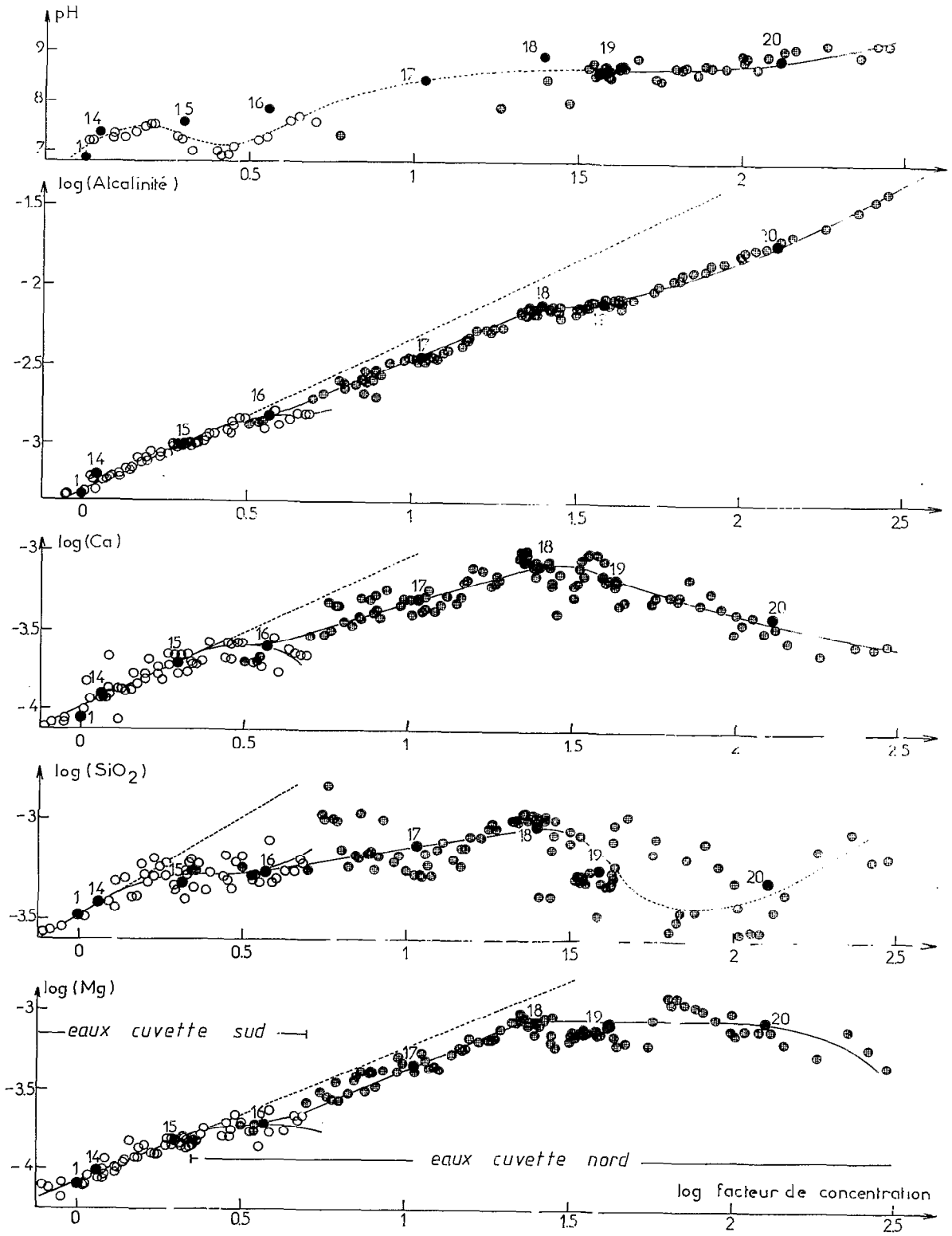


Fig. 45 - Evolution de la composition chimique des eaux du lac Tchad, en fonction du facteur de concentration (○, eaux de la cuvette sud ; ◍ eaux de la cuvette nord). Les n° reportent aux analyses du tableau LXII.

c) Les eaux du lac Tchad

L'évolution de la composition chimique des eaux du lac Tchad peut être suivie sur la fig. 45. Les eaux des cuvettes sud et nord y ont été distinguées. Ceci permet de saisir les points communs et les caractères distinctifs entre les deux milieux. La cuvette méridionale véritable extension du milieu fluvial est directement assujettie aux crues du Chari et, est l'objet d'un alluvionement important. En revanche la cuvette septentrionale véritable milieu lacustre est plus stable ; l'alluvionnement est tributaire des apports de la cuvette sud, qui doivent pour y parvenir, franchir les hauts-fonds de la Grande Barrière.

D'une façon générale, on constate la présence d'un gradient de salinité entre le Sud et le Nord. Les eaux de la cuvette sud, sont en moyenne de trois à quatre fois plus concentrées que les eaux du Chari au delta, alors que le facteur de concentration moyen est de 17 pour les eaux de la cuvette nord. Il est de 12 pour l'ensemble du lac.

Le comportement des principaux éléments en solution apparaît différent dans les deux milieux.

Le magnésium. La courbe de variation du magnésium montre deux paliers pour des facteurs de concentration respectivement de 3 et de 25. Le premier palier correspond aux eaux du Sud ; il se poursuit par une nouvelle variation de pente de la courbe qui semble indiquer que les dernières eaux du Sud s'appauvrissent en magnésium. Le second palier correspond aux eaux du Nord, la concentration en magnésium est constante et de l'ordre de 21 à 22 mg.l. Il est remarquable de noter qu'entre les deux paliers la teneur en magnésium augmente linéairement avec le facteur de concentration.

La silice. Les points représentatifs des teneurs en silice montrent une très grande dispersion. La courbe tracée (en passant par le plus grand nombre de points) permet cependant de dégager les grandes lignes de l'évolution de cet élément. Dans les eaux de la cuvette sud, la courbe présente un palier pour un facteur de concentration de 2 (teneur en silice de l'ordre de 35 mg/l) ; ce palier se poursuit jusqu'à un facteur de concentration de 4 à partir duquel s'observe un léger redressement de la courbe. Dans la cuvette nord la concentration en silice croît d'abord régulièrement (entre les points 16 et 18) mais moins vite que le facteur de concentration. La teneur la plus élevée en silice (60 mg/l) est atteinte pour un facteur de concentration de 25. Dans la gamme des fortes salinités, la trop grande dispersion des points ne permet qu'un tracé hypothétique de la courbe,mais dans l'ensemble la teneur en silice diminue.

Le calcium. La teneur en calcium évolue parallèlement à celle du magnésium,dans les eaux de la cuvette sud. La courbe présente un palier pour une concentration en calcium de 24 à 15 mg/l puis, la teneur décroît. En revanche, dans les eaux de la cuvette nord, l'augmentation du calcium est dans un premier temps bien moins rapide que celle du magnésium. La concentration maximale en calcium (de 30 à 35 mg/l) se produit comme pour le magnésium, pour un facteur de concentration de 25 ; mais au delà la teneur en calcium décroît brutalement alors que la concentration en magnésium reste constante.

L'alcalinité. L'alcalinité augmente de façon constante. La courbe présente deux zones d'inflexion très marquées (au point 16 et entre les points 18 et 20) en relation avec l'évolution des teneurs en calcium. Cette liaison entre l'alcalinité et le calcium se confirme d'ailleurs nettement par l'inclinaison de la courbe de l'alcalinité entre les points 16 et 18 ; la droite s'écarte sensiblement et, de plus en plus, (comme celle du calcium) de la courbe en tireté qui correspond à une évolution proportionnelle au facteur de concentration. Au dela du point 20, la teneur en calcium devient très faible, la courbe de l'alcalinité se redresse et redevient parallèle à la droite de pente 1 (droite du sodium).

Le pH. Le pH varie de 6,8 à 7,6 dans les eaux de la cuvette sud, contrairement à l'évolution observée dans les eaux des mares résiduelles et dans les eaux de l'El Beïd, la diminution du pH se produit pour des faibles facteurs de concentration et ne coïncident pas avec le fléchissement des courbes du calcium et de l'alcalinité. Dans les eaux les plus concentrées de la cuvette nord le pH se stabilise à des valeurs élevées de 9,0 à 9,5.

2. Les eaux de nappe du bassin amont et de la plaine alluviale

La composition chimique des eaux de nappes de la plaine alluviale et du lac est donnée dans le tableau LXIII. Celle des eaux recueillies dans les arènes granitiques et dans les sols établis sur grès y est également indiquée à titre de comparaison. Les analyses correspondent, comme dans le cas des eaux de surface,aux moyennes établies pour les différents types d'eaux échantillonnées.

a) Les eaux des arènes granitiques et amphibolitiques
(eaux moyennes 21 et 22 représentant 13 échantillons)

La concentration des éléments en solution et le pH sont plus élevés sur les roches basiques que

sur les roches acides. Le calcium et le magnésium dominent sur roches basiques, le sodium et le potassium sont mieux représentés dans les eaux de granites; ces résultats rejoignent les observations de nombreux auteurs (CHATONIER, 1957 ; ANDERSON et HAWKES, 1958 ; LE GRAND, 1958 ; ROUGERIE, 1961 ; STRUILLOU, 1965 ; GAC, 1968 ; TARDY, 1969 ; LENOIR, 1972 ; MONNET, 1972 ; TRESCASES, 1973).

b) Les nappes dans les sols des formations gréseuses du continental terminal (eaux moyennes 23 et 24 représentant 15 échantillons)

Les plateaux gréseux du continental terminal sont occupés par des sols rouges ferrallitiques et des sols ferrugineux tropicaux lessivés (PIAS, 1970). Les eaux des nappes, légèrement acides (pH voisin de 6,0), se caractérisent par une faible minéralisation. Les teneurs en alcalins et alcalino-terreux sont de l'ordre du mg/l. La concentration en silice dissoute varie de 15 à 23 mg/l ; la valeur moyenne est de 19 mg/l et analogue à celles trouvées par FAUCK (1972) et CHAUVEL (1977) dans les nappes des mêmes formations au Sénégal.

c) Les nappes des plaines centrales (eaux moyennes 25, 26, 27, 28 et 29 représentant 96 échantillons)

Trois grands groupes de nappes ont été distingués : les nappes des sols ferrugineux tropicaux lessivés, les nappes des sols hydromorphes et les nappes situées sous les vertisols. Cette distinction, en fonction du type de sol dominant met en évidence les caractères particuliers à trois milieux très différents d'une part, par leur position topographique (sols ferrugineux tropicaux à l'amont et vertisols dans les zones déprimées) et d'autre part, par l'importance et la durée du phénomène d'inondation qui les affecte.

Toutes les eaux de nappe se caractérisent par une grande hétérogénéité chimique. Le calcul des écart-types indique cependant que la dispersion autour des valeurs moyennes est très importante dans les sols hydromorphes, forte dans les sols ferrugineux tropicaux et faible dans les nappes situées sous les vertisols.

Les nappes des sols ferrugineux lessivés (eau n° 25) sont légèrement acides (pH moyen de 6,4) et faiblement minéralisées (107 mg/l). En moyenne, ces nappes sont deux fois plus concentrées que celles (eau n° 24) drainant le même type de sol installé en dehors de la zone d'inondation sur les grès du continental terminal. Ce résultat global se vérifie approximativement pour les différents constituants en solution ; on remarque cependant que les nappes de la plaine alluviale sont comparativement enrichies en carbonates et surtout en calcium.

Les nappes des sols hydromorphes (eau n° 26) dont les pH sont voisins de la neutralité (pH moyen de 7,0) ont une salinité intermédiaire (255 mg/l). Elles se distinguent, comme le souligne la valeur des écart-types, par une forte variabilité de leurs caractéristiques chimiques. L'augmentation moyenne de la minéralisation des nappes entre sols ferrugineux tropicaux et sols hydromorphes est de 2,5. Ce facteur de concentration global se retrouve pour le calcium, le magnésium et l'alcalinité ; en revanche les nappes des sols hydromorphes sont relativement plus riches en sodium et appauvries en silice et potassium.

Les eaux de nappe situées sous les vertisols (eau n° 29) ne correspondent pas à des prélèvements d'eau directement en contact avec les horizons vertiques. Il s'agit des échantillons recueillis lorsqu'après le retrait en surface des eaux d'inondation, le niveau piézométrique se situe nettement (près de 3 mètres dans certains cas) en dessous de la base du vertisol. Ces nappes légèrement basiques (pH moyen de 7,2) se caractérisent par des concentrations très élevées en calcium, en magnésium et en bicarbonate. Leur charge soluble moyenne (près de 700 mg/l) est 6 à 7 fois supérieure à celle observée dans les nappes des sols ferrugineux tropicaux. Le rapport molaire des teneurs en sodium et en potassium dans les deux nappes est aussi voisin de 6 ; ce rapport est en revanche de 9 pour le calcium, le magnésium et le bicarbonate et seulement de 1,6 pour la silice.

3. Les eaux de nappe du domaine lacustre (eaux n° 30, 31 et 32 représentant 25 échantillons)

Les caractéristiques chimiques moyennes des eaux interstitielles contenues dans les sédiments ferrugineux du delta du lac et dans les sédiments à phyllosilicates magnésiens ont été précisées par CARMOUZE (1976).

Les minéraux argileux les plus riches en fer apparaissent dans les eaux les plus diluées et dont les pH sont voisins de la neutralité. Les minéraux argileux les plus riches en magnésium et en silice se forment au contact des eaux les plus concentrées et alcalines.

L'individualisation dans les sédiments lacustres de minéraux argileux dont la constitution cristallochimique apparaît différente selon la salinité du milieu, est conforme à l'ordre de formation

reconnu par de nombreux auteurs (TARDY *et al.*, 1974a, 1974b ; TRAUTH, 1974 ; CARMOUZE, 1976 ; CARMOUZE *et al.*, 1977) : nontronite en milieu dilué, acide ou neutre, montmorillonite alumino-ferrifère en milieu moyennement concentré et légèrement basique, montmorillonite magnésienne en milieu très concentré et alcalin.

4. Les eaux de vertisols
(eaux de 9 à 13 et de 33 à 45 représentant 28 échantillons)

L'examen des résultats analytiques (tableau LXIV) permet de souligner les caractères analogues ou distinctifs entre les eaux du milieu naturel et les eaux de l'expérience en laboratoire.

- Toutes les eaux se caractérisent par des valeurs élevées du pH. Il est en moyenne de 7,9 dans les conditions naturelles et de 8,5 dans les conditions de laboratoire.

- Les concentrations en K, Cl et SO_4 sont faibles et du même ordre de grandeur dans les deux cas.

- Les teneurs en calcium, en magnésium et en silice sont plus élevées dans le milieu naturel que dans les expériences. On remarque par ailleurs que les concentrations en calcium restent comparables, que l'expérience ait été conduite en présence ou non de quantités importantes de concrétions calcaires dans le sol initial.

- Enfin les deux milieux se différencient nettement par leurs teneurs en sodium et en bicarbonate. On remarque une concentration plus forte de ces éléments dans les solutions obtenues en laboratoire.

En définitive, la charge soluble acquise par les eaux maintenues en vase clos au contact d'horizons typiques de vertisols, semble liée aux échanges entre le sol et la solution, des ions fixés sur le complexe absorbant. En effet, il existe des proportions tout à fait comparables entre les cations situés en position échangeable sur les argiles des vertisols de Mindéra (BOCQUIER, 1973), et celles trouvées dans la solution. Seul le sodium varie de façon désordonnée. Ce comportement singulier est vraisemblablement lié à la présence de sels solubles (bicarbonates, sulfates et chlorures) ; d'ailleurs les échantillons donnant les plus fortes teneurs en sodium correspondent aux taux maximum de carbonates, de sulfates et de chlore.

C- LES DIAGRAMMES D'EQUILIBRE

La figure 46 montre la position de toutes les eaux du bassin tchadien dans le diagramme $\log [Mg^{2+}]/[H^+]^2 - \log [H_4SiO_4]$. Les domaines de stabilité de la gibbsite, de la goethite, de la kaolinite, de la montmorillonite et de la silice amorphe y sont délimités par des droites. Le produit de solubilité de la montmorillonite (n° 1) considérée :

$$Ca_{0,133} (Si_{3,733} Al_{0,267})(Al_{1,427} Fe_{0,50} Mg_{0,26}) O_{10}(OH)_2$$

est donnée par la relation : $2,139 \log [H_4SiO_4] + 0,26 \log [Mg^{2+}]/[H^+]^2 = 3,81$. La droite tracée pour la stevensite (talc soluble) correspond à la relation : $4 \log [H_4SiO_4] + 3 \log [Mg^{2+}]/[H^+]^2 = 25,0$.

La figure 47 indique l'état de saturation vis à vis de la calcite ($\log K_{ps} = - 8,37$) des différents groupes d'eaux inventoriées.

Le calcul des distributions des espèces aqueuses en solution à l'aide du programme EQUIL mis au point par FRITZ (1976) n'a été entrepris que pour les eaux moyennes (tableaux LXII, LXIII et LXIV ; pastilles noires des figures 46b et 47b). La position et la délimitation des nuages de points représentatifs des différents groupes d'eaux n'ont été précisées qu'à partir des molalités, et non des activités (diagramme log (Mg^+) + 2 pH et log (Ca^+) + 2 pH des figures 46b et 47b).

a) Le contrôle de la composition chimique des eaux par la formation de montmorillonite. Loi du "T"

Les nuages représentatifs, les points figuratifs et les eaux moyennes se disposent dans les diagrammes selon un "T" incliné (TARDY et GAC, 1978) dont la branche supérieure est plus prolongée vers la gauche que vers la droite où elle est limitée par la droite de solubilité de la silice amorphe. La partie inférieure du "T" correspond à un domaine de sous-saturation, et la partie supérieure au domaine d'équilibre. L'apparition de la branche supérieure inclinée par rapport à la partie montante, prouve le contrôle de la composition chimique des solutions par la formation de la montmorillonite. La droite représentative de ce minéral dans le diagramme d'équilibre a une pente -3/2, valeur intermédiaire entre la pente de la droite du talc et celle de la droite représentative de la montmorillonite initiale (1).

Tableau LXIV

Compositions chimiques des eaux de vertisols (milieu naturel et études expérimentales)(en mmoles/l)

	N°	pH	Na	K	Ca	Mg	Alcalinité	SO_4^{--}	Cl	NO_3^-	H_4SiO_4	log pCO_2	log$[H_4SiO_4]$	log $[Mg^{++}]/[H^+]^2$	log $[Ca^{++}]/[H^+]^2$
A. MILIEU NATUREL															
I. Séquence de Boganon sur amphibolites (bassin amont)	9	7,6	0,739	0,013	0,417	0,695	2,94	0,020	0,021	-	0,732	- 2,361	- 3,14	11,92	11,68
	10	7,8	0,904	0,013	0,235	0,506	2,32	0,020	0,056	-	0,533	- 2,661	- 3,28	12,19	11,89
	11	7,8	0,774	0,012	0,253	0,823	2,89	0,020	0,023	-	1,012	- 2,372	- 3,00	12,39	11,87
	12	8,0	0,330	0,010	0,425	0,450	2,14	0,060	0,030	-	0,682	- 2,903	- 3,176	12,54	12,51
II. Séquence de Bibémi (données TOBIAS)	13	8,05	-	-	1,225	2,360	-	-	-	-	0,832				
B. ETUDES EXPERIMENTALES															
I. Vertisols de Raf (de 1,15 à 1,20 m) pas de nodules calcaires															
a) sol sec non broyé	33	8,07	3,23	0,021	0,146	0,045	3,032	0,066	0,226	0,075	0,750	- 2,82	- 3,137	11,66	12,16
b) sol sec broyé	34	8,32	4,15	0,025	0,198	0,076	3,520	0,182	0,206	0,521	0,770	- 3,02	- 3,135	12,36	12,77
c) sol humide	35	8,18	3,81	0,009	0,186	0,065	3,704	0,039	0,116	0,295	0,710	- 2,85	- 3,164	12,02	12,47
II. Vertisols de Mindera sol sec broyé															
a) peu de nodules calcaires (de 0,10 à 0,35 m)	36	8,04	3,65	0,017	0,334	0,038	3,776	0,058	0,076	0,595	0,185	- 2,70	- 3,74	11,51	12,45
b) présence de nodules calcaires (de 0,15 à 0,30m)	37	8,12	6,13	0,025	0,288	0,060	3,480	0,107	0,080	0,436	0,187	(- 2,82)	(- 3,74)	(11,85)	(12,52)
III. Vertisols de Mardia peu de nodules calcaires (de 0,40 à 0,60 m)															
a) sol sec non broyé	38	8,42	1,64	0,108	0,320	0,770	3,170	0,083	0,090	0,420	0,240	- 3,177	- 3,64	13,57	13,18
b) sol sec broyé	39	8,51	2,00	0,124	0,980	0,440	4,160	0,079	0,079	0,610	0,260	- 3,162	- 3,618	13,48	13,82
présence de nodules calcaires (de 1,30 à 1,50m) c) sol sec broyé	40	8,82	5,80	0,041	0,257	0,150	5,200	0,470	0,114	0,623	0,230	- 3,385	- 3,703	13,56	13,80
IV. Vertisols de Bibémi peu de nodules calcaires (de 0,20 à 0,80 m)															
a) sol sec non broyé	41	8,81	6,24	0,038	0,346	0,330	7,24	0,127	0,068	0,373	0,235	- 3,239	- 3,693	13,85	13,89
b) sol sec broyé	42	8,75	7,00	0,035	0,134	0,325	7,87	0,115	0,084	0,198	0,190	- 3,132	- 3,778	13,73	13,36
présence de nodules calcaires (de 1,20 à 1,65 m)															
c) sol sec non broyé	43	8,63	5,96	0,026	0,103	0,245	6,52	0,058	0,061	0,065	0,175	- 3,078	- 3,80	13,41	13,04
d) sol sec broyé	44	8,72	6,72	0,039	0,271	0,290	7,76	0,159	0,126	0,022	0,192	- 3,108	- 3,77	13,62	13,61
V. Vertisols de Matta peu de nodules calcaires (de 0,30 à 0,70 m)															
a) sol sec non broyé	45	8,63	9,08	0,054	0,205	0,211	9,48	0,193	0,129	0,190	0,185	- 3,024	- 3,777	13,296	13,289
b) sol sec broyé	46	8,85	9,24	0,067	0,180	0,201	9,32	0,250	0,271	0,087	0,182	- 3,171	- 3,810	13,664	13,639
présence de nodules calcaires (de 0,70 à 1,20 m)															
a) sol sec non broyé	47	8,52	8,16	0,051	0,107	0,139	8,44	0,115	0,298	0,130	0,450	- 2,854	- 3,381	12,93	12,81
b) sol sec broyé	48	8,65	9,44	0,081	0,148	0,185	9,48	0,175	0,502	0,392	0,480	- 2,947	- 3,347	13,23	13,18

Dans le domaine de sous-saturation l'ensemble des groupes d'eaux s'orientent vers le côté droit du diagramme. Les teneurs en magnésium et en silice augmentent ensemble avec le pH ; dans l'ordre, on observe la succession suivante : eaux des sols rouges du continental terminal, eaux des arènes granitiques des versants de l'amont, eaux de nappes des sols ferrugineux tropicaux lessivés, eaux de crue des fleuves, eaux de nappes des sols hydromorphes et eaux interstitielles des sédiments ferrugineux du delta.

Quelques nuages de points occupent le coude du "T" et sont "engagés" partiellement dans le domaine de sous-saturation et dans le domaine d'équilibre : eaux de débordement qui transitent dans la plaine d'inondation avant d'alimenter l'El Beïd, eaux de l'ensemble des mares résiduelles, eaux de nappes situées sous les vertisols et eaux de la cuvette sud du lac.

Dans le domaine d'équilibre et formant la partie supérieure du "T" se situent les eaux des arènes amphibolitiques et celles des vertisols qui leur sont associés, les eaux interstitielles des sédiments de la cuvette nord, les eaux de l'étude expérimentale menée sur les échantillons de vertisols et les eaux libres de la cuvette nord.

Les eaux s'orientent dans le domaine d'équilibre soit vers le côté gauche, soit vers le côté droit

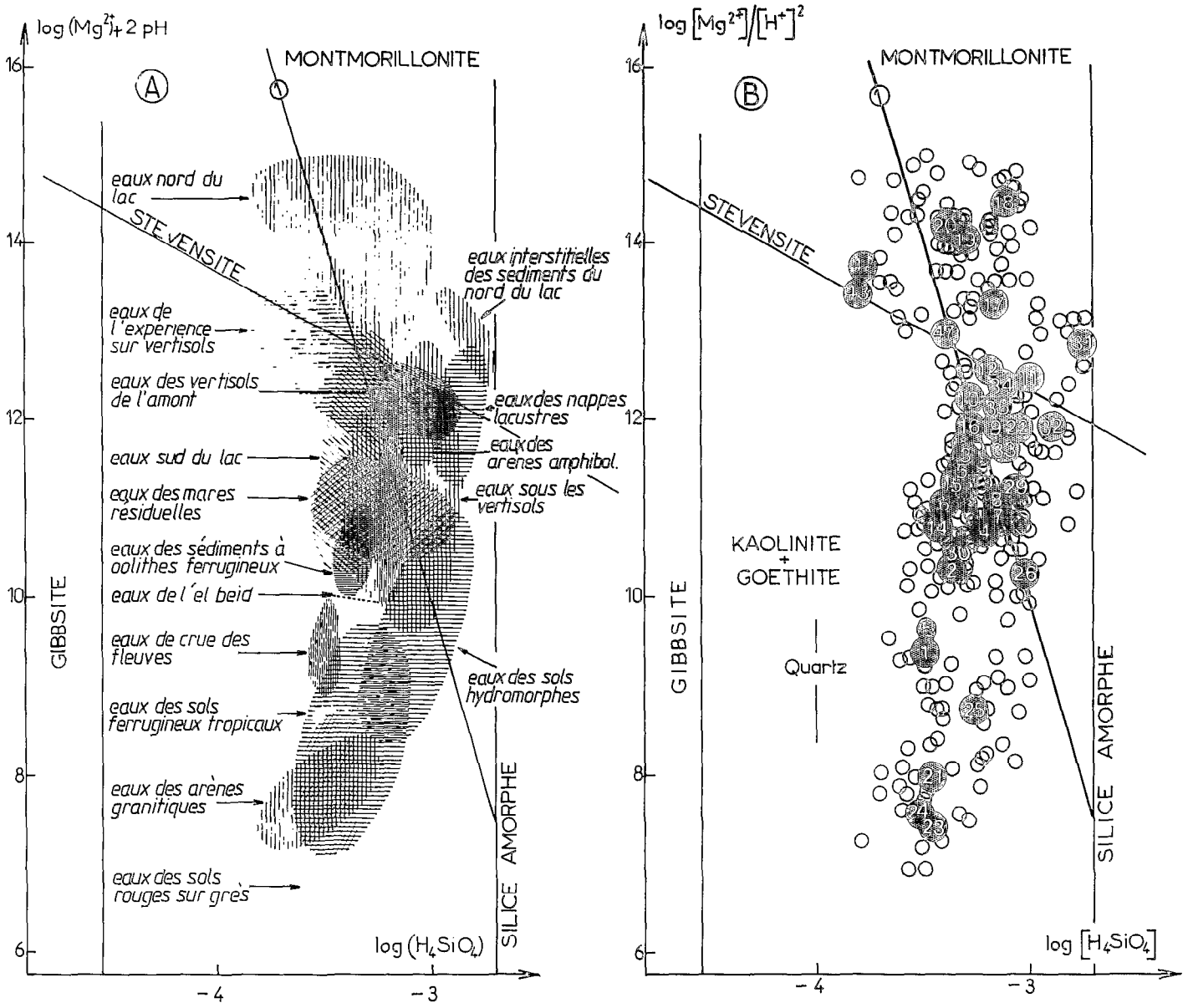


Fig. 46 - a) Nuages représentatifs des différents groupes d'eaux libres et de nappes dans le diagramme log (Mg^{2+}) + 2 pH en fonction de log (H_4SiO_4).

b) Points figuratifs des eaux analysées et position des eaux moyennes (pastilles noires) dans le diagramme de stabilité entre alumino-silicates (les n° renvoient aux tableaux LXII, LXIII et LXIV).

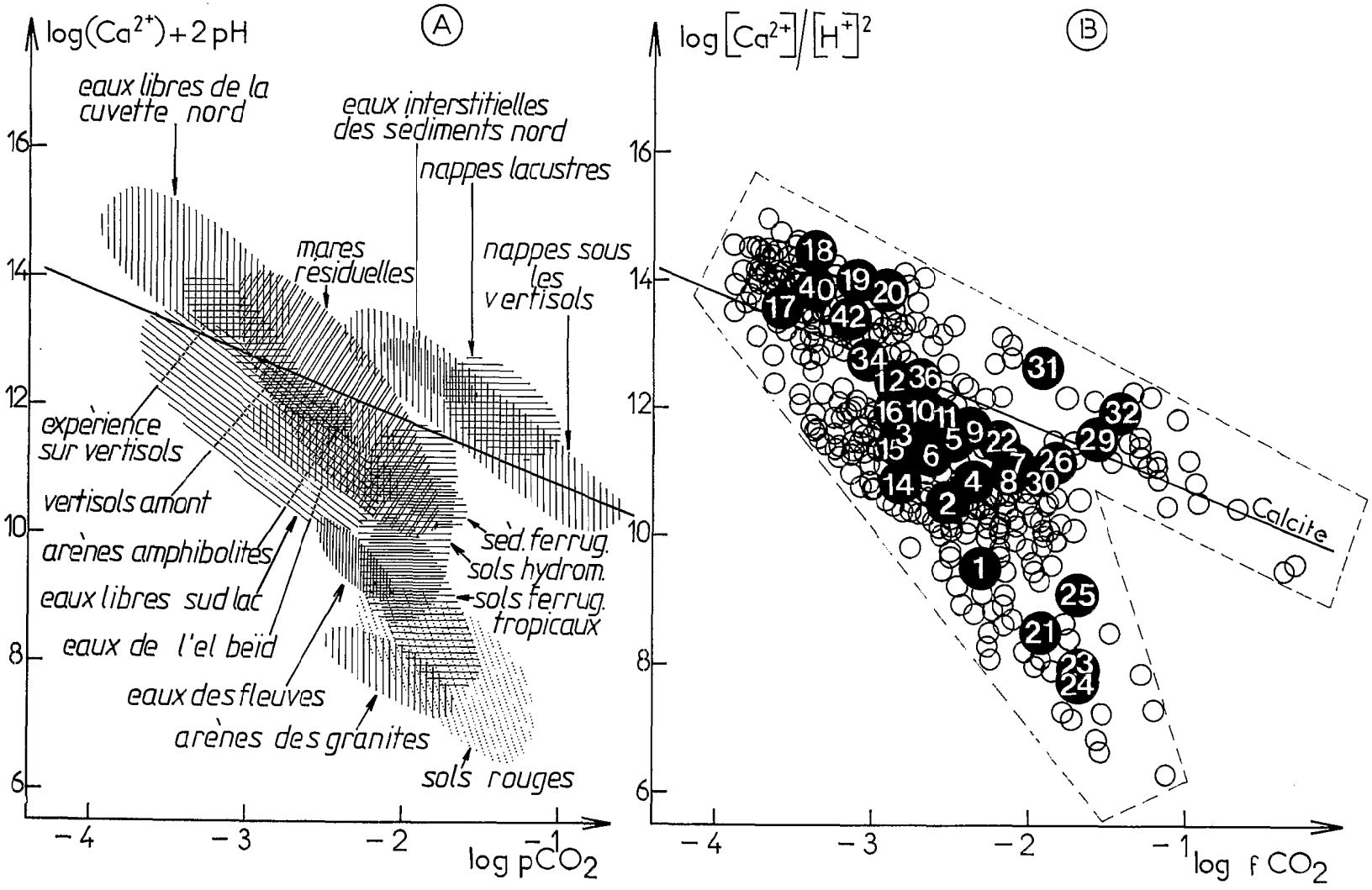


Fig. 47- a) Nuages représentatifs des différents groupes d'eaux libres et de nappes dans le diagramme : log (Ca^{2+}) + 2 pH en fonction de log pCO_2 estimée.

b) Points figuratifs des eaux analysées et position des eaux moyennes (pastilles noires) dans le diagramme d'équilibre de la calcite (les n° renvoient aux tableaux LXII, LXIII et LXIV).

du diagramme. Dans le premier cas, la teneur en magnésium et le pH augmentent dans les solutions, tandis que la concentration en silice diminue ; dans le second cas, lorsque les eaux se rapprochent de la droite délimitant le domaine de stabilité de la silice amorphe, le résultat inverse est observé. Ces deux voies offertes aux solutions déjà soulignées par AL DROUBI (1976), apparaissent, liées à l'importance de la phase solide et en particulier aux quantités d'argiles qui réagissent au contact des solutions. On observe en effet, qu'un "T" tracé au milieu des nuages de points, conduirait à rassembler sur le côté gauche les eaux évoluant en présence de faibles quantités d'argiles et, sur le côté droit, les eaux pour lesquelles les quantités d'argiles impliquées dans les réactions sont importantes. Ceci se voit nettement dans le domaine d'équilibre : eaux libres de la cuvette nord à gauche,et eaux interstitielles à droite.Mais, l'amorce de cette évolution différente se perçoit aussi globalement dans le domaine de sous-saturation : les eaux de nappe se disposent plus volontiers à droite et les eaux libres à gauche,mais la montmorillonite n'apparaît pas encore.

b) Le contrôle de la composition chimique des solutions par la formation de calcite

Les différents groupes d'eaux se disposent dans le diagramme d'équilibre de la calcite (fig. 47) selon un "T" incliné (barre inférieure en sens inverse de celle de la figure 46), dont les deux branches supérieures ont la même importance. Cette disposition graphique indique, comme dans le cas de la montmorillonite, la saturation des solutions vis à vis de la calcite.

Dans le domaine de sous-saturation, l'ensemble des groupes de points s'oriente vers la gauche. Les concentrations en calcium et le pH augmentent ensemble, la pression partielle de CO_2 diminue et varie de $10^{-1,5}$ à $10^{-3,5}$ atmosphères.Les différents nuages de points sont imbriqués et s'agencent dans un ordre déterminé : eaux des sols rouges du continental terminal, eaux des arènes granitiques, eaux des sols ferrugineux tropicaux lessivés et des sols hydromorphes de la plaine alluviale, eaux de crue du Logone et du Chari, eaux interstitielles des sédiments à oolithes ferrugineux,eaux de débordement de l'El Beïd, eaux des arènes sur amphibolites et des vertisols qui leur sont associés et la quasi-totalité des eaux de la cuvette sud du lac.

En position intermédiaire entre le domaine de sous-saturation et le domaine d'équilibre de la calcite se retrouvent les eaux des vertisols amont et de la plaine alluviale, les eaux des mares résiduelles et les eaux maintenues en vase clos et sans agitation au contact des échantillons de vertisols.

Enfin, seules les eaux de la cuvette nord (eaux libres et eaux interstitielles des sédiments) se situent entièrement au-dessus de la droite de saturation vis à vis de la calcite. Les eaux libres se disposent à gauche de la branche montante du "T" : la formation de calcite s'accompagne d'une diminution de la pression partielle de gaz carbonique qui équilibre rapidement celle de l'atmosphère ($pCO_2 = 10^{-3,5}$). Les eaux interstitielles se disposent à droite, phénomène comparable à celui observé pour la montmorillonite : la formation de calcite se traduit par une augmentation de la pCO_2 qui atteint des valeurs comprises entre 10^{-2} et 10^{-1} atmosphère .

La position de l'ensemble des eaux du bassin tchadien dans les différents diagrammes montre que six groupes apparaissent dans le domaine d'équilibre de la montmorillonite,et trois seulement au delà de la droite délimitant les domaines de sous-saturation et de sursaturation vis à vis de la calcite. Ceci apporte bien la confirmation de la formation précoce de la montmorillonite et celle plus tardive de la calcite, telle que l'ont observée dans le milieu naturel PAQUET (1969), BOCQUIER (1973), BOULET (1974) et par calcul FRITZ et TARDY (1974). A Mindéra, la montmorillonite apparaît dès les horizons B des sols lessivés hydromorphes,alors que les accumulations de carbonates de calcium ne se généralisent que dans les vertisols (BOCQUIER, 1973). A Garango,la montmorillonite coexiste avec la kaolinite dans les sols bruns eutrophes, la nodulation calcaire n'apparaît que dans les vertisols du domaine aval (BOULET, 1974).

D- EVOLUTION DU RAPPORT R_E

Le rapport géochimique $R_E = 2\,\frac{3(Na) + 3(K) + 2(Ca) - Si}{Na + K + 2Ca}$ calculé dans les solutions, proposé par TARDY (1968), permet de préciser la valeur moyenne du rapport SiO_2/Al_2O_3 de l'ensemble des minéraux secondaires qui apparaissent tout au long du bassin versant. Bien qu'il perde de sa signification lors de la formation de la calcite, et de la montmorillonite magnésienne, il a été calculé pour toutes les eaux échantillonnées. Il augmente progressivement au fur et à mesure que les eaux se rapprochent du domaine de saturation de la montmorillonite. La valeur la plus basse est observée pour les eaux de drainage des sols rouges développés sur les plateaux gréseux ($R_E = 1,6$),et la plus élevée dans les eaux finales de l'étude en laboratoire des échantillons de vertisols ($R_E = 5,4$).

Le rapport R_E moyen est de 2,1 pour les eaux situées dans le domaine de sous-saturation, de 3,0 pour les eaux de la plaine alluviale qui dans le diagramme de stabilité chevauchent les domaines d'équilibre et de sous-saturation. Il est de 4,3 pour l'ensemble des eaux à l'équilibre avec la montmorillonite. Dans ce dernier groupe le rapport RE varie de 3,4 à 5,8 pour les eaux saturées vis à vis de la calcite.

Ces résultats sont tout à fait compatibles avec l'itinéraire chimique des solutions proposées à l'aide du modèle de dissolution-dilution au chapitre II et illustré par le figure 27. Les solutions saturées par rapport à la montmorillonite parcourent la droite d'équilibre vers la gauche du diagramme ; la concentration en magnésium et le pH augmentent ensemble, la silice dissoute est consommée. En proportions molaires, la montmorillonite devient plus importante que la kaolinite lorsque pour un rapport R_E de 3,92 (point F de la figure 27) la solution parvient à saturation vis à vis de la calcite. A la formation de la montmorillonite succède tardivement la précipitation de la calcite. La quantité de calcite augmente alors progressivement et ce minéral représente (en moles) la moitié des quantités de montmorillonite lorsque le rapport R_E est de 5,8.

E- LA SEQUENCE DES MONTMORILLONITES

Le domaine d'équilibre de la montmorillonite occupe sur la figure 47 une large bande de part et d'autre de la branche supérieure du "T". On peut se demander alors si cette grande dispersion des points représentatifs, ne correspond pas à la séquence classique de montmorillonites de nature différente déjà reconnu par TARDY *et al.* (1974 a , 1974 b), TRAUTH (1974) et confirmée par les travaux plus récents de CARMOUZE (1976), CARMOUZE *et al.* (1977) : nontronite-beïdellite-saponite-stévensite. Les valeurs des log K pour ces argiles sont empruntées à TARDY et FRITZ (1979).

La nontronite des oolithes ferrugineuses de la zone deltaïque apparaît dans un milieu dilué et faiblement alcalin (LEMOALLE et DUPONT, 1972). L'aire d'extension de ce minéral (fig. 48) se situe au-delà d'une barrière de réduction due au développement de végétaux qui s'installent en bordure du lac pendant les épisodes de régression. Le fer ferrique est alors réduit en fer ferreux et transféré en solution puis réoxydé dans le milieu agité du lac où se forment les oolithes ; la composition chimique des eaux est la suivante : log $[H_4SiO_4] = 3,332$; log $[Mg^{2+}] = -3,438$; log $[Ca^{2+}] = -3,398$ et un pH = 7. La réaction d'équilibre entre nontronite, kaolinite et goethite correspond à la relation :

$$Ca_{0,22}\ (Si_{3,83}\ Al_{0,17})\ (Fe_{1,77}\ Mg_{0,21})\ O_{10}\ (OH)_2 + 6,945\ H_2O + 0,86\ H^+$$

nontronite

$$\rightleftarrows\ 1,77\ Fe\ O(OH) + 0,085\ Al_2Si_2O_5\ (OH)_4 + 0,22\ Ca^{2+} + 0,21\ Mg^{2+} + 3,66\ H_4SiO_4$$

goethite kaolinite

avec $\log K_{réaction} = 0,22 \log \frac{[Ca^{2+}]}{[H^+]^2} + 0,21 \log \frac{[Mg^{2+}]}{[H^+]^2} + 3,66 \log [H_4SiO_4] = -7,636$

et en remplaçant $\log [Ca^{2+}]/[H^+]^2$ par sa valeur (10,682) on obtient $0,21 \log [Mg^{2+}]/[H^+]^2 + 3,66 \log [H_4SiO_4] = -9,968$, relation qui correspond à la droite d'équilibre de la nontronite (fig. 49).

La beïdellite ferrifère apparaît dans les milieux plus concentrés et plus alcalins lorsque le support détritique(kaolinite et goethite) hérité du bassin d'alimentation est important. Ces conditions nécessaires à la formation d'une beïdellite sont réunies dans la zone médiane du lac où ce minéral a été identifié par CARMOUZE (1976) et dans les plaines d'inondation où accompagnée de calcite, la smectite constitue le minéral argileux prépondérant des vertisols (PAQUET, 1969 ; BOCQUIER, 1973). La composition chimique des eaux, caractéristique des milieux de genèse de la beïdellite ferrifère est la suivante : log $[H_4SiO_4] = -3,5$; log $[Ca^{2+}] = -3,547$ et log $[Mg^{2+}] = -3,55$; pH = 8,49. La réaction d'équilibre entre beïdellite-kaolinite et goethite correspond à la relation :

$$Ca_{0,133}\ (Si_{3,733}\ Al_{0,267})(Al_{1,327}\ Fe_{0,50}\ Mg_{0,26})\ O_{10}(OH)_2 + 4,729\ H_2O + 0,786\ H^+$$

beïdellite

$$\rightleftarrows\ 0,50\ Fe\ O(OH) + 0,797\ Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 0,133\ Ca^{2+} + 0,26\ Mg^{+} + 2,139\ H_4SiO_4$$

goethite kaolinite

avec : $\log K_{réaction} = 0,133 \log \frac{[Ca^{2+}]}{[H^+]^2} + 0,26 \log \frac{[Mg^{2+}]}{[H^+]^2} + 2,139 \log [H_4SiO_4] = -2,18$

et en considérant ces eaux à l'équilibre avec la calcite et $pCO_2 = 10^{-2,5}$, on obtient :

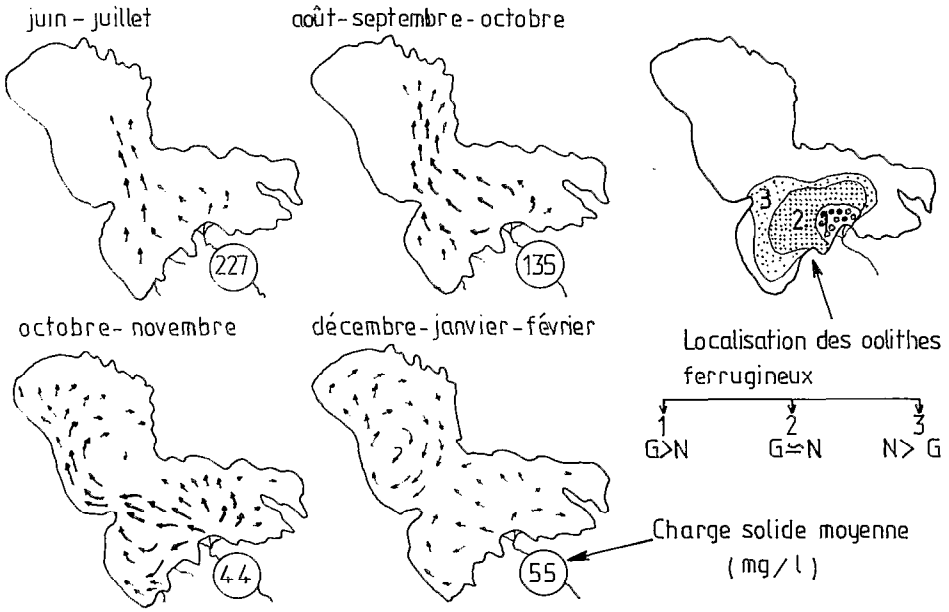


Fig. 48- Grands mouvements d'eau au cours du cycle annuel et localisation des oolithes ferrugineuses (d'après CAMROUZE, 1976)

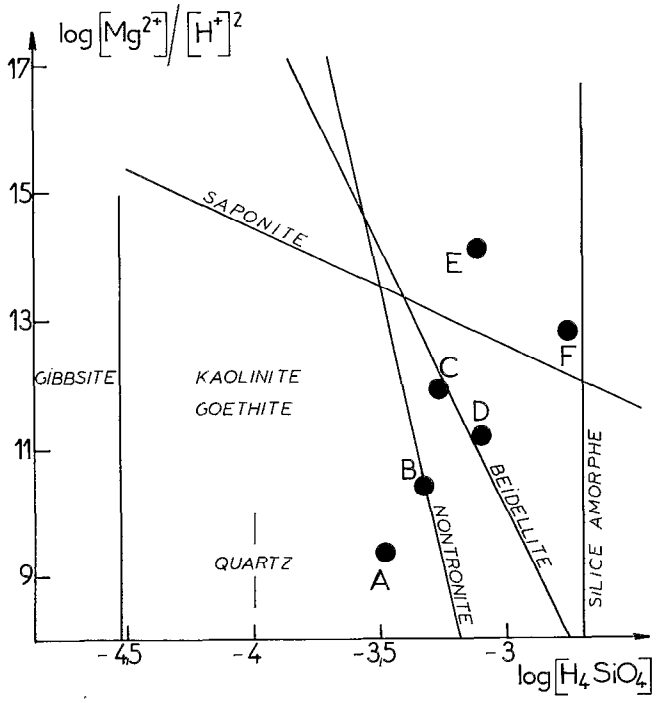


Fig. 49- Position des eaux moyennes dans les diagrammes de stabilité et des droites d'équilibre de la saponite, de la beidellite et de la nontronite :

A : fleuve
B : eau des sédiments à oolithes ferrugineuses
C : eau de la cuvette sud du lac
D : eau des vertisols
E et F : eau de la cuvette nord du lac.

$0,26 \log [Mg^{2+}]/[H^+]^2 + 2,139 \log [H_4SiO_4] = -3,81$, relation qui correspond à la droite d'équilibre tracée pour la beïdellite ferrifère dans le diagramme de stabilité de la figure 49.

L'argile magnésienne constitue le terme final de cette séquence géochimique. Elle apparaît dans les milieux les plus concentrés, fortement basiques et les plus éloignés de la zone des apports détritiques. Ces conditions sont réunies dans la partie la plus septentrionale de la cuvette nord et dans les salines des bras interdunaires où en présence d'un faible support détritique, cette argile se bâtit à partir de solutions riches en magnésium et en silice et coexiste avec la calcite et la silice amorphe. La composition chimique moyenne des eaux situées au contact de cette argile a été précisée à partir des données fournies par TARDY *et al.* (1974a): $\log [H_4SiO_4] = -2,7$ (silice amorphe), $\log [Mg^{2+}] = -5,08$, $\log [Na^+] = -1,48$ et pH = 8,1.

La réaction d'équilibre entre argile-magnésienne (saponite)-kaolinite et goethite correspond à la relation :

$$Na_{0,19}(Si_4)(Al_{0,51}\ Fe_{0,16}\ Mg_{1,90})\ O_{10}(OH)_2 + 4,575\ H_2O + 3,99\ H^+$$

saponite

avec : $$\log K_{réaction} = 0,19 \log \frac{[Na^+]}{[H^+]} + 1,90 \log \frac{[Mg^{2+}]}{[H^+]^2} + 3,49 \log [H_4SiO_4] = 14,731$$

et on obtient :

$1,90 \log \frac{[Mg^{2+}]}{[H^+]^2} + 3,49 \log [H_4SiO_4] = 13,474$, relation qui correspond à la droite d'équilibre délimitant les domaines de stabilité de la kaolinite et de la goethite et de la Na-saponite dans le diagramme de stabilité (fig. 49).

Les eaux du fleuve (point moyen, A) se situent dans le domaine de sous-saturation par rapport aux trois argiles considérées, les eaux des sédiments à oolithes ferrugineux (point moyen, B) sur la droite d'équilibre de la nontronite, les eaux de la partie médiane du lac (point moyen, C) et celles des vertisols (point moyen, D) sur la droite de saturation de la beïdellite ferrifère. Les eaux de la cuvette nord (points moyens, E et F) se disposent quant, à elles, au dessus de la droite d'équilibre de la saponite.

F- CONCLUSIONS

Les premières étapes de l'évolution chimique des eaux fluviatiles qui submergent les plaines d'inondation ou envahissent le lac sont marquées par la formation de trois montmorillonites différentes (nontronite, beïdellite ferrifère, montmorillonite magnésienne), de calcite et de silice amorphe.

La formation de ces minéraux, mise en évidence par les diagrammes d'équilibre et par l'évolution du rapport R_E, modifie les caractéristiques physico-chimiques des solutions qui se concentrent par évaporation. Les eaux deviennent progressivement alcalines, bicarbonatées, puis carbonatées sodiques et potassiques. La silice et la magnésium d'une part, le bicarbonate et la calcium d'autre part participent, comme le montrent les figures 43, 44 et 45, à la formation de montmorillonite et de calcite. En effet, quel que soit le milieu considéré (le lac ou les plaines d'inondation), les courbes représentatives de l'évolution des teneurs pour chacun de ces éléments s'éloignent peu à peu de la droite de pente 1 qui correspond à l'augmentation linéaire des teneurs avec le facteur de concentration.

Le magnésium, la silice, le bicarbonate et le calcium sont consommés à partir des solutions mais le comportement de chaque constituant peut varier considérablement tout au long de la précipitation des minéraux : ainsi les concentrations des éléments peuvent augmenter, rester constantes ou diminuer. Cette évolution dépend à la fois, comme l'ont souligné AL DROUBI (1976), GAC *et al.* (1977b) des relations d'équilibre entre minéraux et solutions et, des proportions relatives dans la solution et dans le minéral formé des différents constituants impliqués.

L'itinéraire chimique suivi par les solutions est différent selon qu'elles évoluent ou non en présence d'argiles. Ces deux voies se traduisent dans les diagrammes de stabilité par la disposition des nuages représentatifs des eaux selon un "T" incliné dont la branche supérieure correspond au domaine d'équilibre ; la partie gauche réunit les eaux caractérisées par des pH élevés et des faibles pressions partielles de gaz carbonique, la partie droite rassemble les eaux à faible pH et à forte teneur en CO_2.

Les relations d'équilibre entre minéraux et solutions sont aujourd'hui connues ; en revanche, la

la complexité des mécanismes qui contrôlent les bilans de matière les rendent difficilement accessibles dans le milieu naturel. Ceci a été montré par ROCHE (1973) et CARMOUZE (1976) au cours de leurs études sur la dynamique des éléments dissous dans les eaux du lac Tchad. Dans les plaines d'inondation, l'estimation des transferts de matière lors de la formation de montmorillonite et de calcite pourrait être faussée par la prise en compte des sels solubles et en particulier de sodium, élément qui sert de base au calcul du facteur de concentration. Il a donc été intéressant de mener deux études expérimentales d'évaporation des eaux du fleuve.

IV – EXPÉRIENCES D'ÉVAPORATION DES EAUX DU CHARI (GAC *et al.* 1977 a, GAC *et al.* 1978)

Les eaux du Chari prélevées à N'Djaména ont été placées dans des cuves métalliques et soumises à l'évaporation. L'expérience A a été menée en conservant les matières en suspension du fleuve et l'expérience B en éliminant, au préalable, par simple décantation la majeure partie des particules solides.

A- EXPERIENCE -A-

1. Données générales

Sept mille cinq cents litres d'eaux ont été soumis à l'évaporation pendant 9 mois (du 20/02/74 au 3/11/74). La surface d'exposition initiale était de 10 m^2. Durant les trois premiers mois, les pertes par évaporation ont été compensées par l'addition journalière d'eaux du fleuve, dont la composition chimique varie peu (tableau L), afin de maintenir une hauteur d'eau constante dans les cuves. Les eaux atteignent un facteur de concentration de 3 , la salinité s'élève à 170 mg/l (ou 3,6 mmoles/l) et 121 grammes de matières en suspension se sont déposés au fond des bacs. La température moyenne de l'eau (28,3°C) est peu différente de celle de l'air ambiant (30,5°C) dont le degré hygrométrique oscille autour d'une valeur moyenne de 32 %. Cinq mille litres d'eau ont été évaporés, ce qui correspond à un taux d'évaporation de 5,9 mm/jour.

L'expérience a ensuite été poursuivie pendant 6 mois sans nouvelle addition d'eau diluée. La surface d'évaporation a été réduite à plusieurs reprises (10 ; 4 ; 0,7 et 0,4 m^2) pour se limiter finalement à 400, 200 et 50 cm^2. Les températures moyennes de l'eau et de l'air restent comprises

Tableau LXV

Variations de la minéralisation, de la température, de l'humidité relative et de la vitesse d'évaporation (exprimée en mm/jour) au cours de l'expérience A.

Facteur de concentration	Minéralisation moles/ℓ	Minéralisation gr/ℓ	Surface exposée (m^2)	Température (°C) eau	Température (°C) air	Humidité relative (%)	Vitesse d'évaporation mm/jour
1- 3	0,002 - 0,004	0,09 - 0,17	10	28,3	30,5	32	5,9
3- 9	0,004 - 0,006	0,17 - 0,31	10	30,5	31,6	49	6,3
9- 20	0,006 - 0,013	0,31 - 0,60	4	30,0	30,0	60	4,2
20- 50	0,013 - 0,025	0,60 - 1,90	2	29,4	27,9	73	2,7
50- 200	0,025 - 0,084	1,09 - 3,60	0,7	29,5	27,3	78	2,5
200- 700	0,084 - 0,304	3,60 - 12,50	0,4	29,5	28,3	63	3,2
700- 2.000	0,304 - 0,702	12,50 - 28,10	0,1	29,2	28,6	55	3,9
2.000- 4.000	0,720 - 1,533	28,10 - 61,70	0,04	29,2	28,6	53	6,1
4.500-10.000	1,533 - 3,402	61,70 - 134,00	0,02	28,5	28,2	48	7,3
> 10.000	3,402 - 7,186	134,00 - 261,00	0,005	28,0	28,0	37	<1,0

entre 28°C et 31,6°C, les températures maximales et minimales oscillent entre des valeurs extrêmes de 15°C et 42°C. Le taux d'évaporation journalier (tableau LXV) diminue jusqu'à un facteur de concentration de 700, augmente à nouveau lorsque le volume restant est inférieur à 4 litres (facteurs de concentration compris entre 700 et 10.000) et devient négligeable dans les saumures finales. La vitesse d'évaporation faiblit avec l'augmentation de la salure (les anomalies constatées pour les minéralisations intermédiaires sont vraisemblablement dues au réchauffement plus efficace des eaux contenues dans les cuves de petites dimensions).

1. Evolution de la conductivité et de la composition chimique des solutions

a) Relation entre la force ionique et la conductivité

La conductivité (C) ou "conductance spécifique" est une des mesures classiques permettant un contrôle simple et rapide de la minéralisation des solutions. D'une manière générale, et pour un type d'eau donné, la conductivité augmente lorsque les eaux se concentrent (CAMPBELL *et al.*, 1948; JACKSON, 1958 ; McNEAL *et al.* 1970 ; TANJI et BIGGAR, 1972) et ce paramètre est directement lié à la force ionique (I) de la solution (PONNAMPERUMA *et al.* 1966 ; LANGMUIR, 1971 ; GRIFFIN et JURINAK, 1973 ; MARION et BABCOK, 1975).

La conductivité augmente linéairement avec la force ionique (fig. 50). La présence de plusieurs points d'inflexion correspondant sur la courbe aux échantillons n° 14, 18 et 54, indique cependant que l'augmentation de la conductivité s'effectue par paliers successifs. Quatre domaines peuvent être distingués. Dansle premier (I), les eaux (de 1 à 14) se disposent sur une courbe rectiligne

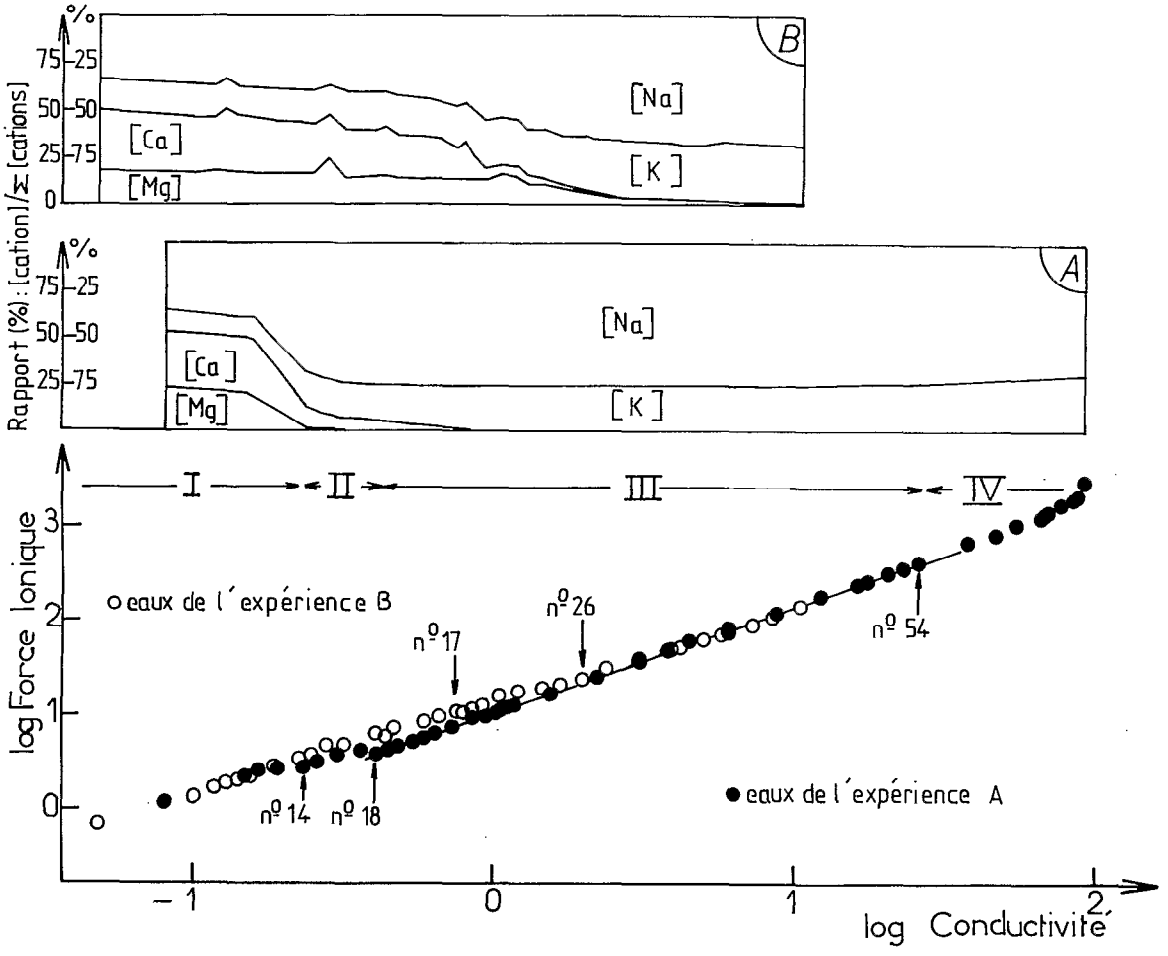


Fig. 50- Relation entre la force ionique (mmoles/litre) et la conductivité à 25°C (millimhos.cm) des eaux des expériences d'évaporation.
Variations (en %) du rapport en l'activité d'un cation et la somme de l'activité de l'ensemble des cations.

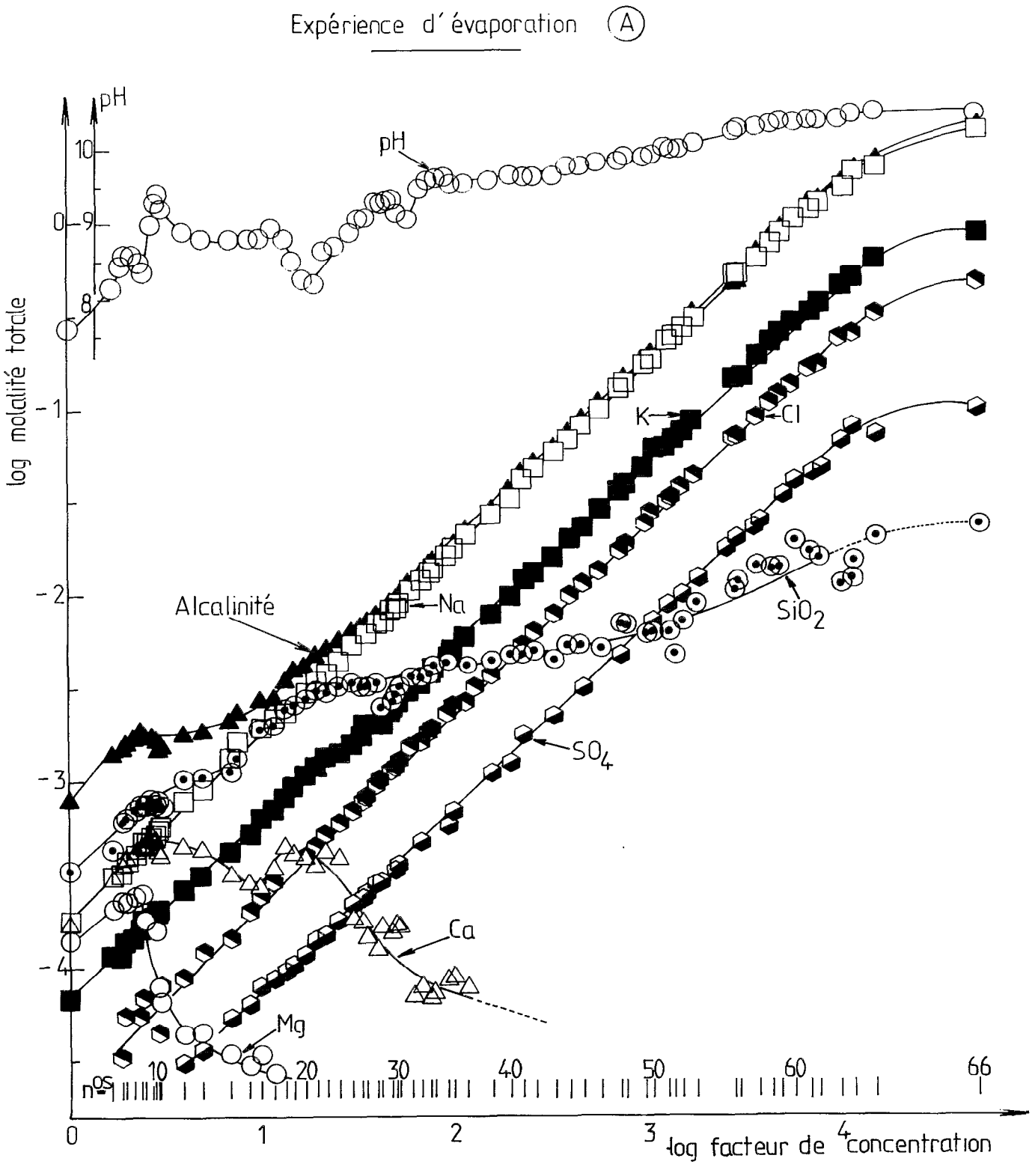


Fig. 51- Expérience d'évaporation A :
Evolution de la composition chimique de l'eau du Chari en fonction du facteur de concentration

Tableau LXVI

Expérience d'évaporation A des eaux du Chari. Composition chimique des eaux pour différents facteurs de concentrations (sauf indication les valeurs des concentrations sont données en mmoles/kg H_2O).

Eaux n°	Facteur de concentration	Conductivité à 25°C (millimhos cm)	pH	HCO_3	CO_3	Alc. (meq.)	Cl	SO_4	Σ^- (meq.)	Σ^+ (meq.)	Na	K	Ca	Mg	SiO_2 (mg/ℓ)	log fCO_2	Force ionique
1	1,0	0,08	7,6	0,792	0	0,792	0,025	0,007	0,831	0,842	0,177	0,050	0,170	0,137	20,2	- 2,90	0,0012
2	1,7	0,14	8,15	1,347	0,009	1,365	0,043	0,011	1,431	1,417	0,306	0,085	0,303	0,210	26,5	- 3,21	0,002
3	1,9	0,15	8,45	1,461	0,020	1,500	0,045	0,012	1,570	1,575	0,320	0,090	0,351	0,231	38,0	- 3,47	0,0022
4	2,0	0,16	8,60	1,541	0,030	1,600	0,051	0,015	1,681	1,697	0,370	0,102	0,384	0,228	39,0	- 3,59	0,0023
5	2,2	0,16	8,6	1,637	0,031	1,700	0,055	0,016	1,787	1,837	0,400	0,112	0,425	0,238	43,0	- 3,57	0,0024
6	2,4	0,19	8,5	1,796	0,027	1,850	0,066	0,018	1,953	2,022	0,470	0,132	0,457	0,253	45,5	- 3,43	0,0026
7	2,5	0,17	8,35	1,738	0,019	1,775	0,068	0,019	1,881	1,883	0,483	0,138	0,450	0,181	45,7	- 3,29	0,0025
8	2,7	0,17	9,0	1,597	0,076	1,750	0,069	0,020	1,859	2,006	0,505	0,141	0,510	0,170	49,0	- 4,09	0,0026
9	2,85	0,16	9,3	1,444	0,138	1,720	0,072	0,020	1,833	1,934	0,515	0,148	0,478	0,158	47,5	- 4,32	0,0025
10	2,97	0,15	9,4	1,193	0,143	1,480	0,077	0,021	1,600	1,718	0,555	0,155	0,424	0,080	48,0	- 4,51	0,0021
11	3,0	0,15	9,2	1,355	0,102	1,560	0,080	0,022	1,685	1,673	0,565	0,155	0,410	0,067	47,5	- 4,25	0,0022
12	4,0	0,17	8,9	1,682	0,064	1,810	0,109	0,031	1,981	2,024	0,790	0,224	0,460	0,045	62,5	- 3,86	0,0025
13	5,0	0,19	8,8	1,777	0,054	1,884	0,129	0,036	2,085	2,139	0,910	0,257	0,440	0,046	64,5	- 3,74	0,0026
14	7,0	0,23	8,8	2,018	0,061	2,140	0,191	0,053	2,438	2,445	1,365	0,380	0,315	0,035	68,0	- 3,68	0,0028
15	8,8	0,26	8,8	2,282	0,069	2,420	0,229	0,065	2,779	2,754	1,646	0,468	0,290	0,030	81,0	- 3,63	0,0032
16	10,2	0,30	8,8	2,612	0,079	2,770	0,282	0,080	3,212	3,197	2,015	0,562	0,275	0,035	116,5	- 3,57	0,0040
17	11,8	0,35	8,95	2,930	0,125	3,180	0,316	0,087	3,670	3,588	2,224	0,631	0,339	0,027	122,5	- 3,67	0,0042
18	13,6	0,41	8,8	2,848	0,086	3,020	0,338	0,090	3,54	3,549	2,418	0,676	0,455	<0,010	147,5	- 3,53	0,0039
19	15,0	0,45	8,5	3,149	0,048	3,245	0,371	0,105	3,82	3,826	2,650	0,758	0,418	0,035	156,5	- 3,19	0,0042
20	17,2	0,49	8,25	3,584	0,030	3,645	0,436	0,120	4,32	4,324	3,060	0,871	0,392	0,035	170	- 2,88	0,0046
21	19,6	0,54	8,20	4,103	0,032	4,167	0,501	0,141	4,95	4,950	3,560	1,023	0,356	<0,01	187,5	- 2,77	0,0053
22	22,2	0,59	8,65	4,356	0,093	4,542	0,549	0,152	5,39	5,40	3,875	1,096	0,424	<0,01	185	- 3,20	0,0058
23	25,6	0,65	8,7	4,927	0,118	5,163	0,645	0,173	6,16	6,16	4,475	1,288	0,400	<0,01	200	- 3,20	0,0066
24	30,0	0,74	8,9	5,803	0,220	6,244	0,776	0,218	7,45	7,46	5,537	1,549	0,185	<0,01	207,5	- 3,33	0,0080
25	33,7	0,79	9,1	6,158	0,371	6,900	0,832	0,239	8,20	7,94	5,885	1,698	0,180	<0,01	200	- 3,50	0,0090
26	35,5	0,83	9,1	6,515	0,392	7,300	0,891	0,250	8,69	8,40	6,285	1,819	0,143	<0,01	200	- 3,48	0,0095
27	40,3	0,95	9,3	6,574	0,628	7,830	1,023	0,280	9,42	9,45	7,160	2,041	0,125	<0,01	210	- 3,68	0,0104
28	42,3	1,04	9,3	6,776	0,647	8,070	1,023	0,287	9,67	9,61	7,225	2,000	0,170	<0,01	150	- 3,79	0,0105
29	47,8	1,08	9,35	7,552	0,809	9,170	1,202	0,330	11,03	11,26	8,52	2,420	0,158	<0,01	170	- 3,81	0,0120
30	50,8	1,12	9,35	7,856	0,842	9,540	1,270	0,338	11,49	11,40	8,59	2,490	0,160	<0,01	180	- 3,79	0,0126
31	52,3	1,18	9,15	9,038	0,561	10,26	1,308	0,354	12,28	12,15	9,075	2,715	0,178	<0,01	200	- 3,51	0,0132
32	60,1	1,36	9,1	10,48	0,631	11,74	1,540	0,411	14,10	14,02	10,65	3,030	0,170	<0,01	225	- 3,39	0,0151
33	68,4	1,56	9,45	10,27	1,38	13,04	1,698	0,472	15,68	15,64	12,10	3,390	0,073	<0,01	220	- 3,80	0,0174
34	75,5	1,64	9,6	10,42	1,99	14,39	1,905	0,509	17,31	17,31	13,35	3,800	0,081	<0,01	230	- 3,98	0,0174
35	79,9	1,71	9,6	10,98	2,09	15,16	2,042	0,574	18,35	18,35	14,15	4,060	0,070	<0,01	255	- 3,96	0,0206
36	93	2,06	9,65	12,46	2,66	17,78	2,325	0,651	21,41	21,58	16,68	4,750	0,076	<0,01	265	- 3,07	0,0243
37	100	2,16	9,55	14,29	2,43	19,14	2,500	0,698	23,04	23,15	17,88	5,090	0,090	<0,01	260	- 3,79	0,0258
38	117	2,45	9,55	16,77	2,84	22,45	2,951	0,786	26,97	27,24	20,75	6,035	0,094	<0,01	255	- 3,72	0,0308
39	158	3,09	9,60	21,09	4,02	29,12	3,981	1,099	35,29	35,16	27,00	8,000	0,080	<0,01	275	- 3,70	0,0395
40	197	3,83	9,65	25,19	5,39	35,96	4,800	1,256	43,27	42,89	33,25	9,640	<0,050	<0,01	295	- 3,70	0,0484
41	230	4,49	9,65	31,06	6,65	44,35	6,025	1,785	53,95	53,95	41,85	12,20	<0,050	<0,01	295	- 3,63	0,0604
42	265	5,00	9,65	35,19	7,53	50,25	6,918	1,858	61,15	61,80	48,00	13,80	<0,050	<0,01	305	- 3,59	0,0687
43	335	6,00	9,65	43,37	9,28	61,93	8,709	2,286	75,21	76,73	59,75	16,98	<0,050	<0,01	275	- 3,52	0,0846
44	400	7,41	9,8	46,24	13,97	74,17	9,840	2,595	89,20	89,20	69,0	20,20	<0,050	<0,01	330	- 3,70	0,0994
45	470	8,89	9,8	54,42	16,35	87,13	11,440	3,228	105,02	105,20	82,0	23,20	<0,050	<0,01	330	- 3,65	0,1162
46	573	9,96	9,85	63,54	21,53	106,6	14,45	3,925	129,0	128,9	100,0	28,90	<0,050	<0,01	315	- 3,68	0,1413
47	735	12,24	9,85	81,80	27,73	137,3	17,80	4,875	164,8	164,8	129,0	35,80	<0,050	<0,01	425	- 3,61	0,1775
48	780	12,97	9,9	82,94	31,53	146,0	19,95	5,360	176,7	179,2	139,4	39,80	<0,050	<0,01	420	- 3,69	0,1922
49	985	16,39	9,9	102,8	39,07	180,9	25,12	6,740	219,5	224,12	174,0	50,12	<0,050	<0,01	380	- 3,63	0,2363
50	1080	17,96	9,95	105,4	44,95	195,3	26,30	7,310	236,2	239,5	187,0	52,48	<0,050	<0,01	390	- 3,70	0,2517
51	1280	20,83	10,05	111,6	59,94	231,6	33,11	9,310	283,3	301,1	235,0	66,07	<0,050	<0,01	390	- 3,86	0,3098
52	1370	21,64	10,0	126,7	60,65	248,1	34,67	9,523	301,8	314,0	245,0	69,00	<0,050	<0,01	320	- 3,74	0,3220
53	1520	23,46	10,0	140,5	67,22	275,0	38,12	10,45	334,0	341,5	266,0	75,50	<0,050	<0,01	440	- 3,72	0,3478
54	1995	26,53	10,1	143,7	86,59	317,0	44,96	12,56	387,1	404,3	314,3	90,00	<0,050	<0,01	565	- 3,88	0,4056
55	2840	37,48	10,25	182,3	155,1	492,8	71,60	20,84	606,1	690,9	536,0	154,9	<0,050	<0,01	645	- 4,10	0,6528
56	2980	40,02	10,3	174,1	166,3	506,9	77,63	20,86	626,2	687,9	533,0	154,9	<0,050	<0,01	724	- 4,18	0,6510
57	3750	46,83	10,3	229,1	218,8	666,8	97,72	25,94	816,4	858,0	667,5	190,5	<0,050	<0,01	840	- 4,12	0,7902
58	4430	49,40	10,35	244,9	278,1	801,4	112,2	30,83	975,3	999,9	776,0	223,9	<0,050	<0,01	840	- 4,17	0,9035
59	4920	55,04	10,35	286,1	306,7	899,8	128,8	34,99	1098,6	1155,3	895,0	260,3	<0,050	<0,01	845	- 4,16	1,029
60	5800	66,54	10,4	304,3	365,9	1036,4	154,9	42,07	1275,4	1366,5	1057,5	309,0	<0,050	<0,01	1140	- 4,24	1,187
61	6950	67,76	10,4	364,5	438,2	1241,1	171,8	46,13	1505,2	1517,0	1175,0	342,0	<0,050	<0,01	1020	- 4,18	1,293
62	7710	72,06	10,4	385,8	463,9	1313,8	182,0	50,00	1595,8	1643,1	1280,0	363,1	<0,050	<0,01	970,0	- 4,21	1,392
63	10000	78,00	10,4	480,9	578,2	1637,5	240,9	70,80	2020,0	2020,0	1552,5	467,5	<0,050	<0,01	700,0	- 4,12	1,660
64	11600	84,82	10,45	512,5	692,0	1896,8	258,3	84,37	2323,8	2323,8	1812,5	511,3	<0,050	<0,01	937,5	- 4,20	1,853
65	15000	87,50	10,5	530,8	803,4	2137,8	334,5	72,60	2617,5	2617,5	1976,5	641,0	<0,050	<0,01	1250,0	- 4,26	2,071
66	> 20000	90,05	10,5	825,7	1249,8	3325,5	485,5	107,0	4025,0	4025,0	3137,5	887,5	<0,050	<0,01	1425,2	- 4,20	2,962

qui s'incurve pour les eaux les plus diluées. Dans le second (II), du point 14 au point 18, la relation entre la force ionique et la conductivité est aussi linéaire, mais la droite est décalée par rapport à la première. Le domaine III rassemble sur une droite la majeure partie des eaux de l'expérience A (eaux 18 à 54) ; le coefficient de corrélation linéaire entre I et C est de 0,9992 et la droite de régression a pour équation : log I = 1,093 log C + 1,068 , ou ($I = 11{,}70\ C^{1{,}093}$ ou I = 15,0 C - 5,02), pour des conductivités comprises entre 0,4 et 26,5 millimhos/cm. Enfin les saumures finales (IV) se caractérisent par une force ionique qui continue de croître alors que la conductivité augmente moins vite et semble tendre vers une valeur limite.

On reviendra sur ces relations entre force ionique et conductivité en présentant les données de l'expérience B.

b) Evolution du pH et de la composition chimique

Les résultats reportés dans le tableau LXVI et sur la figure 51 ont déjà fait l'objet de publications (GAC *et al.*, 1977 et 1978). On ne rappelera ici que les faits essentiels.

Toutes les concentrations et le pH augmentent jusqu'à un facteur de concentration de 3. A partir de ce stade, le magnésium est consommé, sa teneur diminue tandis que les courbes de la silice et de l'alcalinité s'infléchissent.

La teneur en calcium décroît pour des facteurs de concentration compris entre 3 et 10 ; la courbe de l'alcalinité s'incurve, le pH évolue peu autour d'une valeur moyenne de 8,8. La teneur en calcium augmente ensuite légèrement puis décroît pour un facteur de concentration supérieur à 15 ; la courbe de l'alcalinité présente un second palier avant de devenir parallèle à la droite du sodium.

La courbe de variation de la silice montre un second palier à partir d'un facteur de concentration de 12 à 13, la teneur en silice reste voisine de 120 mg/l. Puis, la concentration en silice augmente d'abord lentement pour des facteurs de concentration compris entre 50 et 500, le pH atteint des valeurs de 9,5. Enfin au cours des dernières étapes l'augmentation est plus rapide, la teneur en silice passe de 400 mg/l à 1250 mg/l, le pH se stabilise à une valeur comprise entre 10,3 et 10,4.

Les teneurs en sodium, en potassium, en chlore et en sulfate augmentent linéairement avec le facteur de concentration. Ce n'est qu'au terme de l'expérience d'évaporation (entre les eaux 65 et 66) que les courbes représentatives de ces éléments s'incurvent ; le fléchissement est d'ailleurs mieux marqué pour le potassium, le chlore et le sulfate que pour le sodium.

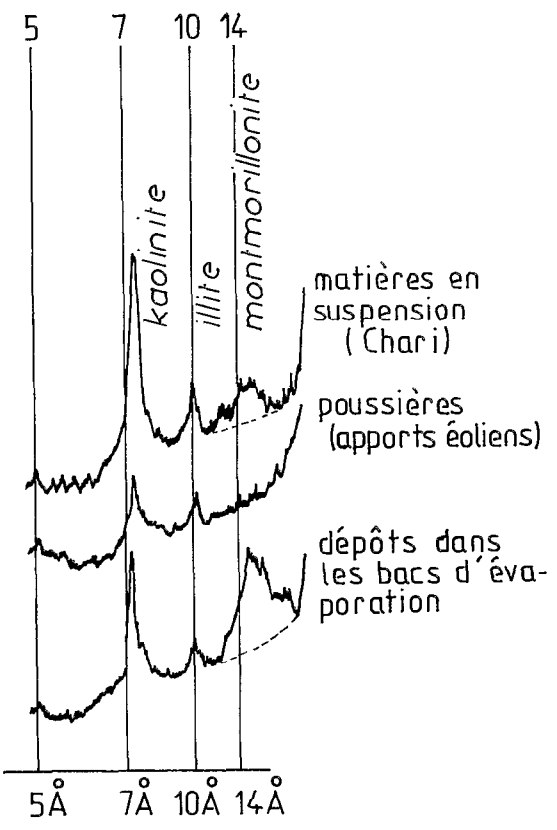


Fig. 52- Diagrammes de diffraction des rayons X de la fraction < 2 microns des dépôts.

3. Composition minéralogique des matières en suspension initiales et des dépôts

Les matières en suspension initialement apportées avec les eaux du Chari sont constituées de kaolinite, de quartz, d'illite et de petites quantités de goethite et de montmorillonite (fig. 52). Les apports éoliens, non négligeables au cours des quatre premiers mois, sont essentiellement formés de quartz, de kaolinite, de feldspaths et d'illite. L'analyse par diffraction des rayons X, des dépôts recueillis indique la présence des matériaux initialement apportés, mais aussi celle de la calcite, de la silice amorphe, du trona $NaH(CO_3)_2 \cdot 2H_2O$, de la sylvite KCl et celle moins certaine de la glaubérite $Na_2Ca(SO_4)_2$. La montmorillonite apparaît plus abondante dans les dépôts que dans les matières en suspension originelles. Les réflexions principales de la calcite, minéral nettement reconnu dans les précipités lorsque le facteur de concentration est supérieur à 40, ne présentent qu'une faible déviation par rapport à celles caractéristiques d'une calcite pure. Enfin, la sylvite et surtout le trona ne sont identifiés que dans les dépôts recueillis au terme de l'expérience d'évaporation.

4. Interprétations

L'interprétation de l'évolution chimique des solutions qui se concentrent par évaporation peut être abordée, soit en termes de bilan de matière, soit, en termes d'équilibre en testant l'état de saturation des solutions vis à vis des minéraux susceptibles de précipiter.

a) Bilans de matière

La concentration en sodium augmente proportionnellement avec le facteur de concentration. Pour chaque élément en solution, les quantités consommées peuvent alors être précisées en déterminant pour différents facteurs de concentration la valeur des rapports molaires Na/Mg, Na/Ca et Na/Si (tableau LXVII).

Tableau LXVII

Valeurs des rapports molaires Na/Ca, Na/Mg et Na/SiO_2 à différents facteurs de concentration (F_c). Evolution du rapport SiO_2/Mg consommés au cours des premières phases d'évaporation.

N°	F_c	Na/Ca	Na/Mg	Na/SiO_2	SiO_2/Mg	N°	F_c	Na/Ca	Na/SiO_2	SiO_2/Mg	N°	F_c	Na/SiO_2
1	1,0	1,04	1,29	0,53	-	23	25,6	11,2	1,34	1,56	45	470	15,0
2	1,7	1,01	1,46	0,69	-	24	30,0	30,0	1,60	1,61	46	573	19,0
3	1,9	0,91	1,39	0,51	-	25	33,7	33,0	1,77	1,73	47	735	18,0
4	2,0	0,96	1,62	0,57	0,46	26	35,5	44,0	1,89	1,71	48	780	20,0
5	2,2	0,94	1,68	0,56	0,38	27	40,3	57,0	2,05	1,83	49	985	28,0
6	2,4	1,03	1,86	0,62	0,65	28	42,3	43,0	2,90	2,02	50	1080	29,0
7	2,5	1,07	2,67	0,64	0,50	29	47,8	54,0	3,01	-	51	1280	36,0
8	2,7	0,99	-	0,62	-	30	50,8	54,0	2,87	-	52	1370	46,0
9	2,85	1,08	3,27	0,65	0,72	31	52,3	51,0	2,73	-	53	1520	36,0
10	2,97	1,31	6,94	0,70	0,61	32	60,1	63,0	2,84	-	54	1995	33,0
11	3,0	1,38	8,56	0,74	0,63	33	68,4	>100	3,31	-	55	2840	50,0
12	4,0	1,72	17,0	0,76	0,61	34	75,5	>100	3,50	-	56	2980	44,0
13	5,0	2,07	20,0	0,85	0,95	35	80	>100	3,33	-	57	3750	48,0
14	7,0	4,33	39,0	1,21	1,32	36	93	>100	3,78	-	58	4430	56,0
15	8,8	5,67	55,0	1,22	1,37	37	100	>100	-	-	59	4920	64,0
16	10,2	7,46	58,0	1,04	1,24	38	117	>100	4,89	-	60	5800	56,0
17	11,8	6,56	82,0	1,10	1,29	39	158	>100	5,90	-	61	6950	69,0
18	13,6	5,31	>100	0,99	1,15	40	197	>100	6,77	-	62	7700	79,0
19	15,0	6,34	>100	1,02	1,21	41	230	>100	8,53	-	63	10000	133,0
20	17,8	7,81	>100	1,08	1,28	42	265	>100	9,46	-	64	11600	116,0
21	19,6	9,98	>100	1,14	1,30	43	335	>100	13	-	65	15000	95,0
22	22,2	9,14	>100	1,26	1,44	44	400	>100	13	-	66	>20000	-

Les rapports Na/Mg et Na/SiO_2 augmentent progressivement au-delà d'un facteur de concentration de 1,9 (eau 3). Lorsque le magnésium commence à être consommé, les courbes de la silice et du pH (fig. 51) changent de pente. Ce résultat suggère qu'un silicate magnésien précipite. Le rapport molaire entre les quantités de silice et de magnésium consommés est égal à 0,5 pour un facteur de concentration de 2,5 (eau 7). Il augmente ensuite progressivement ; pour l'eau 14 il s'élève à 1,3 et reste très voisin de cette valeur jusqu'à un facteur de concentration de 20 (eau 21). Le rapport molaire Si/Mg dans le silicate magnésien précipité est de 1,3,c'est à dire approximativement égal à celui du talc (Si/Mg = 4/3).

Le rapport molaire Na/Ca reste constant pour des facteurs de concentrations inférieurs à 2,9 (eau 9). Au delà la concentration en calcium diminue, le rapport Na/Ca augmente, la calcite précipite. Cette calcite, comme l'indique la position des réflexions principales sur les diagrammes de diffraction ne contient qu'une très faible fraction molaire de $MgCO_3$ (<3%). Le magnésium consommé n'est donc pas inclus dans la phase carbonatée, mais accompagne la silice lors de la formation de l'argile magnésienne.

Le rapport Na/SiO_2 continue d'augmenter alors que la concentration en magnésium devient négligeable. La courbe de la silice présente un second palier qui correspond à la précipitation de la silice amorphe. La silice totale en solution augmente ensuite, lentement jusqu'à un facteur de concentration de 335 (eau 43) pour lequel les activités de $[H_3SiO_4^-]$ et de $[H_4SiO_4]$ sont égales, le pH garde une valeur constante de 9,5. L'ion $H_3SiO_4^-$ devient ensuite prépondérant, l'augmentation de la silice totale est plus rapide, les saumures finales sont très alcalines (pH = 10,5).

L'ultime étape de l'évaporation (entre les eaux 65 et 66) se caractérise par une diminution importante de tous les éléments en solution. Le facteur de concentration de l'eau finale est inconnu,mais la nature des sels formés peut cependant être précisée en admettant, de façon arbitraire, que les solutions se concentrent deux fois au cours de cette dernière phase de leur évolution (facteur de concentration supérieur au rapport des teneurs en sodium Na_{66}/Na_{65} = 1,59, élément qui accuse la plus faible diminution). L'évaluation (en %) des pertes pour les différents constituants indique , que les quantités de potassium et de chlore consommées sont égales (30 %) et plus importantes que celles des carbonates(HCO_3^- = $CO_3^=$ = 22 %), elles-mêmes supérieures aux quantités de sodium (20 %) soutirées aux solutions. Les derniers sels précipités sont la sylvite et le trona.

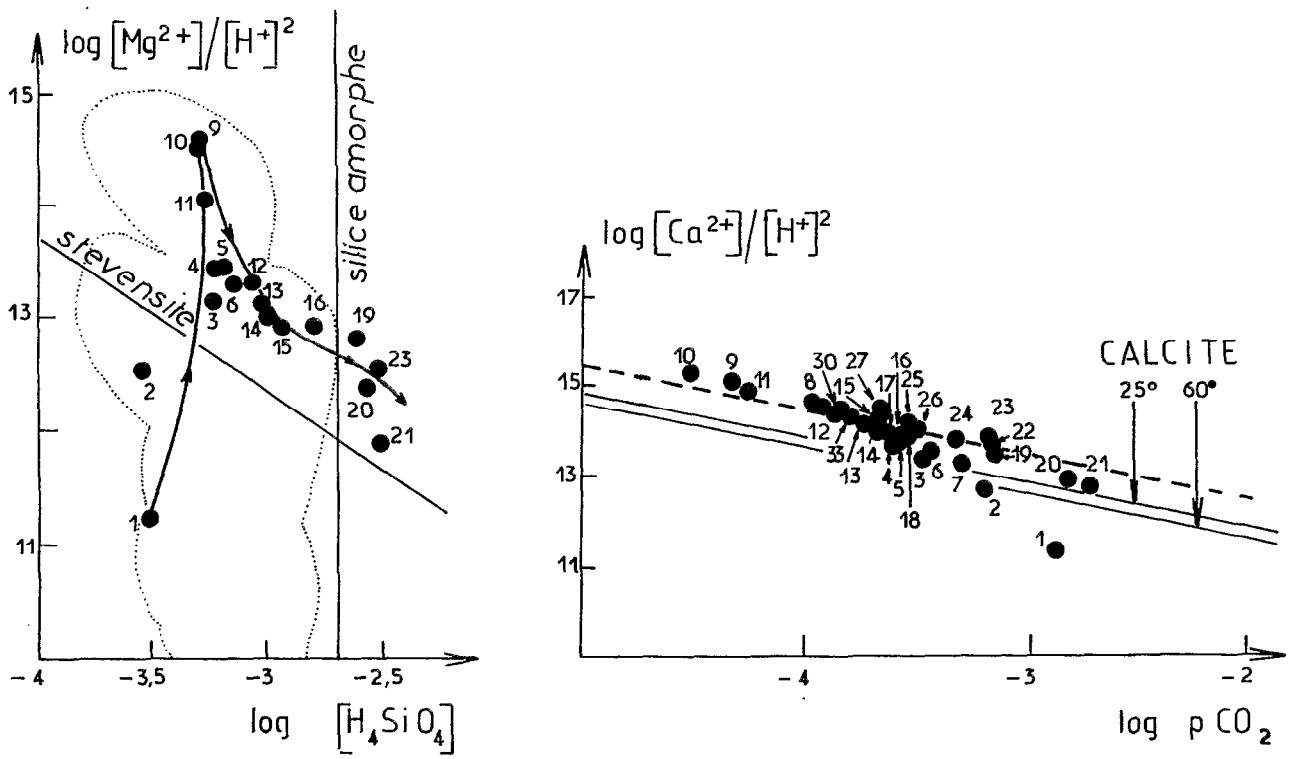


Fig. 53- Position des eaux de l'expérience d'évaporation A dans le diagramme d'équilibre de la calcite.

b) Diagrammes d'équilibre

Tous les points représentatifs des eaux (exceptés 1 et 2) se disposent sur une droite dans le diagramme d'équilibre de la calcite. Cette droite tracée (en tireté) sur la figure 53 b correspond à la relation :

$$\log [Ca^{2+}]/[H^+]^2 + \log pCO_2 = 10,4$$

et à une calcite ($\log K_{ps} = -7,78$) de 4 à 5 fois plus soluble que la calcite pure : résultat lié à la présence de magnésium et à la mauvaise cristallinité du carbonate.

La précipitation de la calcite se produit, comme le montre la figure 53 a, après la formation de l'argile mangésienne qui se traduit par la diminution brutale des teneurs en magnésium et correspond au premier palier de la courbe de la silice. En se concentrant par évaporation, les eaux initiales du Chari (1 et 2) sous-saturées par rapport à l'argile formée, évolue d'abord vers des solutions (eaux 9, 10 et 11) largement sursaturées vis à vis de ce minéral,et s'orientent ensuite (eaux 12 à 21) vers la droite d'équilibre où la formation du minéral devient effective. On retrouve là, l'itinéraire chimique pressenti pour les eaux naturelles (comprises dans la partie délimitée en pointillé) évoluant en présence d'argiles. Les eaux s'orientent vers le côté droit du diagramme de stabilité, la teneur en magnésium et le pH diminuent ensemble,alors que la concentration en silice dissoute continue d'augmenter jusqu'à la précipitation de la silice amorphe.

B- EXPERIENCE -B-

1. Données générales

Cette seconde expérience d'évaporation a été menée sur 600 litres d'eau, en éliminant au préalable,par simple décantation, la majeure partie des matières en suspension et, en évitant par la suite l'apport de poussières atmosphériques (cuve sous abri). Les conditions expérimentales sont dans leurs grandes lignes analogues à celles du cas précédent (même période de l'année, durée du temps d'évaporation identique et composition chimique comparable de l'eau initiale). Elles n'en diffèrent que par une température de l'eau légèrement inférieure (24°C) et par une surface d'exposition plus petite (cuve de $2m^2$)et réduite plus fréquemment, afin de prolonger le temps d'évaporation.

Le taux moyen journalier d'évaporation est plus faible qu'au cours de la première expérience, mais son évolution au fur et à mesure que les eaux se concentrent est identique. Les dernières eaux s'évaporent de deux à trois fois moins vite que les eaux initiales.

2. Evolution de la conductivité et de la composition chimique des solutions

a) Relation entre la force ionique et la conductivité

La figure 50 montre que les eaux de l'expérience B se superposent aux eaux de l'expérience A tant qu'elles restent dans le domaine (I) des eaux diluées (facteur de concentration inférieur à 5). Les eaux de A s'alignent ensuite rapidement sur la droite de régression définie par la relation : $\log I = 1,093 \log C + 1,068$, alors que les eaux de B qui contiennent encore des quantités importantes de magnésium et de calcium se maintiennent toujours au-dessus de cette droite. Elles ne s'en approchent qu'au delà de l'eau 17 et ne la rejoignent qu'au point 26. Les eaux B finales se situent exactement sur la droite déterminée pour les eaux de A (dans le domaine III), le sodium devient le cation dominant dans les deux cas.

Une première divergence dans l'évolution des solutions apparaît. Pour une même conductivité les eaux B ont une force ionique plus élevée, ou inversement, pour une même force ionique la conductivité est plus importante pour les eaux A. En fait, l'intérêt d'établir ces relations peut paraître limité , puisque le calcul de la force ionique ($I = 1/2 \Sigma m_i Z_i^2$, m_i et Z_i , molalité et charge de l'ion en solution) nécessite auparavant de connaître la molalité des ions dans la solution. Elles pourraient cependant permettre d'estimer l'activité des ions et donc la distribution entre les ions simples et complexes, d'une eau d'un type donné à partir des proportions molaires et de la conductivité.

b) Evolution du pH et de la composition chimique

Les résultats analytiques reportés dans le tableau LXVIII et illustrés par la figure 54, permettent de suivre dans le détail l'évolution des solutions et de souligner les points communs et les caractères distinctifs entre les deux expériences.

Le pH évolue de façon désordonnée durant les premiers stades d'évaporation, puis augmente progressivement à partir d'un facteur de concentration de 9 (échantillon n° 12). La courbe s'infléchit ensuite à deux reprises, le pH se stabilise à 8,5 entre les échantillons 17 et 22 et reste voisin de 9,4 dans les solutions finales.

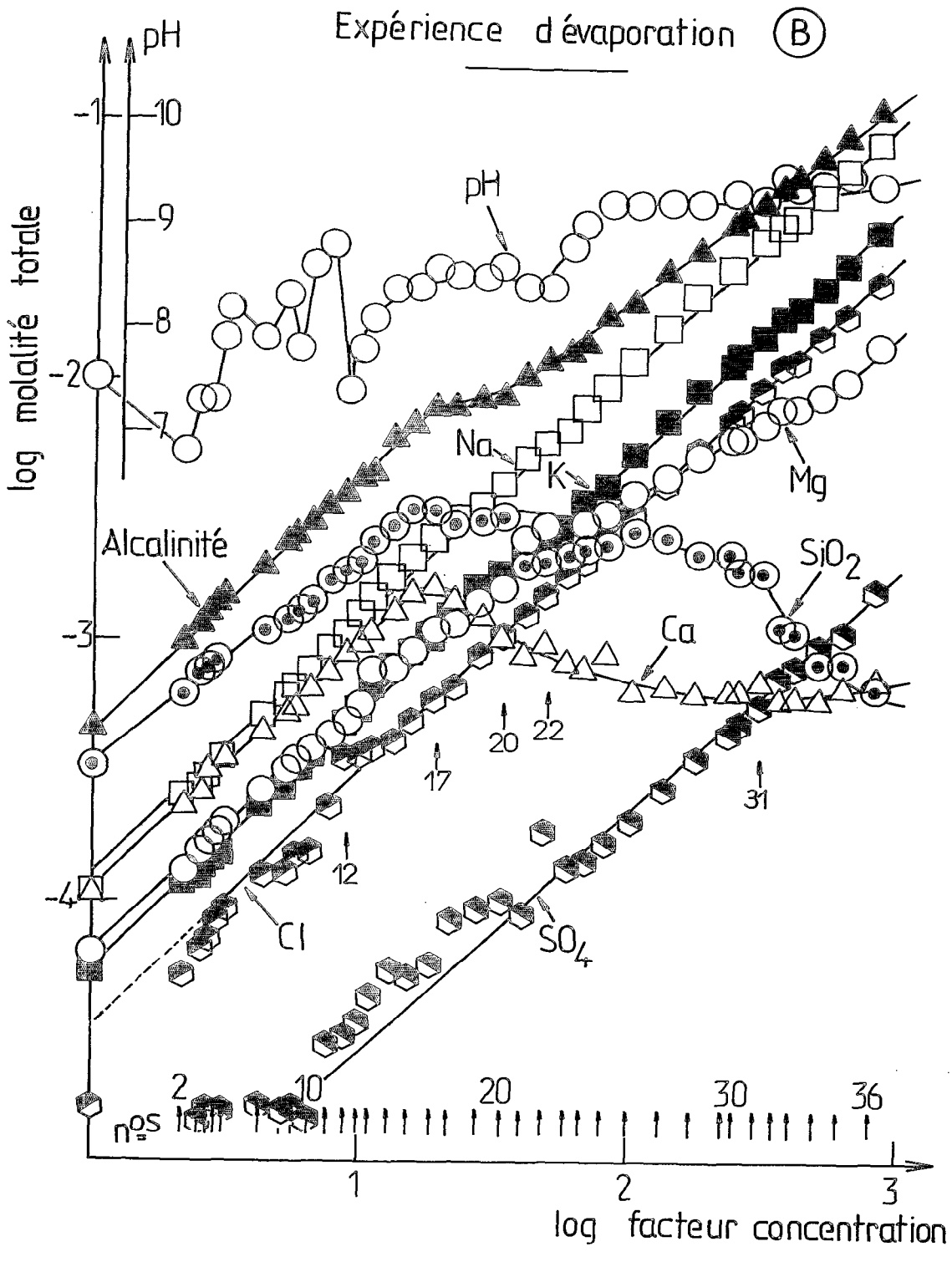


Fig. 54 - Expérience d'évaporation B : évolution de la composition chimique de l'eau du Chari en fonction du facteur de concentration.

Tableau LXVIII

Composition chimique des eaux de l'expérience B pour différents facteurs de concentration (concentrations en mmoles/kg H_2O)

Eaux n°	Facteur de concentration	Conductivité à 25°C (millimhos / cm)	pH	HCO_3	CO_3	Alc. (meq.)	Cl	SO_4	Σ^- (meq.)	Σ^- (meq.)	Na	K	Ca	Mg	SiO_2 (mg/l)	log fCO_2	Force ionique
1	1,0	0,048	7,5	0,46	0,01	0,48	0,02	0,01	0,51	0,50	0,11	0,05	0,11	0,06	19,8	- 3,08	0,0007
2	2,2	0,102	6,8	1,01	0,01	1,03	0,05	0,01	1,10	1,09	0,25	0,12	0,23	0,13	37,3	- 1,99	0,0014
3	2,5	0,117	7,3	1,16	0,01	1,18	0,06	0,01	1,26	1,21	0,27	0,12	0,26	0,15	44,2	- 2,43	0,0017
4	2,7	0,128	7,3	1,29	0,01	1,31	0,07	0,01	1,40	1,40	0,29	0,13	0,32	0,17	46,0	- 2,44	0,0019
5	2,9	0,140	7,9	1,39	0,01	1,42	0,09	0,01	1,52	1,49	0,33	0,14	0,33	0,18	50,5	- 3,01	0,0020
6	3,1	0,154	8,2	1,49	0,01	1,51	0,09	0,02	1,64	1,60	0,35	0,15	0,35	0,20	53,2	- 3,29	0,0022
7	4,3	0,190	7,9	1,92	0,01	1,94	0,12	0,02	2,10	2,16	0,51	0,23	0,45	0,26	64,0	- 2,84	0,0028
8	5,2	0,229	8,3	2,34	0,02	2,38	0,13	0,01	2,53	2,62	0,61	0,27	0,55	0,32	71,5	- 3,22	0,0034
9	5,7	0,252	7,8	2,63	0,01	2,65	0,15	0,02	2,84	2,81	0,66	0,31	0,57	0,35	78,2	- 2,60	0,0037
10	6,5	0,280	8,6	2,85	0,05	2,95	0,15	0,01	3,12	3,26	0,78	0,36	0,67	0,39	85,3	- 3,43	0,0049
11	7,6	0,324	8,8	3,14	0,13	3,40	0,22	0,03	3,68	3,79	0,93	0,42	0,79	0,43	101,6	- 3,63	0,0047
12	8,7	0,439	7,4	3,81	0,01	3,83	0,36	0,03	4,25	4,33	1,05	0,48	0,91	0,49	112,4	- 2,02	0,0056
13	9,8	0,408	7,8	4,09	0,01	4,11	0,36	0,03	4,53	4,90	1,25	0,55	0,98	0,57	120,9	- 2,45	0,0063
14	10,9	0,472	8,1	4,35	0,03	4,41	0,38	0,04	4,87	5,74	1,46	0,76	1,10	0,66	144,2	- 2,72	0,0073
15	13,0	0,584	8,4	5,74	0,06	5,86	0,40	0,05	6,36	6,64	1,73	0,77	1,31	0,76	165,3	- 2,87	0,0082
16	15,3	0,669	8,4	6,68	0,08	6,84	0,48	0,05	7,42	7,84	2,06	0,90	1,54	0,90	189,3	- 2,85	0,0096
17	18,5	0,779	8,6	7,73	0,14	8,01	0,59	0,06	8,72	9,03	2,44	1,05	1,67	1,10	189,3	- 2,99	0,0107
18	21,7	0,741	8,5	7,65	0,12	7,89	0,65	0,08	8,70	9,07	2,68	1,19	1,46	1,14	165,3	- 2,93	0,0107
19	27,2	0,858	8,5	8,46	0,14	8,76	0,87	0,09	9,81	10,28	3,40	1,56	1,26	1,40	172,5	- 2,90	0,0119
20	33,3	0,933	8,6	8,50	0,17	8,84	1,05	0,10	10,09	11,18	4,00	1,80	1,06	1,63	180,3	- 3,00	0,0127
21	40,0	1,046	8,4	10,13	0,14	10,41	1,24	0,09	11,83	14,16	5,06	2,24	0,91	2,52	117,2	- 2,75	0,0161
22	48,8	1,207	8,4	11,76	0,15	12,06	1,48	0,18	13,90	16,12	5,86	2,58	1,00	2,84	113,0	- 2,66	0,0182
23	57,3	1,280	8,8	12,38	0,34	13,06	1,77	0,13	15,09	15,68	6,50	2,62	0,84	2,44	127,4	- 3,00	0,0166
24	65,7	1,466	8,8	13,05	0,42	13,89	2,01	0,14	16,18	18,36	7,96	3,40	0,80	2,90	135,2	- 3,06	0,0196
25	79,3	1,675	9,0	16,33	0,84	18,01	2,45	0,17	20,80	21,38	9,48	3,90	0,92	3,08	139,4	- 3,20	0,0211
26	99,3	2,016	9,2	18,37	1,40	21,17	3,04	0,20	24,61	25,76	11,84	5,20	0,66	3,70	159,9	- 3,36	0,0245
27	132,0	2,415	9,2	23,44	1,62	26,68	4,12	0,27	31,34	33,06	16,10	7,00	0,68	4,30	152,7	- 3,21	0,0312
28	172,0	3,096	9,2	28,64	1,98	32,60	5,25	0,35	38,55	42,10	21,20	9,30	0,65	5,15	131,0	- 3,14	0,0395
29	228,0	3,906	9,2	35,42	2,69	40,80	7,04	0,43	48,70	52,06	27,30	11,40	0,68	6,00	132,2	- 3,10	0, 483
30	245,1	4,184	9,3	36,04	3,52	43,08	7,71	0,48	51,75	55,62	29,80	12,50	0,66	6,00	113,0	- 3,22	0,0516
31	298,8	5,000	9,3	41,26	4,32	49,90	9,50	0,56	60,52	65,59	35,20	14,95	0,72	7,00	111,8	- 3,22	0,0604
32	348,7	5,814	9,5	45,60	6,15	57,90	11,50	0,72	70,84	74,52	39,50	18,00	0,61	7,90	68,8	- 3,31	0,0685
33	400,0	6,135	9,4	50,25	6,33	62,91	12,10	0,77	76,35	79,26	43,00	19,20	0,63	7,90	64,9	- 3,23	0,0732
34	493,0	7,299	9,4	58,72	7,74	74,20	14,85	0,95	90,95	94,79	52,50	23,25	0,62	8,90	50,2	- 3,20	0,0876
35	602,0	8,547	9,5	69,38	9,70	88,78	18,25	1,07	109,17	116,24	66,00	28,30	0,67	10,30	52,9	- 3,18	0,1072
36	800,0	10,520	9,4	89,78	12,51	114,80	23,85	1,58	141,81	150,34	83,50	37,50	0,72	13,95	39,7	- 3,08	0,1362

La teneur de tous les constituants augmente jusqu'à un facteur de concentration de l'ordre de 16 à 17. La figure 54 montre qu'au cours de cette première phase, les courbes représentatives du magnésium, de l'alcalinité, du calcium et de la silice s'écartent légèrement de la linéarité. Ces faibles variations de pente expliquent vraisemblablement, l'évolution en dent de scie du pH dans les eaux les plus diluées.

La teneur en silice cesse d'augmenter pour un facteur de concentration de 18 (eau n° 17) et reste constante jusqu'à un facteur de concentration de l'ordre de 35 (eau n° 20) alors que la teneur en magnésium continue de croître. La courbe de la silice s'incline ensuite progressivement jusqu'à un facteur de concentration de 300 (eau n° 31) ; dans cet intervalle l'augmentation des teneurs en magnésium est moins rapide. Au cours des dernières étapes la concentration en magnésium croît plus vite tandis que la teneur en silice diminue radicalement.

La teneur en calcium diminue à partir d'un facteur de concentration de 20 (échantillon n° 18). Simultanément la courbe de l'alcalinité s'infléchit pour rejoindre par la suite la droite représentative du sodium.

Les teneurs en sodium, potassium, chlore et sulfate augmentent linéairement avec le facteur de concentration.

3. Détermination des produits précipités

Les produits précipités ont été recueillis et analysés soit par diffraction des rayons X, soit à l'aide d'un spectomètre à rayons X après l'examen des particules au microscope électronique à transmission.

Le premier minéral identifié est la calcite. Elle apparaît dans l'échantillon correspondant à l'eau n° 16 et se maintient de façon très nette jusque dans l'échantillon n° 22. La position des réflexions principales sur les diagrammes de diffraction des rayons X indique qu'il s'agit d'une calcite magnésienne de formule moyenne : $Ca_{0,95}\ Mg_{0,05}\ CO_3$.

Le second produit reconnu, dès l'échantillon n°19, est la silice amorphe identifiée par le halo caractéristique situé entre 3,60 A° et 4,80 A° sur les diagrammes de diffraction des rayons X.

Le troisième produit précipité apparaît au cours des dernières étapes d'évaporation (échantillon n° 32). Il s'agit d'un produit amorphe. En effet, aucune figure de diffraction n'a été observée

Tableau LXIX

Composition chimique (exprimée en % d'oxydes) de quelques particules amorphes observées au microscope électronique à balayage.

Echantillons	1	2	3	4	5	6	7	8	9	Moyenne
SiO_2	68,58	72,71	70,81	72,51	67,05	71,74	66,55	74,70	71,43	70,67
Al_2O_3	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	0,00	6,87	0,76
Fe_2O_3	0,57	0,12	0,00	0,00	0,44	0,32	0,00	0,00	0,00	0,16
MgO	17,00	19,06	22,45	17,88	15,83	17,80	18,42	17,86	14,37	17,85
CaO	2,42	1,81	1,94	2,82	2,68	2,34	4,16	1,86	1,99	2,44
K_2O	11,43	6,29	6,07	6,78	13,99	7,78	10,86	5,56	5,33	8,23

lors des différents tests analytiques menés sur plusieurs agrégats. La composition chimique de quelques-unes de ces particules, obtenues à l'aide d'un spectromètre à rayons X équipant un microscope électronique, est donnée dans le tableau LXIX. Il s'agit donc de silicates magnésiens hydratés contenant des quantités variables de potassium et de calcium, et dont la formule moyenne est la suivante :

$$SiO_{4,02}\ Mg_{1,51}\ Ca_{0,15}\ K_{0,60}\ O_{10,n}\ H_2O$$

La composition chimique de ces particules est variable et peut être suivie tout au long de l'expérience d'évaporation par le bilan de consommation des éléments en solution et par les diagrammes d'équilibre.

4. Interprétations

La précipitation de calcite magnésienne se remarque très bien par le changement d'orientation de la solution dans le diagramme log $[Ca^{2+}]$ - log $[CO_3^{=}]$ de la figure 55 b. On distingue ainsi un domaine de sous-saturation (points 13, 14 et 15) et un domaine de sursaturation. Les points de 16 à 22 se trouvent ainsi à peu près alignés sur une droite de pente -1 (si l'on confond calcium et magnésium) d'équation : 0,95 log $[Ca^{2+}]$ + 0,05 log $[Mg^{2+}]$ + log $[CO_3^{=}]$ = -7,17

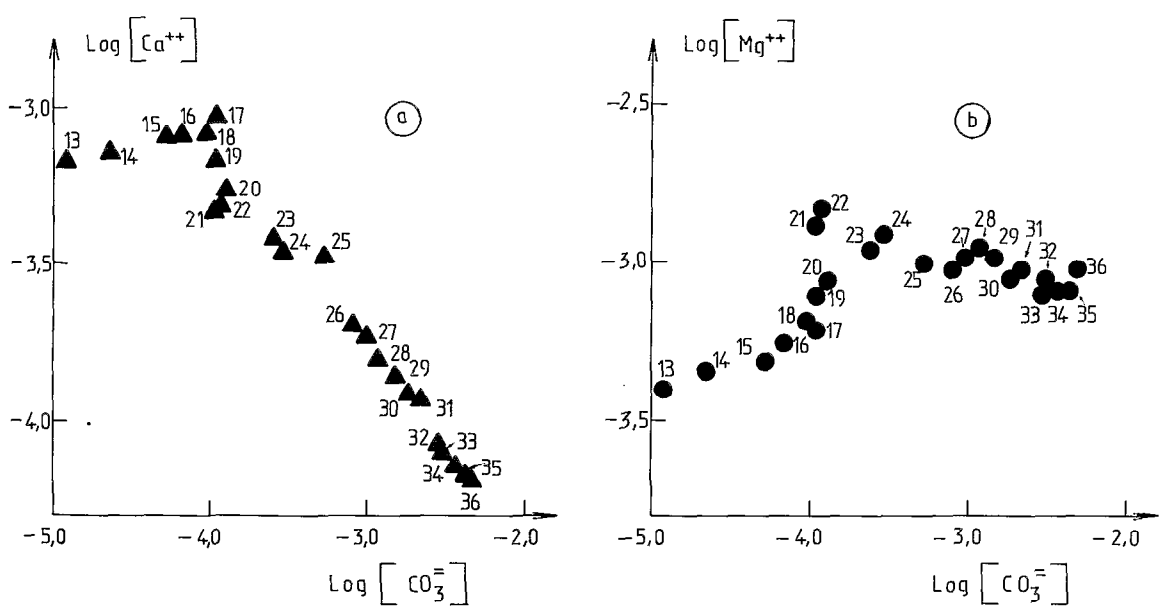


Fig. 55- Position des eaux de l'expérience d'évaporation B dans les diagrammes log $[CO_3^{=}]$ - log $[Ca^{2+}]$ - log $[Mg^{2+}]$.

Dans la solution, entre le point 15 et le point 22, une quantité importante de calcium a été consommée (1,01 mmole / kg H_2O) alors que la quantité de magnésium précipitée est très faible et atteint tout au plus 6 % de la quantité correspondante du calcium. Il s'agit donc bien de la précipitation d'une calcite magnésienne dont le produit solubilité est égal à $10^{-7,17}$. Ceci correspond à une calcite seize fois plus soluble que de la calcite bien cristallisée donnée dans les tables (Kps = $10^{-8,37}$).

La saturation de la solution vis à vis de la silice amorphe se produit dès le point 13 où la concentration de $10^{-2,70}$ est atteinte. Entre le point 15 et le point 22, la concentration en silice oscille entre 1,88 et 3,15 mmoles/kg H_2O. La quantité de silice précipitée entre ces deux points est équivalente à 2,19 mmoles/kg H_2O.

A partir du point 23, une nouvelle phase se manifeste. Le magnésium qui jusqu'à présent se concentrait en solution est maintenant consommé par la précipitation de silicates magnésiens. Dans le diagramme de la figure 55 a, la relation entre log $[Ca^{2+}]$ et log $[CO_3^{=}]$ change à partir du point 22 tout en restant linéaire. Cette modification s'observe aussi dans le diagramme de la figure 55 b, la relation entre log $[Mg^{2+}]$ et log $[CO_3^{=}]$ devient également linéaire mais inverse entre les points 21 et 36 de ce qu'elle était entre les points 13 et 21.

Le problème est alors de savoir si le magnésium est consommé par la précipitation de carbonates, de silicates,ou d'un mélange de carbonates et de silicates. Le premier fait à souligner, apparaît sur le diagramme de la figure 54 : la concentration en silice diminue dans la solution de façon discrète entre les points 22 et 28,et d'une manière beaucoup plus marquée au delà du point 28. Ceci montre bien que la précipitation de silice amorphe ne se produit plus,et que l'activité de la silice en solution est désormais réglée par la formation du silicate magnésien qui a été reconnu dans les produits précipités.

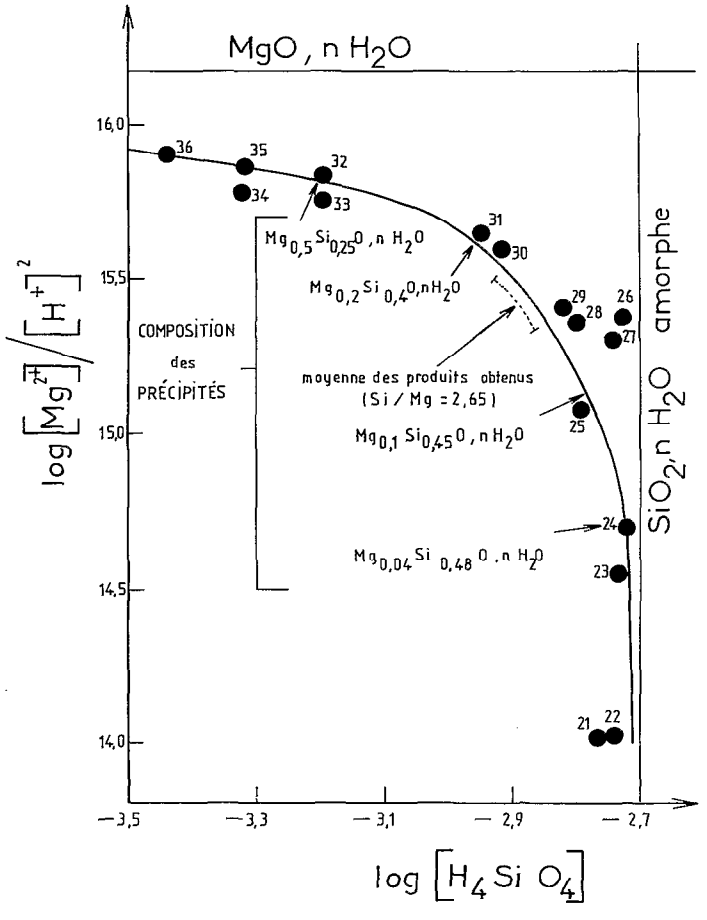


Fig. 56 - Situation des points représentatifs des solutions de l'expérience d'évaporation B dans le diagramme de stabilité log $[Mg^{2+}]/[H^+]^2$ en fonction de log $[H_4SiO_4]$. Position des droites de solubilité des oxydes amorphes et de la courbe de solubilité de la solution solide $Mg_x Si_{\frac{1-x}{2}} O, n H_2O$

Un modèle de précipitation de produits amorphes considérés comme solution solide idéale de MgO et SiO_2 amorphes est obtenu en écrivant :

$$Mg_x\ Si_{\frac{1-x}{2}}\ O,\ nH_2O = xMgO + \frac{1-x}{2}\ SiO_2 + nH_2O$$

et log Kps $(Mg_x\ Si_{\frac{1-x}{2}}\ O,\ nH_2O)$ est donné par la somme : $x \log Kps(MgO) + \frac{1-x}{2} \log Kps\ (SiO_2) + x \log x + (1-x) \log (1-x)$.

En effet, le mélange des deux oxydes en proportions égales conduit aux résultats suivants :

$$Mg_{0,5}\ Si_{0,25}\ O + H^+ \rightleftarrows 0,5\ Mg^{2+} + 0,25\ H_4SiO_4$$

avec $\log Kps\ (Mg_{0,5}\ Si_{0,25}O) = 0,5 \log \frac{[Mg^{2+}]}{[H^+]^2} + 0,25 \log [H_4SiO_4] + 2(0,5 \log 0,5)$

et si log Kps (MgO amorphe) = 16,17 et log Kps (SiO_2 amorphe) = -2,7, on obtient :

$$\log Kps\ (Mg_{0,5}\ Si_{0,25}O) = (0,5 \times 16,17) + (0,25 \times -2,7) + \log 0,5 = 7,109$$

Les points représentatifs des eaux de l'expérience se disposent sur la courbe de la solution solide déterminée en faisant varier les proportions de SiO_2 et MgO dans le produit formé. Tout au long de cette courbe la composition du précipité doit changer. En décomposant le chemin de l'évaporation en plusieurs étapes et en faisant le bilan des quantités précipités à chaque étape, on trouve que :

- du point 23 au point 25, on précipite 0,771 mmole de SiO_2 pour 0,478 mmole de MgO (Si/Mg = 1,61) ;
- du point 25 au point 31, on précipite 6,754 mmoles de SiO_2 pour 4,436 mmoles de MgO (Si/Mg = 1,52) ;
- du point 31 au point 36, on précipite 3,752 mmoles de SiO_2 pour 2,655 mmoles de MgO (Si/Mg = 1,41) .

La valeur du rapport Si/Mg diminue avec le facteur de concentration. Son évolution traduit bien la formation de composés de moins en moins siliceux, de plus en plus magnésiens et les solutions s'orientent vers le côté droit du diagramme. Les valeurs trouvées du rapport Si/Mg restent cependant supérieures à celles qui correspondent aux points théoriques.

Durant les mêmes étapes, la valeur du rapport (Ca précipité/Mg précipité) évolue en diminuant avec le facteur de concentration : 0,638 (de 23 à 25), 0,607 (de 25 à 31) et 0,368 (de 31 à 36).

Le diagramme de la figure 57 montre qu'à partir des points 23-24, la solution devient de plus en plus sursaturée par rapport à la calcite initiale. Ceci correspond sans doute à la formation d'un carbonate de plus en plus magnésien, de plus en plus soluble et de moins en moins stable. Cette déstabilisation progressive de la calcite avec l'incorporation de quantités de plus en plus importantes de magnésium a d'ailleurs été confirmée par de nouvelles analyses diffractométriques illustrées par la figure 58, et réalisées à la suite des résultats présentés par GAC *et al.* (1978). En effet, dans les précipités recueillis, au fur et à mesure de la concentration des solutions, la raie principale de la calcite se déplace vers les petits angles (3,03 A° ; 3,0 A° et 2,97 A°) et s'élargit considérablement. En utilisant la relation entre la distance réticulaire et les proportions molaires de $MgCO_3$ et $CaCO_3$ établie par GOLDSMITH *et al.* (1961), la calcite des derniers précipités (B_{36}) contiendrait 23 % (molaire) de $MgCO_3$. Cette estimation reste cependant semi-quantitative et la variation continuelle de la composition du silicate magnésien rend difficile le calcul des proportions respectives entre le calcium et la magnésium dans le carbonate précipité.

C- POINTS COMMUNS ET CARACTERES DISTINCTIFS ENTRE LES DEUX EXPERIENCES D'EVAPORATION

Les deux expériences d'évaporation des eaux du Chari menées soit en présence d'argiles (expérience A), soit en l'absence d'argiles (expérience B), présentent des points communs et des points de divergence.

1) Dans les deux cas, la concentration en calcium augmente, puis diminue lorsque la courbe de l'alcalinité marque un palier. Ceci correspond à la formation de la calcite reconnue aux rayons X dans les précipités.

2) Dans les deux expériences d'évaporation, la calcite formée est magnésienne. La fraction molaire de magnésite est inférieure à 3 % dans le premier cas et toujours supérieure à 5 % dans le second. L'incorporation du magnésium dans la calcite se traduit par la formation d'un carbonate de plus en plus soluble (log Kps = -7,17) et de moins en moins stable. Cette déstabilisation progressive de la calcite particulièrement nette dans la seconde expérience se traduit par l'élargissement et le décalage vers les petits angles des raies principales du minéral carbonaté calcique et magnésien. Les quantités de magnésium piégées dans la calcite restent cependant peu importantes et ne suffisent pas à expliquer le bilan du magnésium dans l'un et l'autre cas.

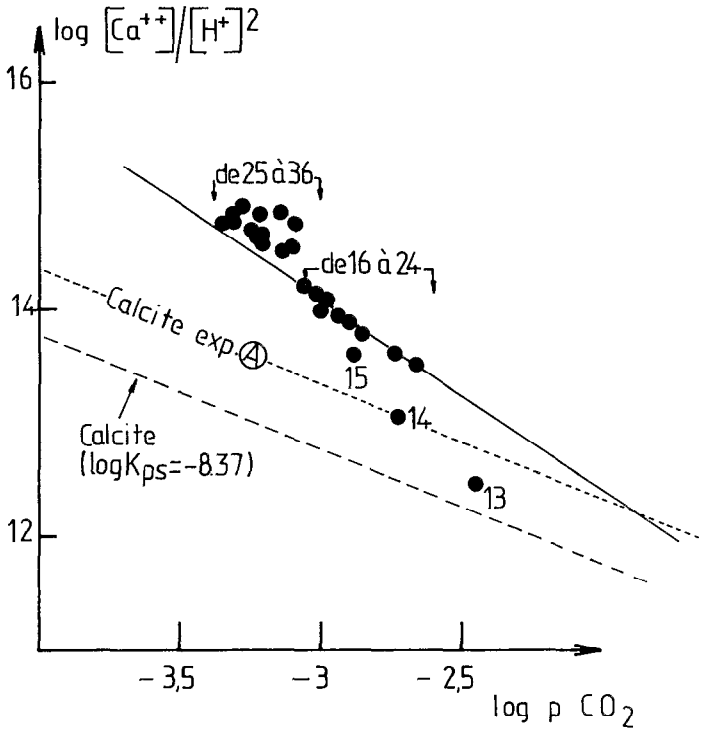


Fig. 57- Position des eaux des expériences d'évaporation dans le diagramme d'équilibre de la calcite.

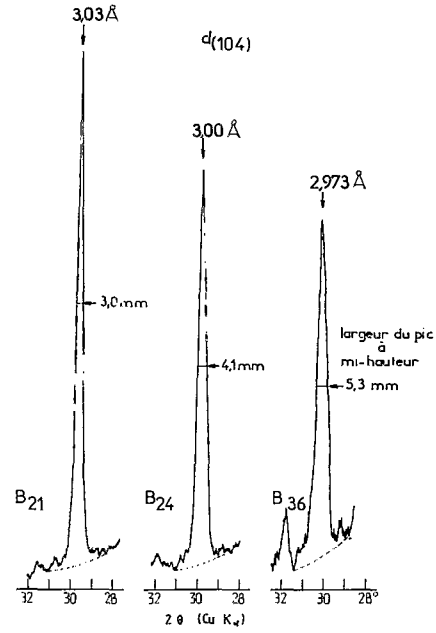


Fig. 58- Déplacements de la raie principale de la calcite dans les diagrammes de diffraction des rayons X.

3) L'évolution des teneurs en silice et magnésium est différente au cours des deux expériences. Dans le premier cas, la concentration en magnésium diminue alors que celle de la silice continue d'augmenter ; dans le second cas l'évolution inverse est observée. Dans la première expérience, il est probable que la présence de kaolinite et de goethite favorise la précipitation rapide de silicates magnésiens assez bien organisés, de compositions variables et dont les produits de solubilité restent relativement faibles. Comme le suggère l'examen des dépôts aux rayons X, il s'agit vraisemblablement de la formation de montmorillonite (GAC *et al.* 1977). Dans la seconde expérience, l'absence de matières en suspension, c'est-à-dire de "germes" pourrait retarder la précipitation de silicates organisés : la formation d'une série de silicates magnésiens amorphes présentant des produits de solubilité plus élevés n'interviendrait que plus tard.

4) Dans le premier cas, la formation précoce de montmorillonite, précède celle de la calcite et débute dans une solution où la teneur en silice est beaucoup plus forte que la concentration en magnésium. Durant la formation de cette argile, la teneur en magnésium diminue, la teneur en silice continue d'augmenter. Dans le second cas, la formation tardive de silicates magnésiens amorphes, commence dans une solution où la teneur en silice, contrôlée au préalable par la formation de silice amorphe, est plus faible que la concentration en magnésium. Pendant la formation de ces précipités, la concentration en magnésium continue d'augmenter, mais celle de la silice diminue. Ce sont les rapports des concentrations des éléments en solution, et les proportions relatives de ces éléments dans le minéral, qui conditionnent au moment où celui-ci précipite, le sens de l'évolution ultérieure du faciès chimique des eaux (AL DROUBI, 1976 a ; AL DROUBI *et al.*, 1977 ; GAC *et al.*, 1977 b).

5) Enfin les différentes étapes géochimiques reconnues au cours de ces expériences d'évaporation, apparaissent en bon accord avec les observations réalisées dans le milieu naturel. Elles illustrent d'une manière plus précise, la complexité des facteurs qui gouvernent le comportement de la silice et du magnésium. Elles mettent en évidence, le rôle fondamental excercé par les rapports de poids entre phases liquides et phases solides d'une part, et entre phases solubles et phases particulaires d'autre part. Ces rapports de poids entre les trois phases se traduisent par l'orientation de la séquence sédimentaire dans deux directions différentes :

1 - *En présence d'argile :* montmorillonite - calcite faiblement magnésienne - silice amorphe - trona et sylvite. Les eaux deviennent progressivement carbonatées sodiques.

2 - *En l'absence d'argile :* calcite magnésienne - silice amorphe éphémère - silicates magnésiens amorphes et calcites très magnésiennes. Les saumures finales sont certes très appauvries en calcium et en silice, riches en carbonate et en sodium, mais elles demeurent aussi très concentrées en magnésium.

V — CONCLUSIONS

Le bilan géochimique établi dans les plaines centrales et le lac, l'évolution de la composition chimique des eaux et les modifications de la valeur du rapport R_E caractérisées dans les différents milieux, l'état de saturation des solutions vis à vis des minéraux, constituent autant de faits convergents qui témoignent des transformations subies dans le bassin de sédimentation aval par les matériaux (solubles et particulaires) provenant des roches et des sols du bassin d'alimentation amont.

Ainsi, l'aluminium, une partie de la silice et le fer sont transportés en suspension sous forme de kaolinite et de goethite. Une autre partie de la silice, le calcium, le magnésium, le sodium et le potassium sont acheminés en solution vers le bassin de décantation. Dans les plaines d'inondation et les sédiments du lac, la kaolinite et la goethite sont transformées en montmorillonite.

Cette montmorillonite est ferrifère (nontronite) dans les milieux dilués et qui ont été accidentellement affectés par un mécanisme d'oxydo-réduction qui sépare la kaolinite de la goethite. Cette montmorillonite est aluminoferrifère et magnésienne (beïdellite) dans les milieux plus concentrés des vertisols et de la zone médiane du lac où elle est accompagnée de calcite. Cette montmorillonite est plus magnésienne dans la partie nord que dans la partie sud du lac ; elle devient très magnésienne dans les salines des bras interdunaires. On retrouve ainsi la séquence des argiles sédimentaires de TRAUTH (1974).

Lorsque l'héritage détritique est important on forme la beïdellite ferrifère, légèrement magnésienne et très substituée dans le tétraèdre. Au fur et à mesure que l'apport détritique faiblit et que la concentration des solutions augmente, on forme une argile de plus en plus magnésienne et siliceuse (de moins en moins substituée dans le tétraèdre).

Corrélativement, dans les plaines d'inondation et dans le lac, les teneurs en silice, en magnésium et en calcium diminuent en solution quand les eaux se concentrent par évaporation. Les eaux deviennent progressivement carbonatées sodiques et alcalines. Mais, au cours de cette évolution deux tendances se dessinent selon que l'évaporation a lieu en présence de faibles ou de grandes quantités d'argiles en suspension. Lorsque le taux d'argile est important, les solutions s'appauvrissent rapidement en magnésium et en silice. Lorsqu'il y a peu d'argile les solutions sont certes riches en carbonates et sodium mais restent aussi très concentrées en magnésium. Ces évolutions différentes sont aussi celles que l'on obtient par calcul à l'aide du modèle de simulation mis au point par FRITZ (1975).

CHAPITRE V

MODÈLES DE SIMULATION DE LA DISSOLUTION ET DE L'ÉVAPORATION

L'utilisation du programme DISSOL (chapitre II), a permis d'établir le bilan des transferts de matière au cours de la dissolution de la roche moyenne du bassin amont, dans une eau initiale très diluée. La séquence de minéraux secondaires formés a été précisée, et les variations de composition chimique de l'eau d'altération suivies jusqu'au moment où ses caractéristiques physico-chimiques deviennent en tout point identiques à celles de l'eau moyenne issue du bassin d'alimentation de l'amont.

Au cours de cette première étape, l'acquisition d'une charge soluble par les eaux d'altération correspond à la dissolution incongruente des minéraux primaires de la roche moyenne. L'évaporation demeure, au niveau du socle granitique, un phénomène limité dans son ampleur et dans ses variations.

En revanche, au fur et à mesure que l'on se rapproche du lac, le mécanisme de l'évaporation devient dans les différents milieux du bassin de sédimentation (plaines d'inondation, lac Tchad, salines), le moteur essentiel de la concentration des solutions et de la diversité des paragenèses minérales secondaires qui y sont observées. Ce rôle du processus d'évaporation peut également être simulé par une démarche théorique de calcul à l'aide du programme EVAPOR.

Ce programme mis au point à Strasbourg par B. FRITZ en 1975 est basé sur les mêmes principes que ceux du programme DISSOL. A partir d'une eau initiale, la concentration de la solution par évaporation est calculée pour chaque incrément du facteur de concentration ξ . Le programme indique à chaque étape les modifications intervenues dans la solution soit, par simple effet de concentration soit, à la suite de précipitation de minéraux. Il précise en outre les quantités de sels précipités lorsque, pour un taux d'évaporation donné, la solution parvient à la saturation vis-à-vis de l'un de ces sels.

Les observations du milieu naturel et les données acquises au cours des expériences d'évaporation, ont conduit à l'utilisation de ces programmes de calcul, selon deux directions différentes : modèles de simulation menés en conditions moyennes avec diverses hypothèses quant à la nature des minéraux susceptibles de précipiter d'une part, et modèles de simulation envisagés en modifiant les quantités d'argiles initialement présentes, d'autre part. Dans tous les cas, la composition chimique de l'eau initiale est celle de l'eau moyenne amont et les différents tests sont conduits en milieu fermé, à température constante (25°C) et à une pression partielle de gaz carbonique constante ($pCO_2 = 10^{-2,50}$).

Modèles de simulation en conditions moyennes

- La dissolution des minéraux primaires est poursuivie jusqu'au moment où la solution parvient à la saturation vis-à-vis de l'albite.

- La dissolution des minéraux primaires cesse, lorsque l'eau percolante atteint la composition chimique de l'eau moyenne amont, et est relayée par une phase d'évaporation menée en présence de quantités de kaolinite et de goethite déjà formées.

Dissolution et évaporation sont envisagées en considérant successivement :

- La formation de la beïdellite ferrifère $(Si_{3,733}\ Al_{0,267})(Al_{1,327}\ Fe^{3+}_{0,50}\ Mg_{0,26})\ O_{10}\ (OH)_2\ Ca_{0,133}$ et de la stévensite $Si_4Mg_3\ O_{10}(OH)_2$. La beïdellite ferrifère est la montmorillonite caractéristique des vertisols des plaines d'inondation ; elle est aussi peu différente de la montmorillonite moyenne néoformée dans les sédiments du lac (chapitre IV).

- La seule formation de la beïdellite ferrifère
- La formation d'un ensemble de montmorillonites de composition chimique variable entre un pôle ferrifère (beidellite riche en fer) et un pôle magnésien (stévensite) dont les produits de solubilité ont été précisés par FRITZ (1975).

Modèles de simulation différents des conditions moyennes

- L'évaporation de l'eau moyenne amont est conduite en eau libre (pas de phase argileuse initiale).

- L'évaporation de l'eau moyenne amont, est successivement menée en augmentant de dix et cent fois les quantités de kaolinite et de goethite qui réagissent avec la solution.

I – RAPPEL DES CONDITIONS INITIALES MOYENNES

A son entrée dans les plaines aval, l'eau moyenne issue du bassin amont a la composition chimique suivante :

(mmoles/l) :

pH = 7,0	HCO_3 = 0,461	Fe = $0,754 . 10^{-8}$
Na = 0,120	Cl = 0,014	Al = $0,125 . 10^{-4}$
K = 0,045	SO_4 = 0,004	(valeurs déduites de
Ca = 0,088	H_4SiO_4 = 0,330	la simulation de la
Mg = 0,073		dissolution)

La valeur du rapport géochimique (R_E = 2,0) correspond à la formation de kaolinite. Pour un litre d'eau ayant cette composition chimique, on forme dans les profils d'altération 0,225 mmole soit 58,1 mg de kaolinite et 0,069 mmole , soit 6,1 mg de goethite. Le modèle de dissolution fournit des résultats identiques (tableau XXXX) : 58,1 mg de kaolinite et 6,1 mg de goethite sont formés lorsque l'eau percolante atteint la composition chimique de l'eau moyenne amont.

II – MODÈLES DE DISSOLUTION

A- FORMATION DE LA BEIDELLITE FERRIFERE SEULE

1. Séquence des minéraux formés

Lorsque la solution diluée initiale atteint la composition chimique de l'eau moyenne amont, la dissolution des minéraux primaires se poursuit en plusieurs étapes (tableau LXX) :

- La kaolinite et la goethite continuent de se former jusqu'au moment où la solution parvient à la saturation vis à vis de la beidellite. A ce stade (log ξ = - 3,146 et ξ = 0,713 mmole de roche dissoute), 0,583 mmole de kaolinite et 0,180 mmole de goethite (Fe/Al moléculaire = 0,154) ont été formées. Dans l'intervalle qui sépare l'eau moyenne et la saturation avec la beidellite, les quantités de minéraux précipités (0,358 mmole de kaolinite et 0,111 mmole de goethite) sont nettement supérieurs (rapport : 1,6) à celles obtenues au cours de la première phase de dissolution. Le rapport R_E , calculé à partir des teneurs en solution, est de 2,07.

- La beidellite se forme alors au détriment de l'hydroxyde de fer, la kaolinite continue de précipiter. Pour log ξ = - 3,111 (ξ = 0,774 mmole de roche dissoute) une faible quantité de goethite (3,5 %) a été utilisée pour bâtir la beidellite et les minéraux secondaires précipités sont constitués de 0,600 mmole de kaolinite, de 0,174 mmole de goethite et de 0,043 mmole de montmorillonite. La valeur du rapport R_E est de 2,27.

- Après la saturation avec le microcline pour log ξ = - 2,917 (ξ = 1,211 mmole), ce minéral cesse de se dissoudre et l'augmentation des teneurs en solution ne dépend plus que de l'hydrolyse des plagioclases, du mica et de la gédrite. Près de 23 % des quantités de goethite ont été consommés, la beidellite devient importante (0,334 mmole) en présence de 0,730 mmole de kaolinite et de 0,139 mmole de goethite (tableau LXX). Cet évènement géochimique correspond à un rapport R_E de 3,08.

- La formation concomitante de kaolinite et de beidellite se poursuit. La solution parvient à la saturation vis-à-vis de la calcite (log Kps = - 7,37) pour log ξ = - 2,254 (ξ = 5,569 mmoles). la goe-

thite apparaît en quantités négligeables devant les proportions équivalentes de kaolinite (2,601 mmoles) et de montmorillonite (2,679 mmoles). A ce stade le rapport R_E est de 3,92.

- Lorsque la dissolution se poursuit, la beidellite devient le minéral argileux prépondérant et la calcite commence à précipiter. Pour log ξ = -2,207 le carbonate représente (en moles) près de 5 % des minéraux néoformés, les quantités de beidellite et de kaolinite formées étant respectivement de 3,1 mmoles et de 2,9 mmoles. Le rapport R_E devient supérieur à 4,0.

- La solution parvient à la saturation vis à vis de l'albite pour log ξ = -0,846 (ξ = 143 mmoles de roches dissoutes). A la fin de la dissolution, les minéraux néoformés sont surtout représentés par la beidellite (71,5 mmoles),la kaolinite (65,4 mmoles) et la calcite (40,7 mmoles).

Tableau LXX

Dissolution avec la beidellite ferrifère. Evolution de la composition chimique des solutions et variation des quantités de minéraux formés jusqu'à la saturation vis à vis de l'albite (en mmoles/kg H_2O).

Minéraux dissous log ξ / ξ	-3,56 0,275	-3,146 0,713	-3,111 0,774	-2,917 1,211	-2,254 5,569	-2,207 6,21	- 0,846 142,6
Saturation	eau moyenne Amont	Beidellite	-	Microcline	Calcite	-	Albite
Composition chimique de la solution							
pH	7,0	7,39	7,41	7,56	8,14	8,16	9,04
Alcalinité	0,461	1,280	1,355	1,910	8,159	8,526	128,1
Na	0,120	0,316	0,343	0,536	2,634	2,946	68,7
K	0,045	0,119	0,129	0,201	0,600	0,659	13,2
Ca	0,088	0,232	0,245	0,348	1,574	1,468	0,12
Mg	0,073	0,191	0,197	0,238	0,900	1,004	23,0
Si	0,330	0,838	0,816	0,697	0,354	0,347	0,23
Quantités de minéraux formés/kg H_2O							
Séquence ↓ Goethite	0,069	0,180	0,174	0,139	0,162	0,176	3,38
Kaolinite	0,225	0,583	0,600	0,731	2,601	2,895	65,5
Beidellite	0	0	0,043	0,334	2,679	3,008	71,5
Calcite	0	0	0	0	0	0,291	40,7
Evolution du rapport R_E	2,0	2,07	2,27	3,08	3,92	4,10	5,9

2. Chemin de la dissolution

L'évolution de la composition chimique de la solution et le cheminement des eaux tout au long de la progression de l'altération ont été représentés sur la figure 59 a.

Dans le diagramme d'équilibre log $[Mg^{2+}]/[H^+]^2$ - log $[H_4SiO_4]$ la solution parvient à la saturation vis à vis de la beidellite ferrifère pour une concentration en silice de l'ordre de 50 ppm. La teneur en silice diminue ensuite jusqu'à la saturation vis à vis de l'albite,alors que la concentration en magnésium et le pH augmentent. La solution parcourt la droite d'équilibre de la beidellite

MODELES DE DISSOLUTION

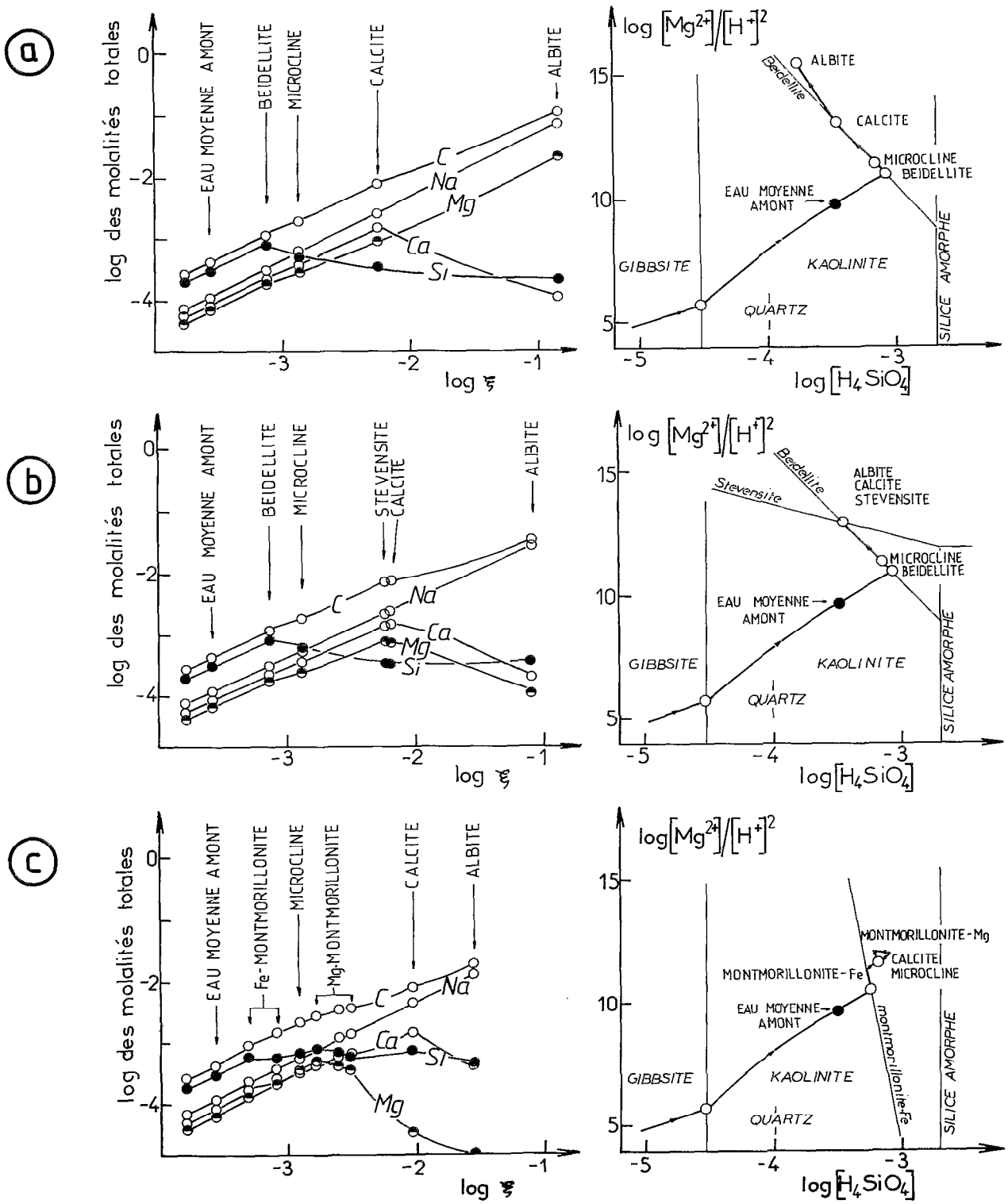


Fig. 59- Evolution de la composition et du chemin des solutions au cours de la dissolution :
a) avec la formation de la beidellite ferrifère seule
b) avec la formation de beidellite et de stévensite
c) avec la formation de toute une série de smectites.

ferrifère en se dirigeant vers le côté gauche du diagramme. Au dela de la saturation vis à vis de la calcite, le pH et la concentration en magnésium continuent de croître alors que la consommation de la silice en solution se ralentit. Ceci entraîne le changement de pente observé jusqu'à la saturation de la solution vis à vis du plagioclase sodique.

Dans le diagramme d'équilibre log $[Ca^{2+}]/[H^+]^2$ - log $[H_4SiO_4]$, la solution parvient à la saturation avec la beidellite pour une teneur en calcium de 9,3 ppm. La formation de l'argile gonflante contribue à ralentir l'augmentation des teneurs en calcium dont une partie est fixée dans l'espace interfoliaire du minéral. La précipitation concomitante ensuite de la montmorillonite et de la calcite entraîne une diminution brutale de la molalité totale du calcium. Mais, le pH continuant d'augmenter, la valeur de log $[Ca^{2+}]$ + 2 pH = 13,25 reste constante, la solution se maintient sur la droite de la calcite définie pour une pression de gaz carbonique égale à $10^{-2,50}$.

La solution finale est bicarbonatée sodique et potassique mais reste aussi fortement concentrée en magnésium. Or, dans tous les milieux de sédimentation du bassin du lac Tchad (plaines d'inondation, lac et salines), les saumures sont toujours très appauvries en magnésium. Le modèle de dissolution a alors été envisagé en laissant se néoformer à la fois la beidellite ferrifère et la stevensite (talc soluble, log Kps = 25,02).

B- FORMATION DE BEIDELLITE FERRIFERE ET DE STEVENSITE

1. Séquence de minéraux secondaires

La formation de stevensite survient après la saturation de la solution vis à vis du microcline et peu avant la précipitation de la calcite. Jusqu'à ce stade, la séquence de minéraux néoformés (goethite-kaolinite-beidellite) et l'évolution de la solution restent semblables au cas précédent.

La saturation de la solution vis à vis de la stevensite s'obtient pour log ξ = - 2,291 (ξ = 5,12 mmoles de roche dissoute).A ce stade 0,154 mmole de goethite, 2,398 mmoles de kaolinite et 2,446 mmoles de montmorillonite ont été formées.

Les quantités de minéraux primaires dissous au moment de la saturation de la solution par rapport à la calcite sont légèrement supérieures à celles du cas précédent (5,65 mmoles de roche au lieu de 5,57). Les quantités de goethite, de kaolinite, de montmorillonite formées au cours des deux tests de dissolution sont semblables, mais la kaolinite devient, dès cet instant, le minéral argileux prépondérant (tableau LXXI).

Le rapport entre le nombre de moles de kaolinite et la somme des moles de beidellite et de stevensite formées ne cesse d'augmenter lorsque l'hydrolyse des minéraux primaires se poursuit. Ce rapport est de 1,02 lorsque le carbonate commence à précipiter et de 1,25 lorsque la solution parvient pour log ξ = -1,203 (deux fois moins de minéraux hydrolysés qu'au cours du test de dissolution précédent) à la saturation vis à vis du plagioclase sodique.

L'évolution de la composition chimique de la montmorillonite formée peut être précisée en considérant, à chaque étape de calcul (définie par les teneurs en mmoles de sodium dans la solution), la formule moyenne pondérée du mélange beidellite-stevensite.

- Na = 2,67 : $Si_{3,74}\ Al_{1,557}\ Fe_{0,489}\ Mg_{0,321}\ O_{10}\ (OH)_2\ Ca_{0,13}$
- Na = 3,06 : $Si_{3,744}\ Al_{1,527}\ Fe_{0,479}\ Mg_{0,375}\ O_{10}\ (OH)_2\ Ca_{0,128}$
- Na =14,44 : $Si_{3,770}\ Al_{1,373}\ Fe_{0,431}\ Mg_{0,639}\ O_{10}\ (OH)_2\ Ca_{0,115}$
- Na =30,15 : $Si_{3,771}\ Al_{1,366}\ Fe_{0,428}\ Mg_{0,652}\ O_{10}\ (OH)_2\ Ca_{0,115}$

La montmorillonite moyenne formée devient de moins en moins alumineuse et ferrifère, de plus en plus magnésienne et de moins en moins substituée dans le tétraèdre.

2. Le chemin de la dissolution

L'évolution des concentrations et la variation du rapport $[Mg^{2+}]/[H^+]^2$ en fonction de la teneur en silice (Fig. 59 b) ne subissent aucune modification tant que la solution reste sous-saturée par

rapport à la stevensite. La teneur en magnésium et le pH augmentent, la teneur en silice diminue, la solution parcourt la droite d'équilibre de la beidellite ferrifère. La formation de cette argile consomme plus de magnésium que de calcium. La concentration en magnésium dans la solution reste inférieure à celle du calcium.

La précipitation de la stévensite provoque la brusque diminution des teneurs en magnésium, alors qu'en l'absence de ce minéral, l'eau de percolation continuait à s'enrichir en cet élément. Au cours de la néoformation concomitante de beidellite, de stévensite , de calcite et jusqu'à la saturation vis à vis de l'albite, les teneurs en magnésium et en calcium diminuent. Corrélativement, le pH augemente et la concentration en silice se stabilise à 22-23 ppm. La valeur du rapport log $[Mg^{2+}]/[H^+]^2$ reste constante, et le point figuratif de la solution dans le diagramme de stabilité reste fixe, au point de rencontre des droites d'équilibre de la beidellite et de la stévensite.

La solution finale est bicarbonatée sodique et potassique, très appauvrie en calcium, en magnésium et en silice. Il faut retenir, qu'au cours des différentes étapes de la minéralisation de la solution, les proportions relatives entre les différents constituants sont tout à fait comparables à celles observées dans les saumures du milieu naturel. Le problème est alors de savoir, si on parvient au même résultat avec l'ensemble des montmorillonites (24) décrites par FRITZ (1975).

Tableau LXXI

Dissolution avec la formation de la beidellite ferrifère et de la stevensite. Evolution de la composition chimique de la solution et des quantités de minéraux formés (mmoles/kg H_2O).

Minéraux dissous log ξ / ξ	-3,146 0,713	-2,291 5,12	-2,247 5,65	-2,191 6,45	-1,522 30,05	-1,203 62,65
Saturation	Beidellite	Stevensite	Calcite	-	-	Albite
Composition chimique de la solution						
pH	7,39	8,11	8,15	8,15	8,49	8,74
Alcalinité	1,280	7,500	8,012	8,237	18,581	36,61
Na	0,316	2,416	2,673	3,057	14,435	30,14
K	0,119	0,559	0,607	0,680	2,843	5,83
Ca	0,232	1,445	1,613	1,534	0,446	0,217
Mg	0,191	0,829	0,765	0,727	0,217	0,114
Si	0,838	0,367	0,362	0,362	0,377	0,401
Quantité de minéraux formés/kg H_2O						
Séquence ↓ Goethite	0,180	0,154	0,221	0,302	2,476	5,25
Kaolinite	0,583	2,398	2,730	3,195	16,603	34,76
Beidellite	0	2,446	2,605	2,882	11,508	23,86
Stevensite	0	0	0,060	0,126	1,848	3,99
Calcite	0	0	0	0,324	8,605	18,71
Rapport R_F	2,07	3,91	3,91	4,1	5,8	5,9

C- FORMATION DE TOUT UN ENSEMBLE DE MONTMORILLONITES

1. Séquence des minéraux secondaires

La séquence minéralogique secondaire obtenue est analogue à celle décrite par FRITZ (1975).

La solution parvient d'abord (log ξ = -3,293) à la saturation vis à vis des montmorillonites les plus riches en fer et les moins substituées dans le tétraèdre : $Si_{3,8}\ Fe_{0,8}\ O_{10}\ (OH)_2\ Ca_{0,1}$ La goethite ne se forme plus et, à l'association goethite-kaolinite, succède la paragenèse minérale kaolinite-montmorillonite de type nontronite.

Après la fin de la dissolution du microcline obtenue pour log ξ = -2,892, les montmorillonites précipitées sont plus alumineuses, plus magnésiennes et présentent des taux de substitution tétraédrique plus élevés. Ainsi pour log ξ = -2,503, la composition chimique de l'ensemble des montmorillonites formées est la suivante : $Si_{3,534}\ Al_{1,763}\ Fe_{0,513}\ Mg_{0,285}\ O_{10}\ (OH)_2\ Ca_{0,233}$.

La solution parvient plus tardivement (tableau LXXII) à la saturation vis à vis de la calcite (log ξ = -2,03) et plus tôt à la saturation vis à vis de l'albite (log ξ = -1,54). Entre ces deux états de saturation, la précipitation de calcite s'accompagne du dépôt de montmorillonites plus alumineuses et de plus en plus magnésiennes de formule moyenne : $Si_{3,432}\ Al_{1,884}\ Fe_{0,402}\ Mg_{0,423}\ O_{10}\ (OH)_2\ Ca_{0,284}$

Tableau LXXII

Dissolution avec l'ensemble des montmorillonites. Evolution de la composition chimique des solutions et des quantités de minéraux formés (mmoles/kg H_2O).

Minéraux dissous — log ξ	-3,293	-3,060	-2,892	-2,503	-2,029	-1,535
ξ	0,509	0,872	1,284	3,139	9,342	29,163
Saturation	Montmo Fe	Montmo Fe-Al	Microcline	Montmo Al-Mg	Calcite	Albite
Composition chimique de la solution						
pH	7,24	7,46	7,60	7,85	8,16	8,47
Alcalinité	0,903	1,515	2,130	3,831	8,337	19,68
Na	0,223	0,383	0,565	1,460	4,439	14,004
K	0,084	0,144	0,212	0,382	0,948	2,766
Ca	0,163	0,262	0,334	0,643	1,448	0,455
Mg	0,135	0,232	0,343	0,359	0,034	0,012
Si	0,585	0,553	0,670	0,600	0,708	0,452
Quantité de minéraux formés/kg H_2O						
Séquence — Goethite	0,127	0,069	0	0	0	0
Kaolinite	0,418	0,588	0,738	1,122	2,153	6,297
Montmorillonites	0	0,187	0,403	1,798	6,213	19,921
Calcite	0	0	0	0	0	4,122
Rapport R_E	2,09	2,95	3,22	3,97	4,43	5,7

2. Le chemin de la dissolution

L'évolution de la composition chimique de la solution est représentée sur la figure 59 c.

Toutes les concentrations augmentent jusqu'à la saturation de la solution vis à vis des beidellites ferrifères. La formation de ces argiles, se traduit par la diminution des teneurs en silice et par un fléchissement marqué de la courbe du calcium. Simultanément la concentration en magnésium et le pH continuent d'augmenter. Le point représentatif de la solution parcourt la droite d'équilibre de l'argile de type nontronite tant que la goethite persiste dans la fraction minérale précipitée.

Le calcium garnit l'espace interfoliaire des argiles. La solution devient plus concentrée en magnésium qu'en calcium, tandis que simultanément la teneur en silice augmente à nouveau (résultat lié au rapport Fe/Si dans la solution et dans les minéraux précipités). Le point représentatif de la solution quitte la droite d'équilibre de la beidellite ferrifère et décrit une courbe complexe due à la formation de montmorillonites de plus en plus magnésiennes. Le magnésium est consommé, sa concentration en solution diminue brutalement. La teneur en calcium continue d'augmenter jusqu'au moment de la précipitation de la calcite. La formation du carbonate soustrait le calcium de la solution mais la concentration de cet élément reste élevée lorsqu'on parvient à la saturation vis à vis de la calcite.

La solution finale est bicarbonatée sodique et potassique. Bien moins minéralisée que dans les cas précédents, elle acquièrt sa charge soluble au cours d'une évolution qui la différencie par bien des caractères, de ce qui est observé dans la nature.

III – MODÈLES D'ÉVAPORATION

La dissolution des minéraux primaires cesse, lorsque l'eau de percolation atteint la même composition chimique que l'eau moyenne amont. Elle est relayée par une phase d'évaporation menée en présence des quantités de kaolinite et de goethite formées à l'amont et supposées migrer en suspension avec les solutions, et en formant la beidellite ferrifère moyenne et la stevensite. Deux autres tests sont menés de la même manière, mais cette fois-ci en supposant que l'évaporation se fait, soit en eau libre de toute suspension, soit au contraire, en présence d'une grande quantité de kaolinite et de goethite.

A- EVAPORATION EN EAU LIBRE SANS MATIERES EN SUSPENSION

Quelle que soit la nature de ou des montmorillonites dont on envisage la formation au cours de la simulation, l'ordre et la nature des minéraux précipités restent invariables. Cette séquence minéralogique déjà décrite par AL DROUBI (1976) est la suivante : stevensite-silice amorphe-calcite-gaylussite ($CaCO_3$, Na_2CO_3, $5H_2O$). Les montmorillonites alumino-ferrifères n'apparaissent qu'en très petites quantités en raison des faibles teneurs en alumine et fer (inférieures à mmole) dans la solution initiale.

La formation de stevensite est obtenue pour un facteur de concentration de 5,8. Le rapport Si/Mg est de 4/3 dans l'argile magnésienne qui se bâtit, et de 4,32 dans la solution. Tout le magnésium participe à la formation de l'argile, sa concentration en solution diminue rapidement (fig. 60 a). Une partie seulement (30 %) de la silice est consommée ; sa teneur augmente jusqu'au moment où pour un facteur de concentration de 6,65 la solution parvient à l'équilibre avec la silice amorphe. La précipitation simultanée de la stevensite et de la silice amorphe contrôle l'augmentation de la teneur en H_4SiO_4 due à l'évaporation ; la molalité totale de H_4SiO_4 reste constante (2 mmoles ou 192 ppm) et le point représentatif de la solution dans le diagramme $\log [Mg^{2+}]/[H^+]^2 - \log [H_4SiO_4]$ reste fixe au point de rencontre des droites d'équilibre de la stevensite et de la silice amorphe. Puis la silice totale dissoute augmente à nouveau en fin d'évaporation lorsque l'ion $H_3SiO_4^-$ devient prépondérant.

La teneur en calcium augmente en solution, puis diminue après le point de saturation de la calcite qui survient pour un facteur de concentration de 21,51. L'activité $[Ca^{2+}]$ décroît brutalement la courbe du calcium total s'infléchit puis présente un palier tout à fait comparable à celui du magnésium lorsque dans l'un et l'autre cas, les espèces aqueuses $MgCO_3^\circ$ et CO_3Ca° deviennent dominantes dans la solution.

Tableau LXXIII

Evaporation de l'eau moyenne amont en l'absence de suspensions. Evolution de la composition chimique des solutions et des quantités de minéraux formés (mmoles/kg H_2O).

Facteur de concentration	1,0	5,78	6,65	21,51	287,8	12260
Saturation		Stevensite	Silice amorphe	Calcite		Gaylussite
Composition chimique de la solution						
pH	7,0	7,73	7,76	8,12	8,81	9,60
Alcalinité	0,461	2,665	2,807	6,935	40,440	1704,0
Na	0,120	0,694	0,798	2,581	34,550	1471,1
K	0,045	0,260	0,299	0,968	12,956	551,7
Ca	0,088	0,509	0,585	1,893	0,202	0,059
Mg	0,073	0,422	0,356	0,796	0,009	0,004
Si	0,330	1,907	2,022	2,059	2,336	4,112
Quantités de minéraux formés (par kilogramme d'eau évaporée)						
Stevensite	0	0	0,0065	0,0231	0,0243	0,0243
Silice amorphe	0	0	0	0,1419	0,225	0,2324
Calcite	0	0	0	0	0,087	0,0880
Gaylussite	0	0	0	0	0	0
Rapport R_E	2,01	2,01	2,15	3,37	5,87	5,99

L'évaporation n'a pas été poursuivie au delà de la saturation vis à vis de la gaylussite obtenue pour un facteur de concentration de 12260. L'eau finale est carbonatée sodique, potassique et très alcaline (pH = 9,60).

Le tableau LXXIII indique à différents stades de concentration les modifications survenues dans la composition chimique de la solution et les quantités de minéraux de précipités (pour un kilogramme d'eau évaporée). On peut remarquer que :

- la quantité d'argile magnésienne formée au seuil de précipitation de la silice amorphe est extrêmement faible (6,5 µmoles/par kg d'eau évaporée).

- le silicate amorphe devient au-delà d'un facteur de concentration de 16 le minéral néoformé le plus abondant,

- les quantités de stévensite, de silice amorphe et de calcite formées par kilogramme d'eau évaporée, n'augmentent plus au delà d'un facteur de concentration de 288. Le sédiment s'enrichit (en fraction molaire) jusqu'à l'équilibre avec la gaylussite, de 7 % de stévensite, de 69 % de silice amorphe et 24 % de calcite.

B- EVAPORATION DE L'EAU MOYENNE AMONT EN PRESENCE DES QUANTITES DE KAOLINITE ET DE GOETHITE EN SUSPENSION DANS LE CHARI

Dans cet exemple, la simulation de l'évaporation est conduite en laissant se former la beidellite ferrifère et la stévensite.

MODELES D'EVAPORATION

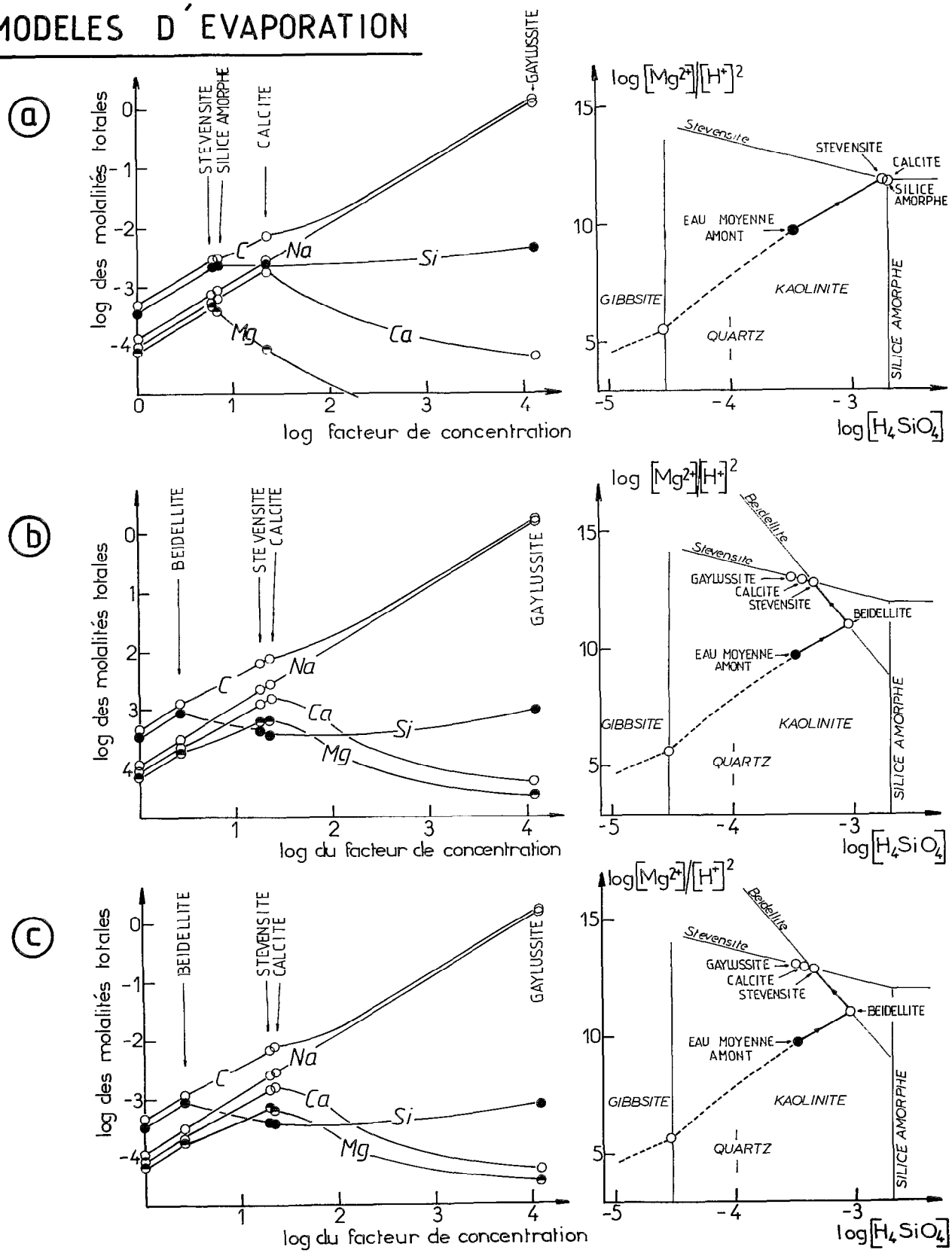


Fig. 60- Evolution de la composition et du chemin des solutions au cours de l'évaporation
a) évaporation en eau libre
b) évaporation avec les quantités normales de kaolinite et de goethite
c) évaporation en présence de grandes quantités d'argile.

Tableau LXXIV

Evaporation de l'eau moyenne amont en présence des quantités de kaolinite et de goethite en suspension dans le Chari. Evolution de la composition chimique des solutions et des quantités de minéraux formés (mmoles/kg H_2O).

Facteur de concentration	1,0	2,74	17,96	23,11	129,4	12218
Saturation		Beidellite	Stevensite	Calcite	-	Gaylussite
Composition chimique de la solution						
pH	7,0	7,43	8,08	8,16	8,54	9,59
Alcalinité	0,461	1,262	6,278	7,706	19,180	1697,4
Na	0,120	0,328	2,156	2,774	15,535	1466,2
K	0,045	0,123	0,808	1,040	5,826	549,8
Ca	0,088	0,241	1,242	1,599	0,422	0,06
Mg	0,073	0,200	0,649	0,647	0,176	0,03
Si	0,330	0,903	0,475	0,378	0,397	0,729
Quantités de minéraux formés (par kilogramme d'eau évaporée)						
Goethite	0,069	0,071	0	0	0,006	0,006
Kaolinite	0,225	0,233	0,120	0,120	0,130	0,130
Beidellite	0	0	0,142	0,142	0,130	0,130
Stevensite	0	0	0	0,003	0,013	0,013
Calcite	0	0	0	0	0,068	0,071
Gaylussite	0	0	0	0		0
Rapport R_E	2,01	2,01	4,00	4,07	5,81	5,99

La séquence minéralogique observée est analogue à celle obtenue dans les mêmes conditions par le modèle de dissolution et s'établit ainsi : beidellite-ferrifère-stévensite-calcite-gaylussite. A l'inverse de l'évaporation en eau libre, le seuil de solubilité de la silice amorphe n'est jamais atteint.

L'évolution de la composition chimique de la solution est illustrée par la figure 60 b et les quantités de minéraux précipités sont données dans le tableau LXXIV.

Durant les premières étapes de l'évaporation et jusqu'au facteur de concentration de 2,74 la solution reste à l'équilibre avec la kaolinite et la goethite. Ces minéraux continuent à se former, tout comme dans le cas de la dissolution, en utilisant l'alumine et le fer en solution. La beidellite se forme ensuite au détriment de la kaolinite et de l'hydroxyde de fer, jusqu'au moment de la saturation pour un facteur de concentration de 17,96 avec la stévensite. A ce stade la totalité de la goethite et la moitié de la kaolinite ont été consommées et, 0,142 mmole / kg d'eau évaporée de beidellite ont été déposée . Les rapports Si/Ca et Si/Mg sont plus importants dans l'argile que dans la solution. La teneur en silice diminue, alors que les concentrations en magnésium et calcium continuent d'augmenter et ceci tant que la solution ne parvient pas au seuil de saturation vis à vis de la stévensite et de la calcite.

L'équilibre avec la stévensite et la calcite se produit plus tardivement qu'au cours de la simulation en eau libre. Ceci en raison de la formation précoce de la beidellite qui soustrait de la solution les éléments concernés par l'élaboration de ces minéraux. De la même façon, la consommation de la silice par les deux argiles ne permet pas d'atteindre l'équilibre avec la silice amorphe. Ce silicate ne peut se former et la solution parvient pour un facteur de concentration de 12218 à la saturation vis à vis de la gaylussite. Cette évolution de la solution se traduit dans le dia-

gramme de stabilité log $[Mg^{2+}]/[H^+]^2$ - log $[H_4SiO_4]$ par le cheminement des eaux sur la droite d'équilibre de la beidellite, puis de la stévensite (fig. 60 b).

Les quantités de minéraux précipités (par kilogramme d'eau évaporée) n'évoluent plus au delà d'un facteur de concentration de 129,4. La composition finale du dépôt (en proportions molaires) est la suivante : 38 % de kaolinite, 42 % de smectites (38 % de beidellite ferrifère et 4 % de stevensite), et 20 % de calcite. Le bilan simplifié (par kg d'eau évaporée) peut alors se traduire par la réaction :

$$0{,}0646 \text{ goethite} + 0{,}103 \text{ kaolinite} + 0{,}3267\ H_4SiO_4 + 0{,}0714\ Mg^{2+} + 0{,}0848\ Ca^{2+} + 0{,}0676\ HCO_3^- \rightleftarrows$$
$$0{,}1292 \text{ beidellite} + 0{,}0126 \text{ stevensite} + 0{,}0676 \text{ calcite} + 0{,}6614\ H_2O + 0{,}2448\ H^+$$

C- EVAPORATION DE L'EAU MOYENNE AMONT EN PRESENCE DE GRANDES QUANTITES DE KAOLINITE ET DE GOETHITE EN SUSPENSION

Les quantités initiales de kaolinite et de goethite sont cent fois plus importantes (23,3 mmoles d'argile et 7,1 mmoles d'hydroxydes de fer).

La figure 60 c montre qu'il n'y a aucune modification fondamentale, aussi bien du chemin chimique suivi par la solution, que de l'ordre et de la nature des minéraux formés.

La beidellite, la calcite apparaissent pour les mêmes taux d'évaporation, pour des compositions chimiques semblables et pour les mêmes valeurs de pH (tableau LXXV). La saturation vis à vis de la stévensite survient pour un facteur de concentration légèrement plus élevé (20 au lieu de 18) ; mais ceci n'entraîne pas, par rapport à l'évaporation précédente, de changement radical dans le comportement des éléments en solution.

Tableau LXXV

Evaporation de l'eau moyenne amont en présence de grandes quantités de kaolinite et de goethite. Evolution de la composition chimique de la solution et des quantités de minéraux formés (mmoles/kg H_2O).

Facteur de concentration	1,0	2,63	20,16	23,10	248,6	12291
Saturation		Beidellite	Stevensite	Calcite		Gaylussite
Composition chimique de la solution						
pH	7,0	7,41	8,12	8,16	8,76	9,59
Alcalinité	0,461	1,214	6,993	7,678	35,20	1709,1
Na	0,120	0,316	2,419	2,772	29,85	1475,1
K	0,045	0,119	0,907	1,040	11,19	553,3
Ca	0,088	0,232	1,385	1,600	0,22	0,06
Mg	0,073	0,192	0,711	0,633	0,10	0,03
Si	0,330	0,869	0,391	0,384	0,43	0,74
Quantité de minéraux formés (par kilogramme d'eau évaporée)						
Goethite	7,10	7,10	7,03	7,03	7,03	7,03
Kaolinite	23,34	23,34	23,22	23,23	23,24	23,24
Beidellite	0	0	0,145	0,141	0,129	0,131
Stevensite	0	0	0	0,003	0,013	0,013
Calcite	0	0	0	0	0,070	0,071
Gaylussite	0	0	0	0	0	0
Rapport R_E	2,01	2,01	4,05	4,07	5,98	5,99

En revanche, les minéraux initiaux kaolinite et goethite se maintiennent dans les dépôts jusqu'aux facteurs de concentration les plus élevés. Les quantités de minéraux précipités (par kilogramme d'eau évaporée) restent constantes à partir d'un facteur de concentration de 250 et jusqu'à la saturation vis à vis de la gaylussite. Le sédiment final est surtout constitué des matériaux initiaux (99,3 % de goethite et de kaolinite). Les minéraux néoformés ne représentent que 0,7 % du dépôt, mais leurs proportions relatives sont les mêmes que dans le cas précédent.

Le bilan final (par kg d'eau évaporée) est aussi le même : 0,0646 mmole de goethite et 0,103 mmole de kaolinite sont détruites et en réagissant avec la solution forment 0,129 mmole de beidellite, 0,013 mmole de stevensite et 0,070 mmole de calcite.

A partir d'un certain seuil de matière solide au contact de la solution qui s'évapore, le bilan et l'évolution de la solution ne changent pas.

IV – CONCLUSIONS

Plusieurs types de calculs ont été exécutés. Les principaux résultats sont les suivants :

a) *Que l'expérience de dissolution* soit menée en fonction de la seule beidellite ferrifère de composition moyenne ou en fonction d'une série de montmorillonites de compositions variables (FRITZ, 1975), ne change pas fondamentalement le chemin géochimique suivi par la solution. Mais les résultats obtenus diffèrent de ceux qui ont été observés dans les milieux naturels.

b) *Une très bonne concordance entre la simulation et l'observation* , est en revanche constatée lorsque la séquence des smectites néoformées au cours de la dissolution est limitée à la beidellite ferrifère et à la stévensite. On simule ainsi la formation d'une argile alumineuse et ferrifère d'abord, devenant de plus en plus siliceuse et magnésienne ensuite.

c) *Le calcul du chemin suivi par les solutions*, au cours de l'évaporation de l'eau moyenne du bassin amont, en présence des quantités normales en suspension de kaolinite et de goethite et en conservant l'association beidellite-stévensite, montre un résultat tout à fait comparable à celui de la dissolution précédente. Les chemins de la dissolution et de l'évaporation en conditions moyennes sont donc les mêmes.

d) Mais, *l'évaporation conduit à des itinéraires différents* selon qu'elle se réalise en présence des quantités normales de goethite, de kaolinite en suspension, où en l'absence de toutes matières en suspension (eaux libres).

e) *La séquence des minéraux* est donc finalement la suivante :

- goethite + kaolinite
- kaolinite + beidellite ferrifère
- kaolinite + beidellite ferrifère + stévensite
- kaolinite + beidellite ferrifère + stévensite + calcite

et gaylussite dans les expériences d'évaporation. En l'absence de matériaux en suspension, les termes goethite, kaolinite et beidellite ferrifère n'apparaissent pas. Seules se forment dans ce cas la stévensite, la silice amorphe, la calcite et la gaylussite (CO_3Ca, Na_2CO_3, $5H_2O$). L'importance des quantités initiales de kaolinite et de goethite modifie l'évolution chimique de la solution, la séquence et l'importance des minéraux néoformés.

f) Ainsi *deux grands types de milieux* apparaissent selon que l'évaporation se produit en eau libre ou en présence de matériaux en suspension ou dans un sol. Les évolutions de la composition de la solution et les bilans géochimiques sont différents. Lorsque l'évaporation a lieu en eau libre, la précipitation de stévensite s'accompagne d'une chute importante du magnésium en solution alors que la concentration en silice augmente jusqu'au seuil de précipitation de la silice amorphe. Lorsque l'évaporation a lieu en présence de kaolinite et de goethite, la formation de beidellite ferrifère s'accompagne d'une augmentation modérée de la teneur en magnésium et d'une diminution plus ou moins importante de la concentration en silice.

g) Le comportement de la silice et des cations en solution peut être suivi par l'évolution des *valeurs du rapport géochimique* RE de Tardy (1968). La valeur de ce rapport augmente progressivement depuis les milieux dilués jusqu'aux milieux concentrés et ceci, aussi bien au cours de la dissolution, que de l'évaporation. La valeur de ce rapport est égale à 2, tant que la kaolinite seule se forme. Il atteint les valeurs de 3,5 à 4 au seuil de précipitation de la calcite et de 6 au point de saturation vis à vis de l'albite et de la gaylussite. Ainsi,ce rapport peut être utilisé non seulement comme témoin de la formation de la gibbsite, de la kaolinite et des smectites, mais aussi comme traceur du degré d'avancement des réactions ou comme mesure du degré de confinement du milieu.

h) La concordance entre *les chemins chimiques suivis par les solutions* dans les tests de dissolution ou d'évaporation calculés, dans les expériences d'évaporation et dans la succession des milieux naturels, permet maintenant d'aborder le bilan géochimique du bassin.

i) *Une synthèse des résultats* du terrain est donnée sur la figure 61 et dans le tableau LXXVI. On peut ainsi établir une comparaison avec les données des tableaux LXX, LXXI, LXXII, LXXIII, LXXIV, LXXV et reconstituer le déroulement des évènements géochimiques depuis le manteau latéritique de l'arrière-pays cristallin, jusqu'aux dépôts évaporitiques des salines interdunaires.

j) *Dans les plaines d'inondation,* les eaux de la lame de submersion correspondent à des eaux de débordement concentrées, environ quatre fois, mais encore à l'équilibre avec la kaolinite et la goethite. Chaque litre d'eau de crue, qui parvient dans ces plaines dépose 0,526 mmole de kaolinite et 0,159 mmole de goethite (Fe/Al = 0,151).

k) Cette eau s'évapore ensuite et se concentre légèrement dans les mares résiduelles jusqu'à un facteur de concentration moyen de 5 qui correspond au stade de formation de la beidellite ferrifère. Cette évolution se poursuit ensuite à l'intérieur des nappes et l'eau des vertisols est concentrée environ 11 fois. Cette eau voit la formation de la beidellite ferrifère et l'amorce de la saturation vis à vis de la calcite. La calcite se forme donc dans des eaux plus concentrées que celles qui dans la nature parviennent à gagner les exutoires ou celles qui piégées dans les plaines, sont diluées au cours des saisons humides suivantes.

l) *Le bilan du vertisol* s'établit donc sur la base des rapports des quantités de kaolinite, de beidellite ferrifère et de calcite trouvées dans la partie aval de la séquence de Mindéra (BOCQUIER, 1973 ; KARPOFF, 1973). Ainsi dans l'horizon Bc_a, on a pour 100 grammes de sol :

9,4 % soit	0,0364 mole	de kaolinite
13,8 % soit	0,0361 mole	de montmorillonite
1,7 % soit	0,0170 mole	de calcite

Par simulation de l'évaporation (tableau LXXIV), on retrouve bien le même rapport entre kaolinite et montmorillonite dès que le facteur de concentration atteint la valeur de 20, mais il faut attendre un facteur de concentration supérieur à 100 pour obtenir les mêmes rapports entre argiles et calcite.

Pour $f_c = 130$ on a :

0,130 mmole	de kaolinite
0,143 mmole	de montmorillonite
0,068 mmole	de calcite

Les rapports sont sensiblement les mêmes dans les deux cas et ceci signifie que toute l'eau nécessaire pour fabriquer un vertisol à partir de la kaolinite et de la goethite apportées en suspension, doit être pratiquement évaporée sur place.

m) Le mécanisme de formation de la montmorillonite dans les mares résiduelles résulte donc d'une réaction entre kaolinite - goethite et de l'eau, qui s'évapore dans ces dépressions jusqu'à leur assèchement.

Chaque litre d'eau apporte :

0,330 mmole	de silice
0,073 mmole	de Mg
0,088 mmole	de Ca

Pour former une mole de smectite (0,91 beidellite, 0,09 stévensite) de formule moyenne $(Si_{3,756} Al_{0,244})(Al_{1,205} Fe_{0,455} Mg_{0,51}) O_{10} (OH)_2 Ca_{0,122}$, et donc 0,476 mole de calcite selon la réaction :

$$Si_{3,756} Al_{1,449} Fe_{0,455} Mg_{0,51} O_{10} (OH)_2 Ca_{0,122} + 0,476\ CO_3Ca + 4,6585\ H_2O + 1,74\ H^+ \rightleftarrows$$
$$0,455\ FeO(OH) + 0,7245\ Al_2Si_2O_5(OH)_4 + 2,307\ H_4SiO_4 + 0,476\ HCO_3^- + 0,598\ Ca^{2+} + 0,510\ Mg^{2+},$$

il a fallu consommer et concentrer par évaporation $2,307/0,330 . 10^{-3} = 7 . 10^3$ litres (bilan de la silice) ou $0,51/0,073 . 10^{-3} = 7 . 10^3$ litres (bilan du magnésium).

La teneur moyenne du vertisol en montmorillonite est de 20 %. Sur 1 m^2 et sur une profondeur de 4 mètres, ce sol de densité moyenne 1,6, contient 1280 kg soit 3356 moles de montmorillonite. Pour former cette quantité de montmorillonite il a fallu apporter et évaporer sur place $3356 \times 7 . 10^3$ litres d'eau soit environ 13500 m^3 d'eau par m^2 de vertisol.

Or, les débordements de crue apportent en année moyenne aux plaines d'inondation $6,9 . 10^9 m^3$ d'eau dont $4,0 . 10^9 m^3$ sont perdus par évaporation et n'atteignent pas le lac. On ne connait ni la surface des vertisols, ni la quantité d'eau qui s'évapore dans les mares fermées après l'étiage de l'El Beid. Mais si on estime que cette quantité d'eau est de $1 \times 10^9 m^3$ et que la surface occupée par les

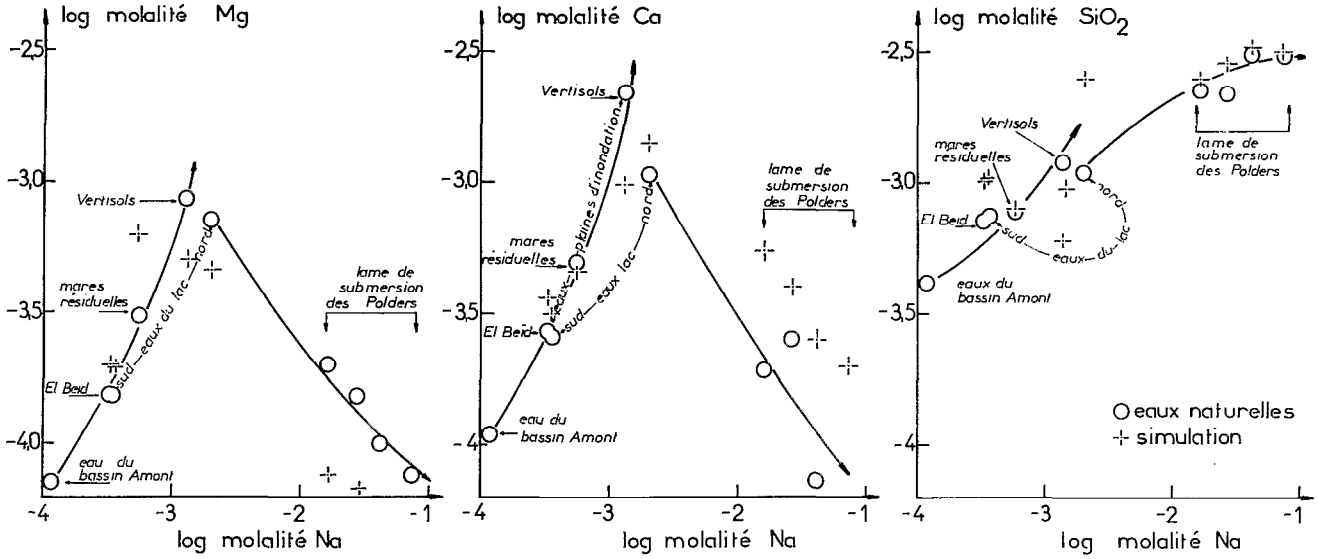


Fig. 61- Evolution des teneurs en magnésium, en calcium et en silice en fonction des teneurs en sodium dans les différents milieux de sédimentation. Confrontation, avec les données de la simulation.

Tableau LXXVI

Composition chimique moyenne des eaux dans les différents milieux de sédimentation (CHEVERRY, 1973 ; MAGLIONE, 1974 ; CARMOUZE, 1976 ; AL DROUBI, 1976) en mmoles/kg H_2O

Milieux de sédimentation	F.c.	pCO_2	pH	*Na*	K	Ca	Mg	SO_4	Cl	Alcalinité	SiO_2	R_E	Force Ionique
Plaines d'inondation													
- lame de submersion	3,7	$10^{-2,49}$	7,30	*0,444*	0,143	0,189	0,140	0,015	0,02	1,199	0,481	3,4	0,002
- mares résiduelles	5,0	$10^{-2,28}$	7,35	*0,591*	0,286	0,387	0,300	0,060	0,10	2,011	0,622	3,4	0,003
- eau des vertisols	11	$10^{-1,9}$	7,45	*1,335*	0,685	1,740	0,860	0,170	0,16	6,420	0,950	3,1	0,009
- eau de l'El Beïd	2,8	$10^{-2,81}$	7,7	*0,335*	0,119	0,213	0,154	-	-	1,19	0,570	2,8	0,002
Lac Tchad													
- eau moyenne Lac	12	$10^{-2,80}$	8,1	*1,460*	0,432	0,625	0,509	0,050	0,08	3,950	0,780	3,9	0,005
- eau moyenne Lac Sud	3	$10^{-2,76}$	7,6	*0,353*	0,111	0,206	0,152	0,015	0,03	1,150	0,593	2,8	0,002
- eau moyenne Lac Nord	17	$10^{-3,31}$	8,75	*2,060*	0,605	0,852	0,702	0,090	0,15	5,630	0,879	4,0	0,007
Polders													
- lame de submersion 12/68	92	$10^{-3,05}$	9,0	*16,60*	3,00	0,15	0,20	0,80	0,92	18,68	1,84	5,8	0,016
- lame de submersion 4/69	148	$10^{-2,52}$	8,7	*26,70*	4,60	0,20	0,15	1,48	1,20	30,30	1,72	5,8	0,029
- lame de submersion 8/69	233	$10^{-3,08}$	9,3	*42,00*	7,70	0,05	0,10	2,33	1,90	46,54	2,50	5,9	0,040
- lame de submersion 8/70	406	$10^{-2,80}$	9,2	*73,00*	4,50	tr.	tr.	4,06	4,35	70,90	2,50	5,94	0,069
Salines du Kanem													
a) Lacs de Bordure													
- Karé Katia (bras interdun)	27	$10^{-2,43}$	8,2	*3,23*	1,07	1,39	1,11	0,10	0,35	9,05	1,07	4,1	0,012
- Djikaré	922	$10^{-3,62}$	9,9	*166,0*	37,0	0,40	1,20	13,85	10,50	190,0	3,82	5,95	-
- Bodou	3222	$10^{-3,38}$	9,9	*580,0*	64,0	0,30	0,90	15,00	63,00	606,0	2,26	5,99	-
- Ouadi Latir	11200	$10^{-2,80}$	9,6	*1341,0*	189,5	0,02	0,04	289,8	300,4	922,7	2,03	6,00	1,29
b) Lacs résiduels													
- Moïlo	57	-	8,7	*6,86*	2,36	0,71	0,97	tr.	0,70	12,6	1,94	5,1	-
- Mombolo	365	-	9,7	*43,8*	15,3	0,15	0,23	0,15	5,18	62,9	3,05	5,88	-
- Rombou	944	$10^{-3,79}$	10,0	*170,0*	45,0	tr.	0,20	9,50	24,00	195,0	3,83	5,96	-

vertisols représente 25 % des 24 000 km^2 des plaines inondées, on évalue à 170 litres le volume d'eau évaporée chaque année par m^2 de vertisol. Le développement du vertisol sur une épaisseur de quatre mètres nécessiterait donc, dans cette hypothèse, 138 000 ans et il faudrait 35 000 ans pour former chaque mètre de vertisol.

Cette estimation est donnée ici à titre indicatif et il est prudent de lui assigner des limites en se rappelant les hypothèses qui ont permi de l'établir. En effet, le bilan chimique entrepris à l'échelle de l'ensemble des plaines d'inondation avait fait apparaître un bilan nul au niveau des vertisols, ce qui allongerait considérablement leur formation. On ne peut pas non plus ignorer la mesure d'âge au C^{14} des concrétions calcaires fournie par BOCQUIER (1973) et qui situe vers 8 000 ans B.P. le début des accumulations de carbonates dans la séquence de Mindéra. La formation du vertisol est donc à la fois subordonnée à l'apport de matériaux en surface, à l'auto-développement de la séquence et à l'altération des minéraux primaires du matériel sédimentaire originel.

n) *Les eaux du Chari qui entrent dans le lac* traversent d'abord le delta, s'étalent ensuite dans la cuvette sud, puis franchissent la grande barrière et s'évaporent dans la cuvette nord et les dépressions interdunaires. Dans le delta, le facteur de concentration est faible (1,8), les quantités de silice et de magnésium nécessaires à la transformation des oolithes ferrugineuses en nontronite sont peu importantes ; on ne perçoit aucun changement dans la composition des eaux à ce stade. Dans la cuvette sud, la beidellite se forme, la calcite ne précipite qu'exceptionnellement, le facteur de concentration des eaux reste voisin de 3. Dans la cuvette nord, le facteur de concentration est de 17, la beidellite, la stévensite, la silice amorphe et la calcite se forment. Pour un facteur de concentration à peu près équivalent les eaux de la cuvette nord apparaissent plus riches en silice et plus pauvres en magnésium que des eaux des vertisols qui s'évaporent en présence d'argiles. Un bon accord est donc obtenu entre les résultats du terrain et les données de la simulation (fig. 61).

o) Ceci permet d'aborder *le bilan géochimique du lac* en partant de la composition moyenne des sédiments décrits par SERVANT (1967), DUPONT (1972) et CHEVERRY (1974) et caractéristique des dépôts récents dans les interdunes.

Le sédiment de densité 1,6 contient 80 % d'argile dont 70 % de beidellite et 30 % de kaolinite. La teneur en calcite est estimée à 4 %.

Ainsi 100 grammes de sédiment contiennent :

0,147 mole de beidellite
0,093 mole de kaolinite
0,040 mole de calcite

Par calcul, pour un facteur de concentration voisin de 100, c'est-à-dire du même ordre de grandeur que celui choisi pour établir le bilan du vertisol, l'évaporation d'un litre d'eau en présence de 0,071 mmole de goethite, de 0,233 mmole de kaolinite et de 0,028 mmole de beidellite (héritée des berges), aboutit à la formation d'un sédiment contenant :

0,166 mmole de beidellite
0,128 mmole de kaolinite
0,050 mmole de calcite

La formation de 100 grammes de sédiment qui occupent un volume de 62 cm^3 et une épaisseur de 62 . 10^{-6}m par m^2 de surface correspond donc à un apport d'eau au lac de 0,8 m^3. Or, l'apport annuel du Chari au lac équivaut à 1,83 m^3/m^2 de surface (38,5 . 10^9m^3/21 . 10^9m^2). Ceci revient à déposer 142.10^{-6}m de sédiment par an. Une durée de l'ordre de 28 000 ans serait donc nécessaire, au rythme des apports actuels, pour constituer au sein du lac une colonne sédimentaire de 4 mètres d'épaisseur.

Ce bilan établi en année moyenne, doit être maintenant modulé en fonction des pulsations climatiques au cours des périodes récentes.

TROISIÈME PARTIE

EVOLUTION DU CLIMAT ET DES TRANSFERTS DE MATIÈRE

CHAPITRE VI

PRÉSENTATION SYNTHÉTIQUE DES DONNÉES. INFLUENCE DES CHANGEMENTS DE CLIMAT SUR LE COMPORTEMENT DU BASSIN. ESQUISSE D'UN MODÈLE PRÉVISIONNEL

La connaissance de l'ensemble des paramètres décrivant le bassin du lac Tchad, la connaissance du bilan et des mécanismes du lac Tchad, la connaissance du bilan et des mécanismes caractérisant une année moyenne ainsi que l'acquisition de quelques mesures faites au cours d'années exceptionnellement sèches ou humides, permettent l'élaboration d'un modèle prévisionnel du comportement du bassin en cas de changement climatique prolongé.

I – RAPPEL DES DONNÉES DE LA GÉOGRAPHIE

A- LE CADRE GEOGRAPHIQUE

Le découpage des grandes unités géographiques, la superficie des différentes zones ainsi que les grands traits du relief sont rappelés sur le schéma de la figure 62 et dans le tableau LXXVII. On remarque entre autres, la très faible superficie du réceptacle lacustre par rapport à celle du bassin d'alimentation amont.

B- LE CLIMAT

Les caractéristiques climatiques : temps d'ensoleillement, humidité de l'air, température, évapotranspiration et pluviosité sont présentées dans le tableau LXXVIII. Trois années : une année exceptionnellement sèche, l'année moyenne et une année exceptionnellement humide sont choisies. Les caractéristiques des deux années exceptionnelles sont estimées à partir d'une hypothèse bâtie sur le déplacement saisonnier du front intertropical (FIT) qui souligne les zones d'influence des masses d'air équatorial maritime humide (alizés), et des masses d'air tropical continental sec (harmattan).

En année sèche, la saison aride se prolonge parce que le FIT migre vers le Sud du bassin. En année humide, la saison pluvieuse se maintient plus longuement grâce à la remontée du FIT vers le Nord. La position des isohyètes caractéristique de chaque région se retrouve ainsi décalée de 300 km

Tableau LXXVII

Les unités géographiques, les grands traits de la géologie, du relief et de la pédologie

Grandes Unités Géographiques	Bassin Amont		Plaines Aval		Lac Tchad		Dépressions Interdunaires	Remarques
	Socle	Sables argileux	Pl. Méridionales	Pl. d'Inondation	Cuvette Sud	Cuvette Nord		
Roches	-granites -gneiss précambriens	-grés rouges tertiaires -alluvions quaternaires	alluvions quaternaires	alluvions quaternaires	sédiments holocènes	sédiments holocènes	sédiments holocènes	-
Superficies km² % du bassin	330 000 53 % Logone : 57 000 Chari : 273.000		270 000 43,3 %		21 000 3,4 %		2 150 0,3 %	Superficie totale : 623.150 km²
Superficies km² % du bassin	150 000 24,1 %	180 000 28,9 %	190 000 30,5 %	80 000 12,8 %	11 000 1,8 %	10 000 1,6 %	2 150 0,3 %	
Pente moyenne	1,5 ‰	0,25 ‰	0,18 ‰	0,12 ‰	0,0 ‰	0,0 ‰	0,0 ‰	
Altitudes moyennes (m.)	520 Logone : 835 708 Chari : 580 500	526 460	335 345	305	282 282	282	275 275	Altitude du plan d'eau pour le lac
Sols (% surface)								Bassin total
- ferrallitiques	79 %	45 % 16	2 %					30 %
- ferrugineux tropicaux	12 %	24 % 34	34 %					28 %
- hydromorphes	2,5 %	16 % 26	29 %					21 %
- vertisols	0,5 %	10 % 18	25 %					14 %
- halomorphes	-	2 % 4	6 %					3 %
- plateaux latéritiques	5 %	2 %	4 %					4 %
- divers	1 %	1 % 2						
Localités	Laï (Logone) Manda (Ouham) Sahr (Chari)		Bongor (Logone) Bousso (Chari)	N'Djaména		Bol	Liwa	

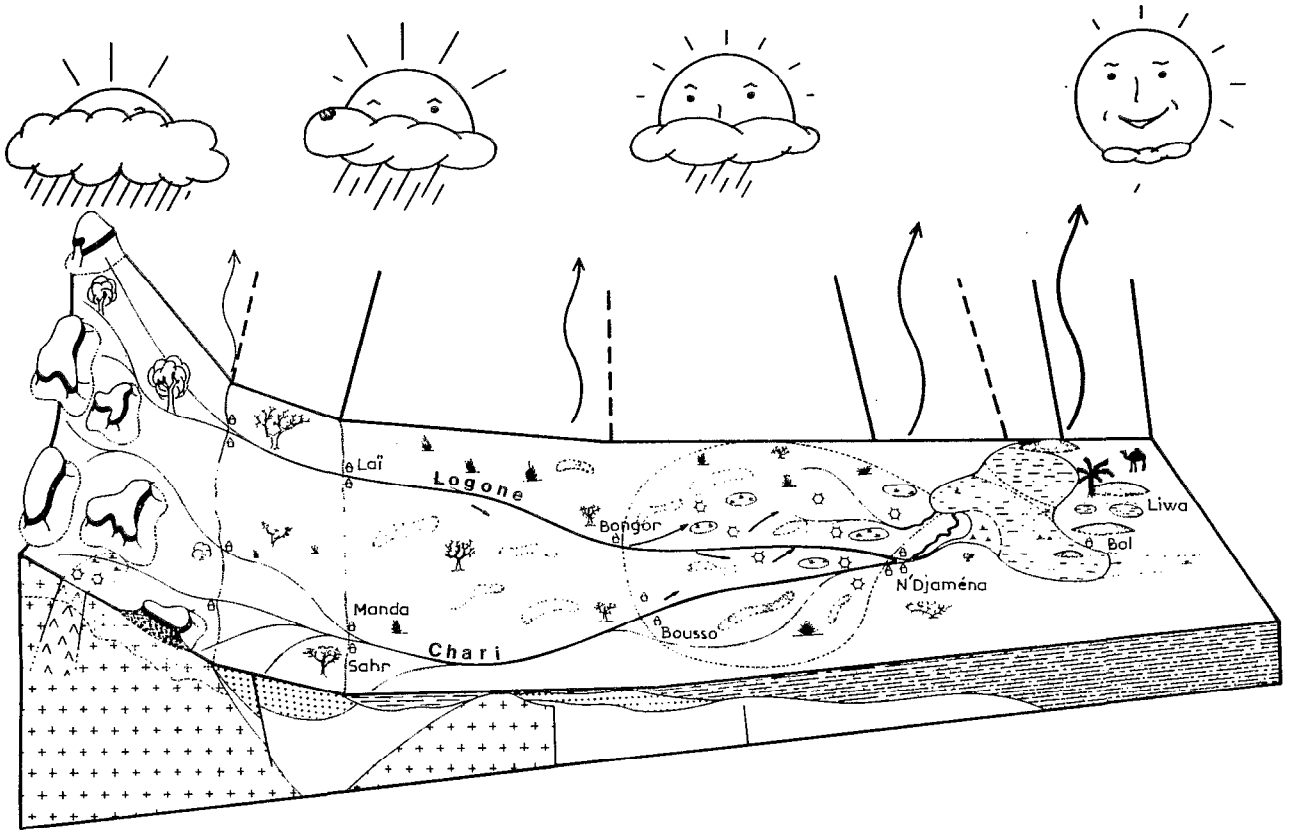


Fig. 62 - Représentation schématique des bassins du Chari et du Logone

Tableau LXXVIII

Eléments du climat (S : année sèche ; M : année moyenne ; H : année humide)

Unités Géographiques		Bassin Amont			Plaines Aval		Lac			Dépressions Interdunaires
		Logone		Chari	Pl. Méridionales	Pl. d'Inondation	Cuvette Sud	Cuvette Nord		
Nombre de jours ensoleillés	S	230			240	260	330			365
	M	212			226	245	265			330
	H	190			212	228	245			280
Durée de la saison sèche (mois)	S	5	6	6	7	8	11			2
	M	5	5	5	6	7	9			10
	H	3	4	4	5	6	7			8
Humidité relative de l'air (%)	S	60	57	57	50	40	30			20
	M	66	63	62	57	50	38			30
	H	73	67	67	63	58	50			40
Température moyenne annuelle de l'air (°C)	S	27,0			28,0	28,5	29,0			32,0
	M	26,1			27,7	28,0	28,2			30,0
	H	24,0			27,0	28,0	28,0			29,0
Evaporation potentielle annuelle (mm)	S	1600			1750	2000	2150	2200	2250	2500
	M	1410			1600	1750	2000	2100	2150	2200
	H	1240			1300	1500	1650	1700	1850	2000
Pluviosité annuelle (mm)	S	1050	880	850	740	520	150	100	50	0
	M	1450	1210	1160	1050	730	450	310	250	250
	H	1800	1600	1550	1380	1010	850	800	700	700

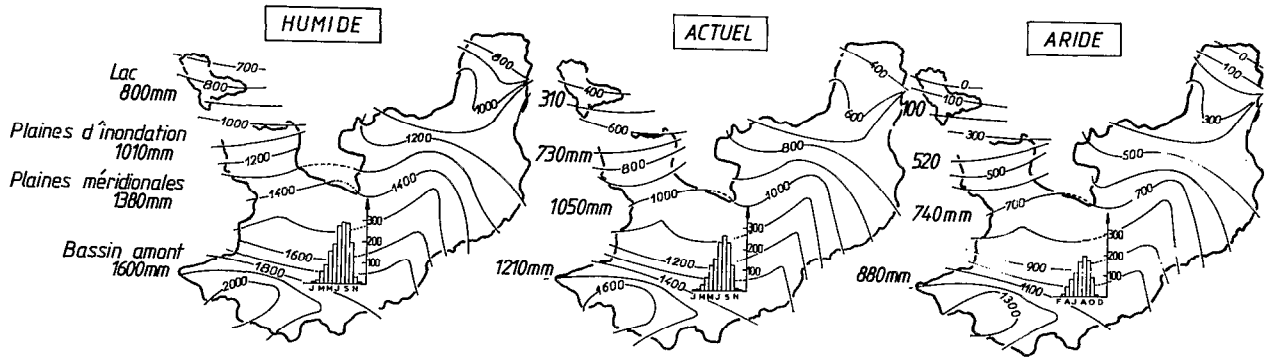


Fig. 63- Position des isohyètes en années moyenne, sèche et humide.

vers le Sud ou vers le Nord (fig. 63). Les diagrammes des précipitations moyennes mensuelles se modifient aussi de telle manière que, conformément aux observations de BILLON *et al.* (1969), RIOU (1972), tout changement de la pluviosité annuelle soit dû à une augmentation ou à une diminution du nombre de mois pluvieux. Ces données sont à la base des estimations faites sur les variations du bilan hydrologique.

II – BILANS HYDROLOGIQUES

A- LES APPORTS DE L'AMONT

Les données climatiques et hydrologiques des années 1960-1961-1962 particulièrement humides et des années 1972-1973-1974 particulièrement sèches ont permis la reconstitution de l'étalement des débits mensuels caractéristiques des années humides (H) et sèches (S). Les hydrogrammes du Chari, du Logone et du total du bassin amont sont directement issus des jaugeages conduits sur 14 années. Trois hydrogrammes sont présentés sur la figure 64 et trois types d'eaux y ont été distingués :

- Une eau de nappe profonde, au contact avec les arènes de la base des profils à composition constante.
- Une eau de nappe superficielle, de dilution entre l'eau de pluie et l'eau de nappe profonde.
- Une eau de ruissellement de surface, qui entraîne le matériel en suspension, à une concentration de 1 gramme/litre constante.

La charge en suspension des rivières sert donc ici de base pour le calcul du taux de ruissellement (tableau LXXIX). Les valeurs de ce taux de ruissellement sont directement déduites de la charge solide pour les années sèches (1972-1973-1974) et pour l'année moyenne. Pour la période humide, l'estimation des volumes ruisselés repose sur les diagrammes de pluviosité. En effet le rapport entre le volume d'eau ruisselée et la hauteur des précipitations, calculé pour chaque mois, est une fonction de la pluviosité du mois précédent. Plus le sol a été arrosé, plus le rapport ruissellement/pluviosité est élevé. La figure 65 montre les courbes caractéristiques des trois collecteurs de l'amont en année moyenne. On distingue nettement trois phases :

- Une phase *d'érosion des versants*, au moment des pluies précoces, le sol n'est pas encore recouvert de végétation mais il est déjà humide. C'est la période de la montée des eaux dans les axes de drainage .
- Une phase *d'érosion des berges*, correspondant à un fléchissement de l'érosion des versants et aux vives eaux dans les collecteurs. Le ruissellement est faible mais les berges sont fortement érodées.
- Une phase de décrue et de tarissement qui peut correspondre soit à une atténuation de l'érosion des lits, soit à *un alluvionnement*.

Les trois rivières se distinguent aussi nettement :

- Au début de la saison humide, l'importance de l'érosion des versants décroît dans le sens Chari supérieur-Bahr Sara-Logone. Le bassin du Chari est plus sec, moins couvert de végétation, et reçoit des précipitations moins régulières mais plus intenses. Vers l'Ouest ces caractères s'atténuent.
- Au milieu de la saison des pluies, l'érosion est plus importante dans les bassins occidentaux dont la pente est plus forte : Logone et Bahr Sara.
- Au moment de la crue des fleuves au mois de septembre-octobre, l'érosion est plus forte dans les bassins dont les lits sont les moins encaissés, dans le sens : Chari-Bahr Sara -Logone.
- En revanche, avec l'arrêt des précipitations et au moment de la décrue et du tarissement, le même critère d'encaissement joue dans l'autre sens et, l'alluvionnement se développe mieux dans le bassin du Bahr Sara dont la partie aval est la plus large et la plus plate.

Les courbes caractéristiques de l'ensemble du bassin amont intègrent tous ces paramètres. La courbe de l'année moyenne, la courbe de l'année sèche et le diagramme des précipitations sont utilisés conjointement pour estimer le tracé de l'année humide (fig. 66). Les valeurs des volumes d'eau de ruissellement, d'eau de nappe de surface, d'eau de nappe profonde sont présentées dans le tableau LXXX.

B- LE BILAN HYDROLOGIQUE DES PLAINES D'INONDATION

On a estimé que la pente moyenne des plaines méridionales et des plaines d'inondation était trop faible pour permettre un quelconque ruissellement. En revanche, en saison humide, ces plaines et surtout leurs parties septentrionales sont inondées. On peut ainsi considérer les plaines d'inondation

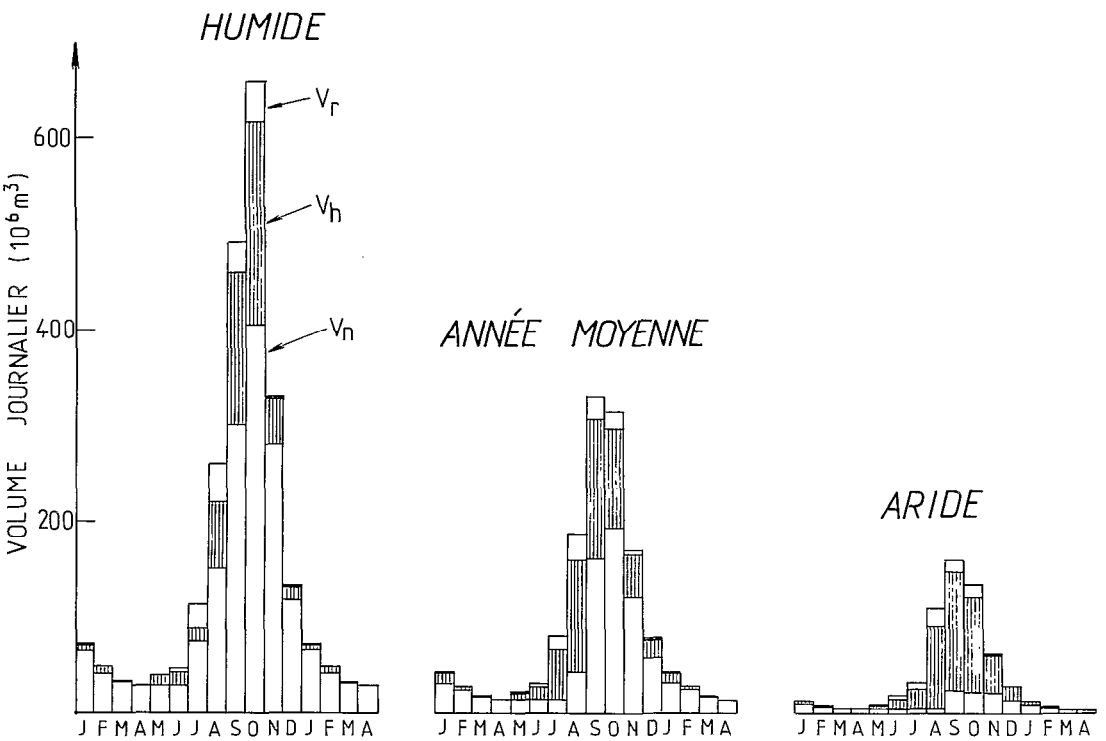


Fig. 64- Hydrogrammes de crue de l'ensemble du bassin amont en années moyenne, sèche et humide. Importance des volumes ruisselés (V_r), de l'écoulement hypodermique (V_h) et de l'écoulement souterrain (V_n).

Tableau LXXIX

Bilans hydrologiques (S : année sèche ; M : année moyenne ; H : année humide)

Unités Géographiques		Bassin Amont			Plaines Aval		Lac		Dépressions Interdunaires	Remarques
		Logone		Chari	Pl. Méridionales	Pl. d'Inondation	Cuvette Sud	Cuvette Nord		
Ecoulement annuel (mm)	S	139	54	36	0	0	-	-		Débit/ Surface
	M	278	123	89	19	0	-	-		
	H	412	206	103	40	20	-	-		
Déficit d'écoulement annuel (mm)	S	826			740	520	- 2100		- 2500	Pluviosité moins écoulement
	M	1060			1031	730	- 1790		- 1950	
	H	1394			1340	990	- 900		- 1300	
Débit annuel (m^3)	S	$17,7 \cdot 10^9$			$16,3 \cdot 10^9$		$3,5 \cdot 10^3$		0	A la sortie de chacune des régions
	M	$40,05 \cdot 10^9$			$38,5 \cdot 10^9$				0	
	H	$68,5 \cdot 10^9$			$61,0 \cdot 10^9$				0	
Débit annuel (m^3)	S	$7,9 \cdot 10^9$	$9,8 \cdot 10^9$		$16,9 \cdot 10^9$	$16,3 \cdot 10^9$	0	0	0	A la sortie de chacune des régions
	M	$15,83 \cdot 10^9$	$24,22 \cdot 10^9$		$41,9 \cdot 10^9$	$38,5 \cdot 10^9$	$20,9 \cdot 10^9$	$2,1 \cdot 10^9$	0	
	H	$23,5 \cdot 10^9$	$45,0 \cdot 10^9$		$71,5 \cdot 10^9$	$61,0 \cdot 10^9$	$61,0 \cdot 10^9$	0	0	
Ruissellement % du débit annuel	S	17,9 %	10,5 %	8,9 %	0	0	0	0	0	
	M	8,7 %	7,4 %	6,4 %						
	H	-	6,1 %	-						

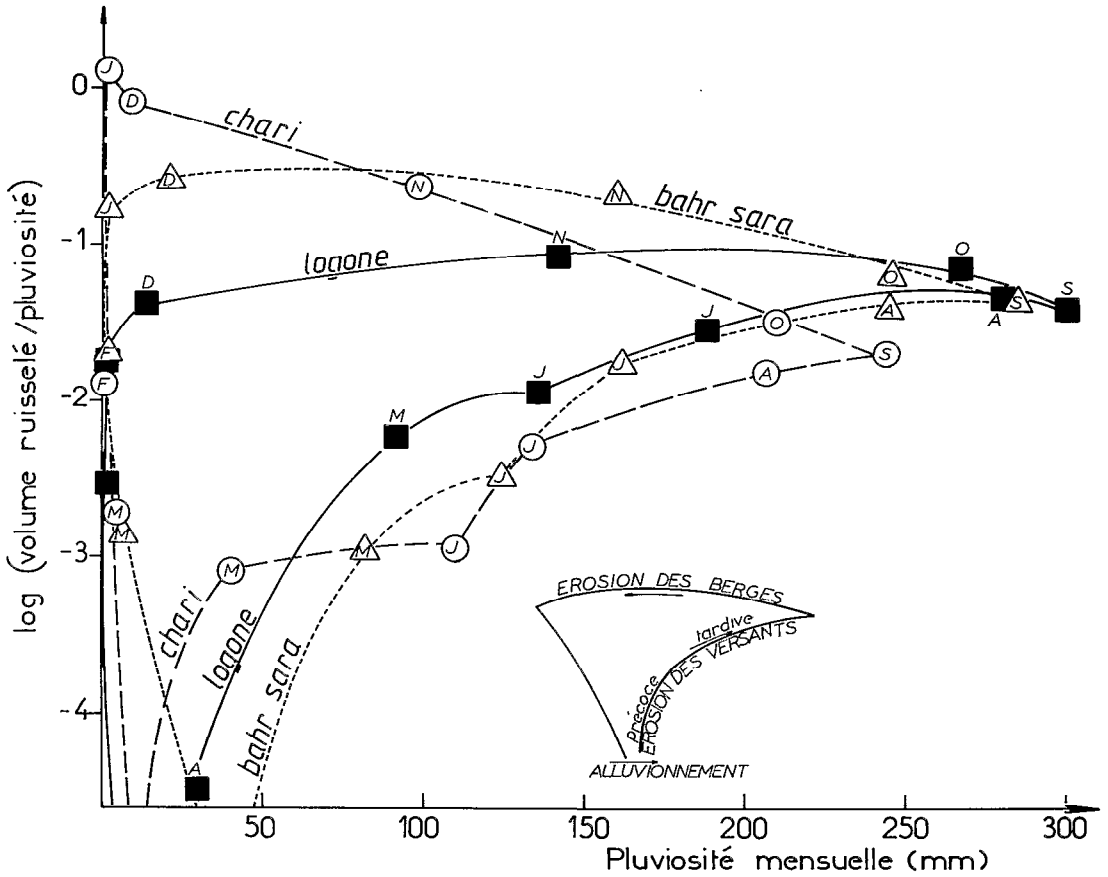


Fig. 65- Relation entre le volume d'eau ruisselée et la pluviosité. Importance de l'érosion des versants, de l'érosion des berges et de l'alluvionnement dans le lit des trois collecteurs.

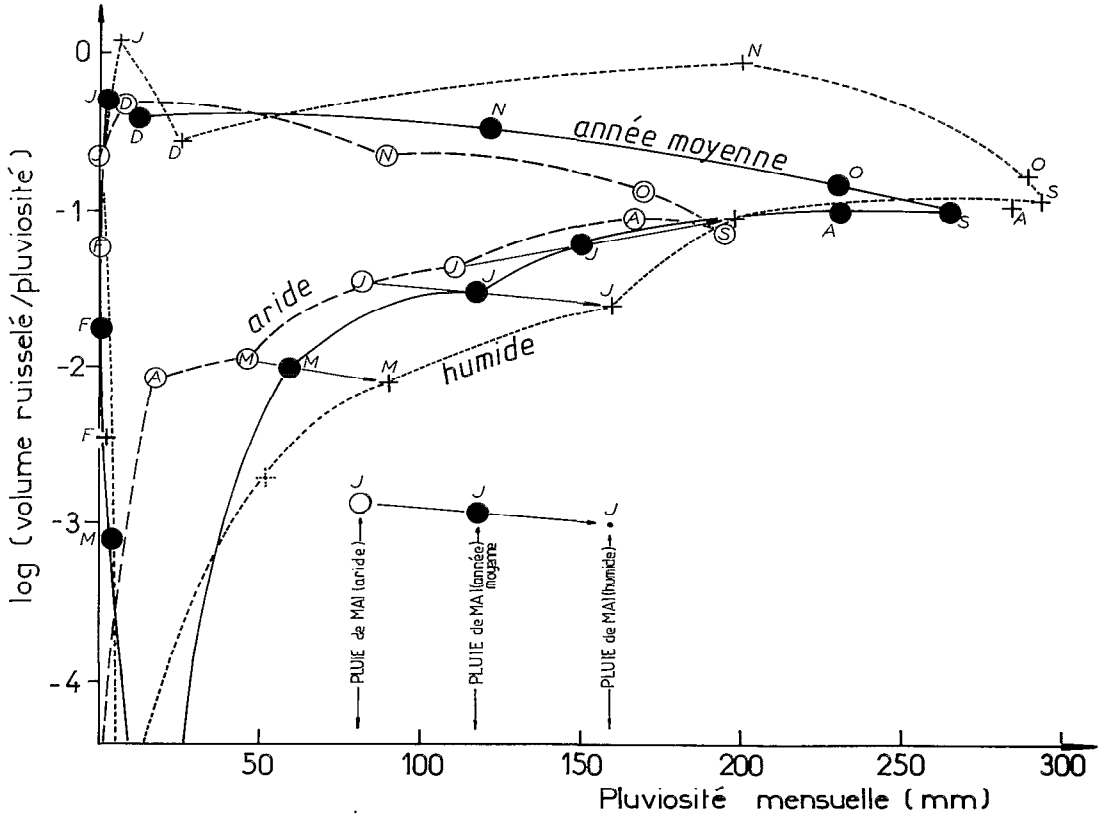


Fig. 66- Relation entre le ruissellement et la pluviosité. Erosion des versants, des berges et alluvionnement sur le bassin amont.

Tableau LXXX

Répartition des pourcentages de volumes d'eau de ruissellement (V_r), d'eau de nappe de surface (Vh) et d'eau de nappe profonde (V_n).

Périodes	Volumes	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	Année
Année sèche	V_r %	0,7	9,5	20,3	21,7	16,7	7,9	9,5	3,6	1,8	1,7	1,6	0	10,5
	Vh %	4,9	36,2	52,3	62,7	78,6	88	74,7	60,1	54,0	31,9	10,4	0	72,5
	V_n %	94,4	54,3	27,4	15,6	4,7	14,1	15,8	36,3	44,2	66,4	88,0	100	17,
Année moyenne	V_r %	0	5,3	15,1	18,1	15,0	7,2	5,8	2,6	0,8	0,7	0,3	0,1	7,4
	Vh %	0	28,7	36,6	63,5	62,2	44,3	32,8	25,2	23,8	27,2	9,4	9,6	39,3
	V_n %	100	66,0	48,3	18,4	22,8	48,5	61,4	72,2	75,4	72,1	91,3	91,3	53,3
Année humide	V_r %	0,6	3,2	10,5	22,5	12,5	6,7	5,1	0,8	1,2	2,7	0,07	0	6,1
	Vh %	0	23,3	27,1	11,1	27,5	32,1	32,5	14,9	9,1	6,3	18,8	3,3	24,6
	V_n %	99,4	73,5	62,4	66,4	60,0	61,2	62,4	84,3	89,7	91,0	81,1	96,7	69,3

soit comme une extension du lac, soit comme une extension temporaire du lit des fleuves.

On ignore les quantités d'eaux qui quittent le lit des fleuves, s'évaporent dans les plaines d'inondation et gagnent le lac. Des trois dépressions Massénya, interfluviale et Yaérés (El Beïd), seule la dernière a pu livrer un bilan approché en année moyenne. La géométrie de ces dépressions n'est pas connue avec suffisamment de précision pour que les bilans des années sèches et humides puissent être établis. On peut cependant faire les remarques suivantes :

- Le Chari et le Logone sortent de leur lit à peu près à la même époque,
- le seuil de débordement est atteint pour un débit mensuel total de $2,85 . 10^9$ m^3 (1100 m^3/s),
- la submersion des plaines commence dès juillet pour l'année humide et seulement en août pour les années moyennes et sèches.
- La durée de l'inondation est de six mois en année humide, de 4 mois en année moyenne et de deux mois en année sèche.
- Les exutoires aval (El Beïd pour les Yaérés par exemple) ne fonctionnent pas en année sèche. Les eaux qui gagnent les plaines vertisoliques sont évaporées sur place.
- Les volumes des eaux de débordement sont respectivement de $3,5 . 10^9$ m^3 pendant une année sèche, de $18,9 . 10^9$ m^3 année moyenne et de $42,8 . 10^9$ m^3 en année humide, calculés à partir des volumes mensuels de l'amont dépassant le seuil des $2,85 . 10^9$ m^3/mois.

C- LE SYSTEME LACUSTRE

L'étude des mouvements du lac en fonction des pulsations climatiques est complexe. L'approche se fera en plusieurs étapes.

1. Période aride

Si une succession de plusieurs années sèches se produit (hypothèse S des tableaux précédents), l'alimentation du lac est inférieure aux quantités d'eau évaporées sur la surface actuelle. Le niveau du lac baisse, la cuvette nord s'assèche ou du moins n'est alimentée que saisonnièrement.

On peut évaluer la surface exposée à l'évaporation par le bilan suivant :
$16,3 . 10^9$ m^3 (Chari) + 0,15 S (pluie) = 2,15 S (évaporation), d'où S = $8,15 . 10^9$ m^2 = 8 150 km^2. Ceci correspond à une superficie équivalente aux 3/4 de celle de la cuvette sud actuelle.

Si les infiltrations latérales par les espaces interdunaires sont nulles, le lac se sale.

2. Période humide

Lorsqu'une succession d'éposides humides survient (hypothèse H de tableaux précédents), l'alimentation du lac devient supérieure aux quantités d'eaux évaporées sur la surface qui caractérise le régime moyen (M). La superficie du lac s'agrandit. L'évaporation s'exerce sur une plus grande

étendue et augmente donc d'importance jusqu'à égaler les apports d'eaux météoriques et fluviatiles. De la même manière qu'en période sèche, on peut établir le bilan suivant :
$61{,}0 \cdot 10^9$ m^3 (Chari) + 0,7 S (pluies) = 1,85 S (évaporation) avec S = $53{,}04 \cdot 10^9$ m^2 = 53 000 km^2 en supposant que le lac s'étende vers le Nord, en direction des régions à climat sec.

3. Déplacement des rivages du lac

Le bilan d'équilibre permet de calculer la surface mais il faut aussi déterminer les volumes mis en jeu, les seuils topographiques franchis et finalement le recul des contours du lac. Plusieurs modèles simplifiés sont proposés pour établir les relations entre la surface et la configuration géométrique du bassin.

a) Le premier est bâti en faisant comme si les berges du lac étaient très abruptes, le fond plat et les variations de volume uniquement rapportées aux variations de hauteurs. C'est *le modèle cylindrique* .

Si la surface de base est constante, soit 21 000 km^2 (celle du lac en période moyenne), l'évaporation pour une période donnée est constante. Le niveau du plan d'eau se maintient au niveau moyen (282 m) en année moyenne. En période sèche la profondeur du lac diminue et le réservoir finit par s'assécher. En période humide au contraire, le plan d'eau ne fait que s'élever. En période sèche, le plan d'eau descend de 1,22 m par an, en période humide il s'élève de 1,75 m par an.

b) Le second est bâti en assimilant la géométrie du lac à un *cône droit* à base circulaire. Les caractéristiques du cône sont calculées à partir du volume, de la surface et de la profondeur du lac en année moyenne .
$V = 72 \cdot 10^9$ m^3 $S = 21 \cdot 10^9$ m^2 P_{moyen} = 3,45 m et h = 10,29 m et r = 81800 mètres = 81,8 km.
Si h est la hauteur au centre du cône et r la rayon de la surface du cercle, on a :

$$V = 1/3\ \Pi r^2 h = 0{,}661 \cdot 10^8\ h^3 \quad \text{car } h/r = 1{,}259 \cdot 10^{-4} \quad S = \Pi r^2 = 1{,}983 \cdot 10^8\ h^2$$

et : $V = 0{,}237 \cdot 10^{-4}\ S^{3/2}$
$S = 1{,}212 \cdot 10^3\ V^{2/3}$

L'évaporation reste proportionnelle à la surface exposée jusqu'au moment où les pertes en eau équilibrent les apports fluviatiles et météoriques.

En période sèche, l'évaporation moyenne annuelle est estimée à 2,2 m/an, la pluviosité moyenne sur le lac à 0,1 m/an (tableau LXXVIII) et l'on a :

$16{,}3 \cdot 10^9$ m^3 (Chari) + 0,1 S (pluies) = 2,2 S (évaporation)

Les caractéristiques du lac rétréci sont donc :

S = $7{,}76 \cdot 10^9$ m^2 = 7760 km^2 soit 1/3 de celle du lac moyen
V = $16{,}20 \cdot 10^9$ m^3
r = $49{,}70 \cdot 10^3$ m = 49,7 km
h = 6,257 m et la profondeur moyenne est de 2,09 m.

En période humide, l'évaporation annuelle est estimée à 1,85 m/an et la pluviosité à 0,7 m/an et l'on a :

$61 \cdot 10^9$ m^3 (Chari) + 0,7 S (pluies) = 1,85 S (évaporation)

On trouve ainsi les caractéristiques du lac agrandi :

S = $53{,}04 \cdot 10^9$ m^2 = 53 000 km^2
V = $289{,}50 \cdot 10^9$ m^3
r = $129{,}94 \cdot 10^3$ m = 129,93 km
h = 16,36 m et la profondeur moyenne s'élève à 5,46 m.

Le lac aurait donc vu son volume quadruplé, sa surface multipliée par 2,5 , son rayon et sa profondeur au centre multipliés par 1,6 , sa profondeur moyenne augmentée de 2,01 m. Le plan d'eau du lac se situerait à 284 m. A cette cote le seuil du Bahr El Ghazal (283 m) est franchi . La conformation de cette gouttière, menant aux Bas-Pays du Tchad, doit donc être considérée.

c) Modèle tenant compte de la géométrie du bassin

On supposera que l'extension du lac ne peut se faire que vers le Nord-Est à partir d'une cote critique de 283 m, soit 1 mètre au dessus de la cote du lac moyen. Au delà de ce seuil, les eaux du lac s'engouffrent vers les Bas-Pays dont la partie la plus déprimée vers le 17° parallèle se situe à la cote 165 (SCHNEIDER, 1967), soit à 117 m au dessous du niveau du lac actuel.

On peut alors considérer le système d'extension du lac, en période humide, comme deux cônes réunis par la gouttière du Bahr El Ghazal. Le premier a les caractéristiques déjà décrites, le se-

cond à une base circulaire d'environ 175 km de rayon à la cote 283 m et une profondeur au centre de 117 m. On a donc :

$$\frac{h}{r} = 6,686 \cdot 10^{-4}$$

$$V = 0,0234 \cdot 10^{8}\ h^3$$

$$S = 0,0703 \cdot 10^{8}\ h^2$$

En période humide, l'évaporation diminuée de la pluviosité correspond à une hauteur de 0,9 m/an sur le lac Tchad et de 1,3 m/an sur les Bas-Pays du Nord-Est. On considère que le déficit de 1,3 m/an s'effectue aussi sur une surface estimée à 10 000 km^2, le long d'un chenal de 400 km de long et de 25 km de large. La perte annuelle de 13 . 10^9 m^3 représente le "tribut" payé par les eaux du Sud pour la traversée du désert.

Le niveau du plan d'eau du lac Tchad est limité à 283 m soit 11,29 m au-dessus de la pointe du cône. La surface exposée est alors de 25,28 . 10^9 m^2 , le volume du lac de 95,1 . 10^9m^3 et pour un déficit annuel de 0,9 m, on perd par évaporation 22,75 . 10^9 m^3.

L'alimentation annuelle de la dépression du Nord est donc de :

61,0 . 10^9 m^3 (Chari) - 22,75 . 10^9 m^3 (évaporés sur le lac) - 13,0 . 10^9 m^3 (évaporés dans le Bahr El Ghazal) = 25,25 . 10^9 m^3.

Ce volume correspond donc dans la dépression des Bas-Pays à une quantité d'eau évaporée sur une surface de :

$$S = 25,25 \cdot 10^9 (m^3)/1,3\ (m) = 19,\ 42 \cdot 10^9\ m^2 = 19420\ km^2$$

Ceci correspond à :

$$h = 52,56\ m \qquad r = 78,6\ km \quad et \quad V = 339,8 \cdot 10^9\ m^3$$

Le lac du Nord s'étend donc sur une superficie analogue à celui du Sud, mais il est beaucoup plus profond et contient environ 3,6 fois plus d'eau. La cote du plan d'eau s'établit en régime d'équilibre hydrique à 217 m soit à 66 m au-dessous de l'exutoire amont (283 m).

Le tracé des berges des lacs correspondant aux trois épisodes sec, moyen et humide sont représentés en surimpression sur la figure 67 où la position des rivages du lac Tchad à l'Holocène supérieur a été établie par SCHNEIDER (1967).

4. Durée de remplissage en période humide

On part des deux lacs à l'état sec. Le lac Tchad se remplit le premier, rapidement au début car l'apport est constant et la surface d'évaporation faible, plus lentement ensuite. Dès qu'il déborde dans la gouttière du Bahr El Ghazal, le même phénomène se produit pour le remplissage des Bas-Pays.

• *Pour le lac Tchad,* La variation de volume dV au bout d'un temps dt est donnée par la relation :

$$\frac{dV}{dt} = 61 \cdot 10^9 - 0,9\ S_{(t)}$$

D'autre part si $h_{(t)}$ est la profondeur au centre du cône à l'instant t on a :

$$\frac{dV}{dt} = 1,983 \cdot 10^8\ h^2_{(t)}\ \frac{dh}{dt} \quad \text{et} \quad S_{(t)} = 1,983 \cdot 10^8\ h^2_{(t)}$$

Ce qui conduit à l'équation différentielle non linéaire :

$$610 - 0,9 \cdot 1,983\ h^2_{(t)} = 1,983\ h^2_{(t)}\ h'_{(t)}$$

La fonction $h_{(t)}$ a été calculée plus simplement à partir des expressions de dV/dt pour des petites variations cumulées ΔV, Δt :

- volume initial $V_o = 72 \cdot 10^9$ m^3
- variation de volume due aux apports du Chari : $\Delta V_1 = 61 \cdot 10^9\ \Delta t$
- calcul d'une nouvelle surface "avant évaporation" :

$$h_{(t)} = \sqrt[3]{\frac{V_o + \Delta V_1}{0,661 \cdot 10^8}}\ , \quad S_{(t)} = 1,983 \cdot 10^8\ h^2_{(t)}$$

- variation de volume due à la pluie et à l'évaporation sur le lac :

$$\Delta V_2 = - 0,9 \cdot 10^9\ S_{(t)}\ \Delta t$$

- variation de volume pour un temps Δt : $\Delta V = \Delta V_1 + \Delta V_2$

- nouvelle hauteur du lac : $h_t = \sqrt[3]{\frac{V_o + \Delta V_1 + \Delta V_2}{0,661 \cdot 10^8}}$

Ce calcul a été effectué avec Δt = 1/365 an = 1 jour et répété jusqu'à obtention d'une profondeur h = 11,29 m, au bout *d'un temps t égal à 7 mois* (211 jours)

• *Pour le lac des Bas-Pays*, le même raisonnement est mené avec les équations suivantes :

$$V_o = 0$$

$$\Delta V_1 = 25,25 \cdot 10^9 \, \Delta t$$

$$\Delta V_2 = -1,3 \, S_{(t)} \, \Delta t$$

Dans ce cas, la fonction $h_{(t)}$ croît rapidement au début du remplissage, puis se stabilise à la valeur h = 52,56 m *au bout d'une période de 150 ans* (h = 47,85 m pour t = 25 ans ; h = 51,33 m pour t = 50 ans et h = 52,48 pour t = 100 ans).

Autrement dit, lorsqu'après une longue période de sécheresse, une période humide se met en place et permet une alimentation de $61 \cdot 10^9$ m^3/an, il faut moins d'une année pour remplir le lac Tchad juqu'au seuil critique de 283 m. Ensuite, si l'alimentation se poursuit au même rythme, il faut attendre 150 ans avant que l'équilibre hydrique ne soit atteint à la cote de 217 m aux pieds des massifs du Tibesti.

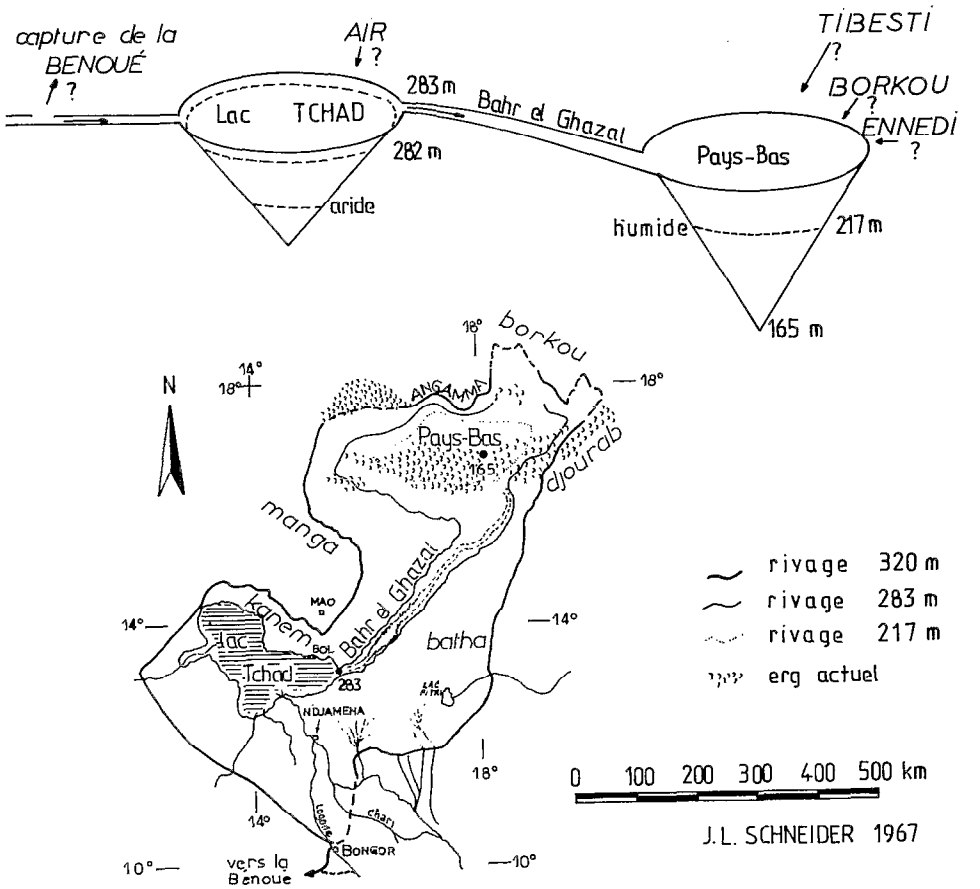


Fig. 67- Position des rivages du lac en années moyenne, sèche et humide

III – BILAN DES TRANSFERTS DE MATIÈRE

A- DEBITS SOLIDES, EROSION MECANIQUE ET SEDIMENTATION

Les valeurs des tonnages exportés en suspension hors du bassin amont, se déduisent de celles du ruisellement déjà présentées et sont données dans le tableau LXXXI. On y remarque que les quantités totales annuelles sont les plus fortes en année humide,tandis que les concentrations sont en revanche les plus fortes en année sèche. Dans un paysage de savane, l'intensité de l'érosion mécanique,rapportée au volume d'eau est plus forte en période sèche, mais le bilan de l'érosion est finalement plus important en période humide.

Tableau LXXXI

Transferts de matières en suspension en années sèche, moyenne et humide

Périodes	HUMIDE		MOYEN		SEC	
	Concentration (mg/ℓ)	Tonnage (10^3)	Concentration (mg/ℓ)	Tonnage (10^3)	Concentration (mg/ℓ)	Tonnage (10^3)
Avril	6	5,0	11	4,9	7	1,0
Mai	32	39,5	63	43,3	95	27,5
Juin	105	148,0	128	117,3	203	113,5
Juillet	225	788,0	190	472,9	217	219,0
Août	125	968,0	159	918,4	167	560,0
Septembre	67	990,0	82	807,8	79	388,0
Octobre	51	1027,0	65	632,6	95	380,0
Novembre	8	80,0	37	191,0	36	70,0
Décembre	12	49,5	19	46,5	18	20,0
Janvier	17	62,0	18	24,6	17	6,5
Février	7	10,0	14	10,8	16	3,5
Mars	1	1,0	12	6,8	11	1,5
Année	61	4168,0	81	3276,9	101	1790,5

Dans les plaines d'inondation, on a considéré que toute la charge en suspension, au cours du transit des eaux de crue, y est perdue par sédimentation. Ceci représente donc des tonnages de :

$3{,}5 \cdot 10^9$ m^3 × 95 mg/ℓ = 330 000 tonnes en période sèche
$18{,}9 \cdot 10^9$ m^3 × 82 mg/ℓ = 1550 000 tonnes en période moyenne
$42{,}8 \cdot 10^9$ m^3 × 58 mg/ℓ = 2475 000 tonnes en période humide

où les concentrations sont les concentrations moyennes des eaux de débordement ; ces concentrations sont les mêmes que celles des eaux du bassin amont et les volumes la somme des volumes mensuels estimés à l'amont au-dessus du seuil de débordement aval de $2{,}85 \cdot 10^9$ m^3/mois.

Ainsi,on obtient par différence les tonnages de matières en suspension issues de l'amont, qui échappent au piège des plaines aval et gagnent le lac :

1 790 000 – 330 000 = 1 460 000 tonnes en période sèche
3 277 000 – 1 550 000 = 1 727 000 tonnes en période moyenne
4 168 000 – 2 475 000 = 1 693 000 tonnes en période humide

Quel que soit le régime hydrologique, le lac recevrait en année sèche, en année humide où en année moyenne la même quantité de matières en suspension. Les plaines d'inondation en captant le trop-plein, jouent ici un rôle de régulation. Plus la période est humide, plus les quantités érodées mécaniquement sont grandes et plus les quantités déposées dans les plaines sont importantes. Les tonnages acheminés vers le lac sont constants : de 2 500 000 à 2 600 000 tonnes/an (CHOURET, 1975). Les différences entre les tonnages calculés et les tonnages observés proviennent de l'érosion des berges (1 200 000 tonnes/an en année moyenne, chapitre III).

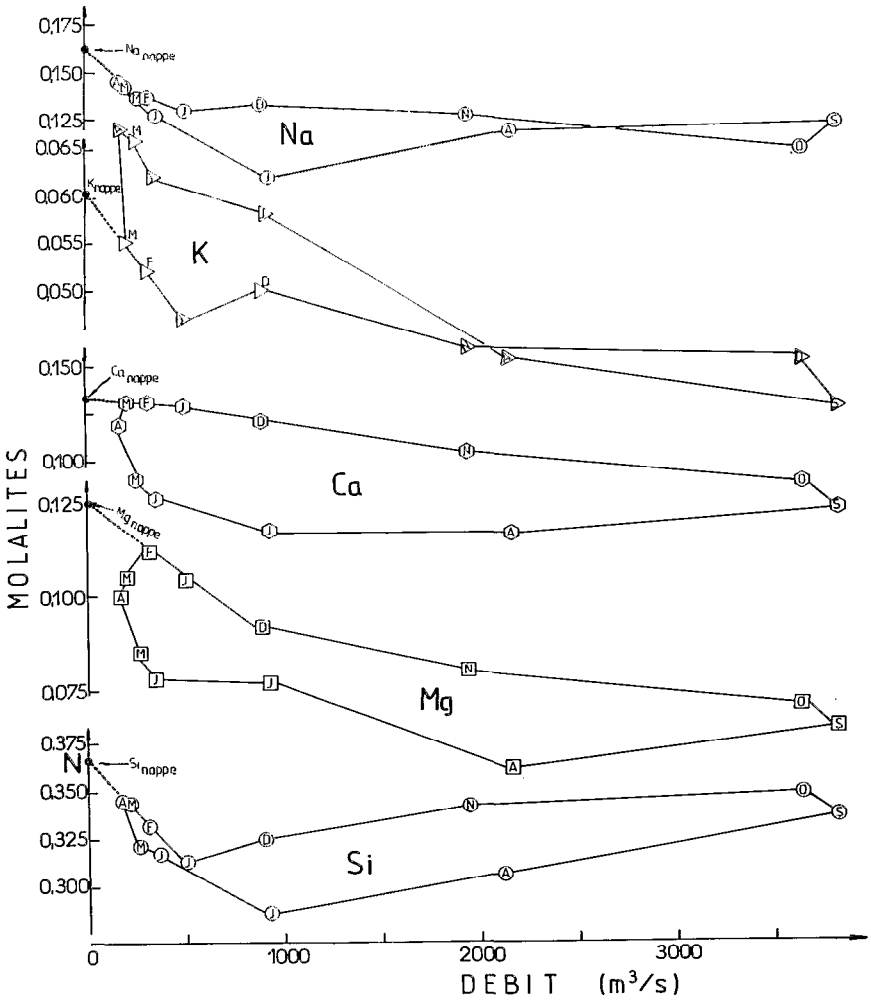


Fig. 68- Evolution des teneurs des éléments en solution au cours du cycle hydrologique.

Tableau LXXXII

Concentrations (en mmoles/kg H_2O) des différentes espèces en solution et valeurs du rapport R_E (H, année humide ; M, année moyenne ; S, année sèche)

Périodes		J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
Na	H	0,133	0,131	0,133	0,138	0,120	0,114	0,097	0,114	0,129	0,086	0,116	0,129	0,105
	M	0,130	0,137	0,142	0,145	0,136	0,127	0,094	0,118	0,123	0,109	0,126	0,130	0,120
	S	0,150	0,164	0,170	0,159	0,158	0,138	0,126	0,113	0,116	0,129	0,133	0,131	0,132
K	H	0,049	0,047	0,050	0,051	0,061	0,060	0,053	0,040	0,033	0,027	0,038	0,047	0,037
	M	0,047	0,052	0,055	0,067	0,066	0,062	0,058	0,043	0,038	0,043	0,044	0,050	0,045
	S	0,063	0,068	0,072	0,070	0,068	0,067	0,061	0,054	0,047	0,046	0,049	0,050	0,052
Ca	H	0,124	0,129	0,131	0,131	0,077	0,075	0,063	0,067	0,091	0,050	0,088	0,112	0,078
	M	0,130	0,132	0,132	0,120	0,091	0,080	0,064	0,063	0,076	0,090	0,106	0,122	0,088
	S	0,126	0,143	0,146	0,147	0,146	0,108	0,080	0,064	0,084	0,088	0,125	0,131	0,094
Mg	H	0,093	0,102	0,109	0,110	0,078	0,076	0,070	0,058	0,090	0,051	0,089	0,085	0,074
	M	0,104	0,112	0,105	0,100	0,085	0,079	0,077	0,054	0,065	0,071	0,080	0,092	0,073
	S	0,102	0,113	0,117	0,115	0,110	0,093	0,087	0,080	0,072	0,076	0,095	0,116	0,086
HCO_3	H	0,616	0,640	0,663	0,671	0,491	0,470	0,406	0,404	0,524	0,305	0,508	0,570	0,448
	M	0,616	0,656	0,650	0,638	0,537	0,471	0,410	0,364	0,419	0,455	0,520	0,586	0,461
	S	0,669	0,744	0,768	0,753	0,738	0,607	0,521	0,436	0,475	0,503	0,622	0,675	0,536
SiO_2	H	0,324	0,315	0,324	0,328	0,312	0,314	0,332	0,323	0,369	0,361	0,349	0,336	0,349
	M	0,313	0,331	0,344	0,345	0,320	0,318	0,286	0,308	0,337	0,347	0,342	0,325	0,330
	S	0,357	0,374	0,387	0,380	0,367	0,335	0,317	0,311	0,323	0,317	0,320	0,322	0,330
Concentration totale (mg/l)	H	69	70	73	74	60	58	55	53	50	47	62	66	57
	M	70	74	74	74	64	59	52	50	56	59	64	68	58,6
	S	76	84	86	85	83	70	62	55	56	61	70	74	63,5
Rapport R_E	H	2,19	2,16	2,19	2,22	2,29	2,21	1,77	1,88	1,74	0,73	1,75	2,08	1,66
	M	2,19	2,21	2,22	2,35	2,44	2,34	2,13	2,09	1,90	1,74	1,99	2,20	2,00
	S	2,30	2,35	2,36	2,30	2,33	2,36	2,34	2,29	2,02	2,19	2,20	2,18	2,21

B- TRANSFERTS EN SOLUTION, EROSION ET SEDIMENTATION CHIMIQUE

1. Le bassin amont

Les valeurs des concentrations et des tonnages de matières en solution exportées hors du bassin amont en période humide et en période sèche sont estimées à partir des données recueillies pour l'année moyenne et des volumes correspondant à ces années exceptionnelles déjà présentés (fig. 68, tableau LXXII).

Les concentrations moyennes et les quantités de matières en solution exportées hors du bassin amont sont de :

3 920 000 tonnes et 57,0 mg/ℓ en période humide
2 350 000 tonnes et 58,6 mg/ℓ en année moyenne
1 124 000 tonnes et 63,5 mg/ℓ en période sèche

On remarque également dans le tableau LXXXII que les concentrations en sodium, potassium, calcium, magnésium et la valeur du rapport R_E augmentent tandis que les teneurs en silice diminuent de l'année humide à l'année sèche. Cette augmentation est très nette pour le sodium et beaucoup moins pour le magnésium. La valeur du rapport R_E qui est de 2 (kaolinite) en année moyenne, est de 1,7 en année humide (gibbsite + kaolinite) et de 2,2 en année sèche (kaolinite + montmorillonite).

Les courbes de la figure 68, donnent les variations de concentration au cours de l'année moyenne. On remarque que pour des débits faibles on atteint des concentrations qui caractérisent l'eau de la nappe profonde (point N); quelle que soit l'humidité du climat, cette nappe conserve une composition constante. Le phénomène majeur est celui d'une dilution de cette eau par les eaux de ruissellement, au moment de la saison des pluies. Secondairement, on constate une remontée des concentrations lorsque la pluie cesse. Les eaux de nappe prennent de l'importance par rapport au ruissellement et l'évaporation concentre les solutions. Un seul élément, le potassium, fait exception à cette règle et se trouve plus concentré en surface qu'en profondeur. Ceci souligne le rôle joué par la végétation qui accumule le potassium en surface.

2. Les plaines d'inondation

Dans les plaines d'inondation, de la même manière que pour les suspensions, on peut évaluer les tonnages en solution piégés dans les vertisols et ne gagnant pas le lac.

Dans les eaux de débordement, on a :

$42{,}8 \cdot 10^9$ m^3 × 55,8 mg/ℓ = 2 390 000 tonnes en période humide
$18{,}9 \cdot 10^9$ m^3 × 57,2 mg/ℓ = 1 080 000 tonnes en année moyenne
$3{,}5 \cdot 10^9$ m^3 × 56,1 mg/ℓ = 196 000 tonnes en période sèche

En année sèche la totalité reste dans les plaines. En année moyenne on a estimé au chapitre précédent que les quantités d'eaux prisonnières des mares sans écoulement vers le lac étaient de $1 \cdot 10^9$m^3 mais que l'eau de l'El Beïd était concentrée 2,8 fois. Il reste donc piégé dans les vertisols :

$1 \cdot 10^9$ m^3 × 2,8 × 57,2 mg/ℓ = 160 000 tonnes en année moyenne

Le bilan est identique à celui de l'année sèche. En revanche en année humide, le dépôt soluble est moins important parce que si le volume piégé doit être le même qu'en année moyenne, les concentrations sont plus faibles. La majeure partie des matières en solution regagnent le lac.

Tableau LXXXIII

Rapports R_E et facteurs de concentration

unités géographiques		Bassin Amont		Plaine d'inondation	Lac Tchad			Lac des
		Nappes	Exutoire	Vertisols	Cuvette Sud		Cuvette Nord	Bas Pays
Rapport R_E	S	2,35	2,20	6,00	6,0	–	–	–
	M	2,35	2,00	3,10	2,8	3,9	4,0	–
	H	2,35	1,66	2,30	2,3	2,3	2,3	6,0
Facteur de concentration	S	16,3		∞	∞	–	–	–
	M	9,8		3,0	3,0	12	17	–
	H	7,3		1,5	1,5	1,5	1,5	2,4→∞

3. Le lac

Les quantités de matières en solution qui parviennent au lac (en tenant compte des petits tributaires latéraux et des captures de la Bénoué) sont approximativement de :

4 100 000 tonnes en période humide
2 580 000 tonnes en année moyenne
927 000 tonnes en période sèche

Ainsi, si les tonnages des matières en suspension déposées dans le lac ne changent pas d'une saison à l'autre, en revanche les quantités de matière en solution sont quatre fois plus grandes en période humide qu'en période sèche. On a vu également que les eaux étaient relativement un peu plus riches en silice et pauvres en cations dans les périodes pluvieuses qui correspondent à la formation de deux lacs. Dans le premier la sédimentation sera surtout détritique, dans le second, elle sera surtout chimique. En période humide, les eaux du lac Tchad restent trop diluées, il n'y a pas de précipitation chimique ; en revanche, le lac du Nord-Est, reçoit et accumule l'essentiel de la charge en solution.

C- FACTEURS DE CONCENTRATION

Le long de l'axe d'écoulement des eaux, il est possible de suivre les variations du rapport R_E et de calculer pour chaque région le facteur de concentration équivalent au rapport entre le débit d'entrée et le débit de sortie (tableau LXXXIII). Le rapport R_E augmente de l'amont vers l'aval et pour une même région d'une époque humide vers une période aride. On comprend que la période humide favorise en amont le développement de la gibbsite (15 %) et de la kaolinite (85 %)(R_E = 1,66). Dans les plaines d'inondation et dans le lac Tchad la valeur du rapport R_E ne dépasse pas 2,3 , les quantités de montmorillonite formées sont très faibles et les solutions restent sous-saturées par rapport à la calcite. Dans le lac des Bas-Pays ce rapport atteint 6 et les eaux parviennent à la saturation vis à vis de la stevensite, de la calcite et du trona. En année moyenne, la kaolinite se forme à l'amont (R_E = 2,0), la beidellite dans les plaines d'inondation (R_E = 3,1) et dans le lac (R_E = 3,9), la stevensite dans les salines (R_E = 6,0). En année sèche, la valeur du rapport dans les eaux du bassin amont (R_E = 2,2) traduit la formation de kaolinite et d'un peu de montmorillonite. Dans les plaines d'inondation et dans la cuvette sud, la beidellite et la stevensite précipitent avec la calcite.

Le facteur de concentration dans les eaux du bassin amont a la valeur du rapport des précipitations à l'écoulement de base (7,8 en période humide, 9,8 en année moyenne et 16,3 en période sèche). Dans les plaines d'inondation et la cuvette sud du lac Tchad, le facteur de concentration varie entre 1,5 en période humide, 3 en année moyenne et ∞ en période sèche. Dans les eaux de la cuvette Nord, il varie de 1,5 à 18 entre l'année humide et l'année moyenne. L'eau du lac Tchad en période humide reste douce, celle du lac des Bas Pays reçoit une eau concentrée 2,4 fois et l'évapore complètement.

Dans le lac des Bas-Pays, sans exutoire aval, les quantités de sodium apportées chaque année sont celles qui sortent en année humide du bassin amont. Ceci représente environ 155 000 tonnes qui se déverse dans un lac de $340 . 10^9$ m^3 , soit une addition de 0,46 mg/litre par an. Une durée de 250 000 ans est nécessaire pour que la concentration en sodium atteigne la teneur de 115 gr/l qui caractérise les natronières actuelles (MAGLIONE, 1974). Ce lac, alimenté par une eau qui contient 6 mg/l de sodium, se remplit en 150 ans et voit à l'issue de cette période sa concentration passer à 70 mg/l. Ensuite tous les mille ans la salure s'accroît de 460 mg. Ce lac restera donc très longtemps peu salé.

IV — VITESSES D'ALTÉRATION, D'ÉROSION ET DE SÉDIMENTATION

L'évolution des profils d'altération du bassin amont dépend des quantités de matériaux en suspension érodés en surface et des quantités de matériaux exportés en solution et correspondant à un approfondissement des sols (fig. 69).

En année moyenne (chapitre I et II) et pour la totalité du bassin amont, le départ de :

3 280 000 tonnes de matières en suspension,
et de 795 000 tonnes de silice en solution, correspondent à une érosion de 83 cm et à un approfondissement des profils de 94 cm tous les 100 000 ans.

En période humide, et pour la même surface le départ de :

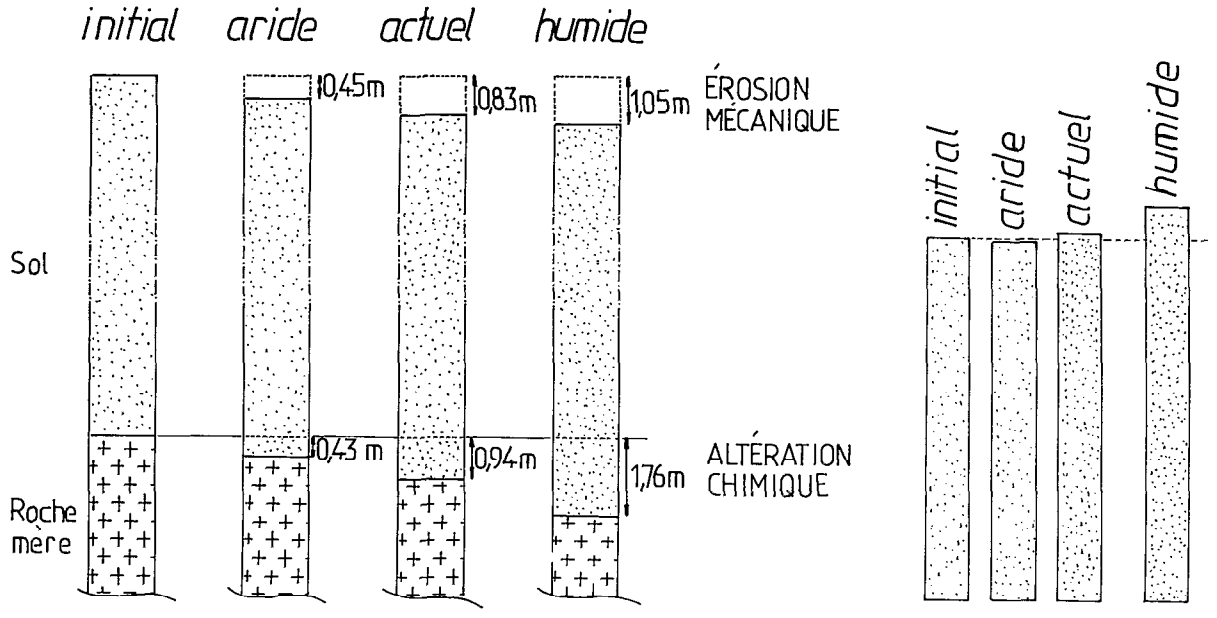


Fig. 69- Bilan de l'altération chimique et de l'érosion mécanique en années moyenne, sèche et humide (tous les 100 000 ans).

4 168 000 tonnes de matières en suspension,
et de 1 435 000 tonnes de silice en solution, correspondent à une ablation mécanique de 105 cm et à une progression en profondeur du front d'altération de 176 cm tous les 100 000 ans.

En période sèche, et pour la même surface le départ de 1 790 000 tonnes de matières en suspension et de 351 000 tonnes de silice en solution, correspondent tous les 100 000 ans à une érosion mécanique de 45 cm et à un approfondissement des sols de 43 cm.

Ainsi, les érosions mécaniques et chimiques sont toutes deux d'autant plus intenses que la période est plus humide. Une augmentation de la pluviosité de 400 mm/an double la vitesse de formation des profils. L'augmentation d'épaisseur est nulle en année sèche, faible en année moyenne (1,1 micron/an) et forte en année humide (7,1 micron/an). Dans cette dernière hypothèse, un profil latéritique de 30 mètres d'épaisseur serait âgé de 4 millions d'années.

A l'opposé, dans le lac un sédiment se reconstitue, d'autant plus rapidement que la saison est plus humide puisque plus de matériel gagne le piège aval.

En année moyenne le sédiment se dépose sur une surface de 21 000 km^2. Pour un tonnage annuel de 2 860 000 tonnes on forme 14,0 m de sédiment tous les 100 000 ans. En année sèche le sédiment se dépose sur une surface de 8 150 km^2. Pour un tonnage annuel de 2 660 000 tonnes, on forme 34,0 m de sédiment tous les 100 000 ans. En année humide, le sédiment se dépose sur une surface de 26 000 km^2 Pour un tonnage annuel de 2 900 000 tonnes on forme 11,0 m de sédiment tous les 100 000 ans.

Le bilan peut être bouclé en tenant compte des dépôts dans les plaines d'inondation. Mais en ne considérant que le lac et le bassin amont, on remarque que le rapport entre l'épaisseur des sédiments déposés et celle des sols érodés est du même ordre de grandeur que l'inverse du rapport des surfaces (en année moyenne par exemple, on a : 330 000/21 000 = 15,7 (km^2/km^2) et 14/0,83 = 16,9 (m/m).

On approche ainsi le bilan de l'érosion et de la sédimentation du bassin du lac Tchad, dans l'éventail des climats qui ont pu être ceux du Quaternaire récent.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Pour conclure cette étude consacrée au bassin du lac Tchad, je rappelerai les grands mécanismes qui à différentes échelles, façonnent les paysages et règlent la distribution des faciès géochimiques.

1) Une situation particulière au centre du continent africain

Le bassin du lac Tchad est entièrement localisé sur roches cristallines, granites, migmatites gneiss ou sur des produits d'altération de ces mêmes roches, sables feldspathiques et argileux. A l'heure actuelle, ce bassin est fermé et ne présente aucun débouché vers la mer. Ce bassin est très vaste, sa superficie est grande comme quatre fois la France (2 000 000 de km^2) et il s'étend sur plus de trois mille kilomètres. Le lac Tchad, au centre de la cuvette, n'est plus alimenté aujourd'hui que par la partie méridionale du bassin dont la dynamique actuelle résulte des pulsations climatiques et hydrologiques qui ont affecté la région durant le Quaternaire récent.

2) De l'humide vers l'aride

A l'époque du grand lac qui s'étendait jusqu'aux pieds du Tibesti et de l'Ennedi au Nord et jusqu'au Ba Illi au Sud, voici 6000 ans, le climat était humide et le Sahara vert et peuplé. Les dépôts lacustres étaient diatomitiques et calcaires au Nord, argileux au Sud (SERVANT, 1973). Le lac submergeait les plaines d'inondation actuelles et il est très probable alors, qu'une partie du matériel argileux de ces plaines était d'origine lacustre et qu'il a été ensuite remanié par les eaux fluviatiles et par une pédogenèse aérienne ou sub-aquatique. Le seuil de la Bénoué était alors fonctionnel et une partie des eaux gagnait l'Océan Atlantique. A partir de cette époque, le climat au Sud est devenu moins humide et plus aride au Nord. De nos jours, un climat tropical à saisons contrastées sévit sur la partie fonctionnelle du bassin. Au Sud, le relief est plus accusé, le climat plus humide, au Nord le relief est plus mou, le climat plus aride.

Au cours des temps géologiques récents, comme le long du cheminement actuel des eaux, le bassin a donc évolué. Il fonctionne encore aujourd'hui comme un milieu ouvert, dilué et lessivant qui devient fermé, concentré et confinant. Le lac Tchad est un piège qui se relâche ou se resserre.

3) Accentuation de l'aride ou retour à l'humide

Sans aller jusqu'aux climats extrêmes, équatoriaux au Sud ou désertiques au Nord et en restant dans un climat tropical à saisons contrastées, on peut prévoir quelles seraient les conséquences d'une accentuation de l'aridité ou, au contraire, d'un retour à des conditions plus humides.

Dans le cas d'une accentuation des caractères d'aridité et d'une réduction de la pluviosité moyenne annuelle de 300 mm (900 mm) sur le bassin amont et pour une durée de la saison humide, de six mois, l'étendue du lac se réduit très rapidement, la cuvette nord s'assèche, la cuvette sud se morcelle, l'infiltration vers le Bas-Pays se réduit, l'eau devient salée et les rivages actuels évoluent en salines. A côté, les plaines d'inondation fonctionnent comme des systèmes fermés et s'isolent du lac ; les faibles quantités d'eau qui les submergent sont évaporées sur place. Le développement du vertisol s'accentue, mais l'alcalinisation des profils apparaît car le sodium n'est plus filtré hors du paysage. A l'amont, l'érosion chimique et l'ablation mécanique faiblissent mais s'équilibrent. A l'aval la surface de sédimentation se réduit mais l'épaisseur des sédiments déposés par unité de temps augmente. Dans le cas d'un retour à des conditions humides, d'une pluviosité augmentée de 400 mm (1600 mm) sur le bassin et d'une saison des pluies prolongée à huit mois, le lac s'étend sur une superficie 2,5 fois plus grande, le seuil de 283 m est atteint, les eaux s'écoulent par la gouttière du Bahr El Ghazal et remplissent une partie des Bas-Pays où se forme un deuxième lac. Si le temps nécessaire à l'extension du lac Tchad est court (1 an), la durée de remplissage du lac du Nord est beaucoup plus longue (150 ans). Le volume d'eau de ce lac est immense ; même si sa régulation saline n'est pas assurée par ses flancs comme ceci est le cas du lac actuel et même s'il s'agit donc d'un système entièrement fermé, son évolution vers un lac salé de type natronière nécessiterait un temps très long de l'ordre de 250 000 ans. A l'amont, l'érosion chimique et l'ablation mécanique s'intensifient, mais l'érosion chimique l'emporte, les profils s'approfondissent. A l'aval, la surface de sédimentation se dilate, les plaines d'inondation

jouent un rôle de tampon, détournent et s'attribuent l'excédent de matières en suspension et régularisent l'apport au lac. Mais la surface du lac augmente et, pour une période donnée l'épaisseur des dépôts diminue.

Toujours, de l'amont vers l'aval, la sédimentation détritique précède la sédimentation chimique. Dans le cas d'une accentuation de l'aridité, la limite aval des dépôts chimiques remonte vers l'amont. Dans le cas d'un retour à l'humide cette limite est repoussée vers le Nord.

4) Sédimentation et subsidence

Au gré des fluctuations du climat, l'épaisseur des dépôts lacustres est variable. Mais l'alluvionnement reste en quantité, du même ordre de grandeur en période humide ou en période aride. Dans tous les cas, cet alluvionnement se fait toujours dans la cuvette sud du lac, très souvent dans les plaines d'inondation, épisodiquement dans la cuvette nord et pratiquement jamais dans la dépression des Bas-Pays. Il est curieux de constater que la zone déprimée du Nord-Est, située à la plus basse altitude (165 m), est séparée du lac amont par un seuil topographique (283 m), que le fond de la cuvette nord du lac (276 m) est plus bas que le fond de la cuvette sud (279 m), dont elle est séparée par un haut-fond et enfin, que le fond de la cuvette nord (276 m) constitue un point haut par rapport à la "gouttière piézométrique" du Kanem. Dans la plupart des systèmes hydrologiques, l'accumulation des eaux se fait dans les points les plus bas durant les périodes les plus arides et les rivages amont, ne sont submergés qu'en période humide. Ici, le contraire est observé. Les points bas ne sont accessibles qu'en période humide et la sédimentation chimique salée ne se développe, en régime aride, que dans les dépressions les plus méridionales. On peut attribuer cette anomalie au fait que le bassin subsident se comble beaucoup plus rapidement à l'amont où le taux de sédimentation détritique est élevé et lentement à l'aval où seules parviennent les eaux filtrées des saisons les plus humides.

Le rôle de filtre est chaque fois joué par les seuils qui séparent, les milieux où les eaux se concentrent en présence de la charge solide, de ceux où les eaux s'évaporent sans contact avec les matières en suspension.

5) Le chemin chimique des solutions. Les rôles de la dissolution et de l'évaporation.

A l'exutoire du bassin amont les eaux sont diluées (56 mg/l) et présentent un faciès bicarbonaté calcique magnésien et sodique. Elles sont relativement riches en silice. La composition de ces solutions provient de la dissolution incongruente du granite qui livre principalement la kaolinite, accessoirement la gibbsite en surface et la montmorillonite à la racine des altérations.

Dans la plaine d'inondation et dans la cuvette sud du lac Tchad, la dissolution du matériel détritique primaire feldspaths et micas se poursuit mais l'évaporation prend le relais de la dissolution. Dans les deux cas, les chemins suivis par les solutions sont identiques pour peu que l'évaporation se produise en présence d'argile. Le pH et les concentrations en silice et cations augmentent jusqu'à ce que le seuil de formation de la beidellite soit atteint.

En présence des quantités de kaolinite et de goethite acheminées en suspension, l'évolution de la solution qui se concentre en formant de la beidellite est telle que la teneur en magnésium et le pH augmentent tandis que la concentration en silice faiblit. La teneur en calcium augmente jusqu'au seuil de précipitation de la calcite. Les solutions deviennent bicarbonatées sodiques et potassiques, restent assez concentrées en magnésium, s'appauvrissent fortement en calcium et légèrement en silice. Le seuil de précipitation de la silice amorphe n'est pas atteint. Ceci est le cas des vertisols et des ilôts concentrés de la cuvette sud du lac.

Lorsqu'en revanche, les solutions isolées des matières en suspension retenues à l'amont des seuils s'évaporent, les teneurs des éléments augmentent jusqu'à ce que la stévensite ou la calcite précipitent. Les teneurs en magnésium et en calcium diminuent fortement, le pH augmente mais cette fois la teneur en silice s'élève jusqu'à la formation de la silice amorphe. Les saumures finales sont bicarbonatées sodiques et potassiques.

Ainsi s'opposent deux milieux dont la chimie est paradoxalement réglée par la présence ou l'absence de particules détritiques. On comprend la différence entre les milieux de sédimentation et le rôle fondamental joué par les minéraux argileux. En réagissant avec les solutions, ils permettent d'éviter la précipitation de la silice amorphe et peut être le développement massif des diatomées plus volontiers rencontrées au Nord qu'au Sud. Le rôle des barrières qui s'opposent à la progression des flux détritiques est de favoriser, vers le Nord, l'extension des faciès chimiques en période humide.

6) De la bauxite au natron

Des périodes humides vers les périodes arides, des positions hautes vers les dépressions et de l'amont vers l'aval, une séquence minéralogique s'organise :

- goethite et gibbsite — des sols de l'amont
- goethite et kaolinite — en place dans les profils de l'amont, détritiques dans les plaines méridionales, en suspension dans les fleuves, dans les sédiments du lac ouvert en période humide
- goethite et nontronite — dans les oolithes du delta en période de régression
- goethite et beidellite — dans les vertisols des plaines d'inondation, dans les sédiments lacustres
- beidellite et stévensite — dans les sédiments de la cuvette nord
- stévensite, calcite, silice amorphe, gaylussite et trona — dans les bras interdunaires de la cuvette nord du lac, dans les salines du Kanem

Au fur et à mesure que les solutions se concentrent, on voit apparaître successivement la nontronite, la beidellite et la stévensite. La nontronite se forme dans les milieux les plus dilués mais elle correspond à un "accident" géochimique lié aux mécanismes d'oxydo-réduction qui favorisent localement une forte accumulation de fer séparé alors de l'aluminium. La beidellite se forme dans les milieux où l'apport détritique est important et ce minéral persiste longtemps à l'équilibre avec la kaolinite. Ce minéral apparaît bien comme un compagnon de route de la beidellite et non pas, comme le produit secondaire d'une altération qui commence, où le reliquat d'une transformation encore inachevée. La stévensite se forme dans les milieux où l'apport détritique est réduit en compagnie de la calcite et de la silice amorphe. Entre la beidellite et la stevensite, les termes de passage sont possibles, c'est la séquence beidellite-saponite-stévensite de TRAUTH (1974). La formation de stévensite entraîne une chute brutale des teneurs en magnésium dans la solution, le carbonate qui précipite reste calcique, la calcite magnésienne et la dolomite sont absentes du paysage tchadien.

7) La géochimie des paysages

MILLOT (1964) "rend compte des liens qui unissent la tectonique, les climats et la sédimentation pour une géochimie des paysages". L'entreprise se conduit à plusieurs échelles et la démarche méthodologique est menée en combinant l'approche des bilans et des mécanismes. La mise en évidence d'un mécanisme est ponctuelle et occasionnelle. L'analyse du bilan impose de nombreuses mesures étalées dans l'espace et échelonnées dans le temps. Pour peu que la fréquence des observations soit suffisante, de très petites variations peuvent être perçues. Il est finalement surprenant, mais encourageant de constater que les réponses d'un bassin, surtout s'il est très vaste, aux sollicitations du climat ou de la tectonique, soient rendues de façon très sensible. Les équilibres entre minéraux et solution se lisent dans la composition chimique des eaux, la "respiration géochimique" d'un bassin se lit dans son hydrologie.

BIBLIOGRAPHIE

AL-DROUBI A., 1976 - Géochimie des sels et des solutions concentrées par évaporation. Modèle thermodynamique de simulation. Application aux sols salés du Tchad. *Mém. Sci. Géol.*, 46, 177 p.

AL-DROUBI A., CHEVERRY C., FRITZ B., TARDY Y., 1976 - Géochimie des eaux et des sels dans les sols des polders du lac Tchad : application d'un modèle thermodynamique de simulation de l'évaporation. *Chem. Geol.*, 17, p. 165-177.

AL-DROUBI A., FRITZ B., TARDY Y., 1976 - Equilibres entre minéraux et solutions. Programmes de calcul appliqués à la prédiction de la salure des sols et des doses optimales d'irrigation. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. XIV, n° 1, p. 13-38.

AL-DROUBI A., VIEILLARD P., BOURRIE G., FRITZ B., TARDY Y., 1976 - Etude théorique de l'altération des plagioclases. Bilans et conditions de stabilité des minéraux secondaires en fonction de la pression partielle de CO_2 et de la température (de 0° C à 100° C). *Bull. Sci. Géol.*, 29, 1, p. 45-62.

AL-DROUBI A., FRITZ B., GAC J.Y., TARDY Y., 1977 - Prediction of the chemical evolution of natural waters during evaporation. *2nd Water-Rock Interaction International Symposium Proceedings*, Strasbourg, Paquet et Tardy ed., 2, p. 13-22.

ALEKIN O.A., BRAZHNIKOVA L.V., 1968 - Dissolved matter ducharge and mechanical and chemical erosion. Geochemistry Précipitation, Evaporation, Soil moisture, Hydrometry. *Proceedings of the gen. Assembly of Berne, A.I.H.S.*, 78, IV, p. 35-41.

ANDERSON B.H., HAWKES H.E., 1958 - Relative mobility of the common elements in weatherint of some schist and granite areas. *Geochim. Cosmachim. Acta*, 14, p. 204-210.

ATAMAM G., 1963 - Utilisation du spectromètre à lecture directe pour le dosage des éléments majeurs des roches sédimentaires et des silicates dans une grande gamme de concentrations. *Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 16, p. 233-240.

AUBREVILLE A., 1950 - Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale. *Soc. Edition Géogr. Maritimes et Coloniales*, 351 p.

AUDRY P., 1968 - Notice explicative. Cartes pédologiques de reconnaissance au 1/200 000. Feuille Am Timan. *Rapport ORSTOM*, 31, 92 p.

AUVRAY C., 1961 - Monographie du Niger. B. La zone lacustre, bilan hydrologique, synthèse de l'écoulement. *Rapport ORSTOM*, 75 p.

BABONAUX Y., 1970 - Le lit de la Loire, étude d'hydrodynamique fluviale. *Mém. Section de Géographie*, 5, 252 p.

BARBEAU J., 1956 - Notice explicative de la feuille de Fort-Lamy. Dir. des Mines et Géol. A.E.F., Brazzaville, 34 p. carte au 1/000 000.

BARTA I., 1968 - Hydrogeochemical investigations in the Tokas Mountains. *Acta Geologica, Acad. Scient. Hung.*, Tumus, 12, 1-4 p. 117-165.

BAUMGARTEN M., 1848 - Navigation fluviale, Garonne. *Ann. des Ponts et Chaussées*, 2, 157 p.

BELINGA S.E., 1966 - Contribution à l'étude géologique, minéralogique et géochimique des formations bauxitiques de l'Adamaoua (Cameroun). Thèse 3° cycle, Paris, 155 p.

BELINGA S.E., 1972 - Contribution à l'étude géologique, minéralogique et géochimique des formations bauxitiques de l'Adamaoua (Cameroun). Thèse doctorat d'Etat, Paris VI, multigr., 571 p.

BENOIT-JANIN P., 1959 - Etudes pédologiques dans la région de l'Ouham. *Rapport ORSTOM*, Bangui, 14 p.

BENOIT-JANIN P., 1960 - Etudes pédologiques le long de la route Bongam-Bongossi. *Rapport ORSTOM*, Bangui, 10 p.

BERTHELOT R., 1956 - Mesure de débits solides sur le Logone. *Rapport ORSTOM*, Fort Lamy, 6 p.

BERTHOIS L., 1969 - Apports en solution par les eaux de la Loire de 1957 à 1968. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, *sér. D*, T. 269, p. 2072-2075.

BESNUS Y., ROUAULT R., 1973 - Une méthode d'analyse des roches au spectromètre d'arc à lecture directe par un dispositif d'électrode rotative. *Analusis*, 2, p. 111-116.

BESSOLES B., 1962 - Géologie de la région de Bria et d'Ippy (R.C.A.). Contribution à l'étude de la migmatisation. *Mém. B.R.G.M.*, n° 18, 205 p.

BILLON B., 1968 - Mise au point des mesures de débits solides en suspension (République du Tchad). *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. V, n° 2, p. 3-13.

BILLON B., BOUCHARDEAU A., PIEYNS S., RIOU C., ROCHE M., RODIER J., 1967 - Monographie hydrologique du Logone. I. Facteurs conditionnels du régime. *ORSTOM*, Paris, 102 p.

BILLON B., GUISCAFRE J., HERBAUD J., OBERLIN G., 1969 - Le bassin du fleuve Chari. *ORSTOM*, Paris, 450 p.

BIROT P., CAILLIERE S., HENIN S., 1959 - Etude du problème des premiers stades de l'altération de quelques roches. *Ann. Agro.*, sér. A., p. 257-265.

BOCQUIER G., 1964 - Présence et caractères de Solonetz solodisés tropicaux dans le bassin tchadien. *Congr. Int. Sci. Sol.*, Bucarest, 8, V, p. 687-695.

BOCQUIER G., 1968 - Biogéocénoses et morphogenèse actuelle de certains pédiments du bassin tchadien. *IXth Intern. Congr. Soil Sci.*, Adélaïde, 4, p. 311-328.

BOCQUIER G., 1973 - Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. *Mém. ORSTOM*, n° 62, 350 p.

BONNETO A., DIONI W., PIGNALTERRI C., 1969 - Limmological investigations on biotic communities in the middle Parana River Valley. *Verh. int. Ver. Limmol.*, 17, p. 1035-1050.

BONIFAS M., 1959 - Contribution à l'étude géochimique de l'altération latéritique. *Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr.*, n° 17, 159 p.

BOUCHARDEAU A., BILLON B., ROCHE M., RODIER J., 1968 - Monographie hydrologique du Logone. V-2 : Interprétation des données du Logone inférieur (la Tandjilé et les plaines du Logone inférieur). *ORSTOM*, Paris, p. 170-401.

BOUCHARDEAU A., LEFEVRE R., 1957 - Monographie du lac Tchad. *Rapport ORSTOM*, 112 p.

BOULANGE B., DELVIGNE J., ESCHENBRENNER V., 1973 - Descriptions morphoscopiques, géochimiques et minéralogiques des faciès cuirassés des principaux niveaux géomorphologiques de Côte d'Ivoire. *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, vol. V, n° 1, p. 59-81.

BOULET R., 1974 - Toposéquence de sols tropicaux en Haute-Volta. Equilibres dynamiques et bioclimats. *Mém. ORSTOM*, n° 85, 272 p.

BOULVERT Y., 1966 - Reconnaissance pédologique dans l'Ouham. Contribution à l'étude du passage des sols beiges aux sols rouges. *Rapport ORSTOM*, Bangui, 161 p., multigr.

BOULVERT Y., 1968 - Quelques aspects de l'influence de la topographie et du matériau originel sur la répartition des sols ferrallitiques, sols ferrugineux tropicaux et vertisols dans la région de Bossangoa (NW de la R.C.A.). *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, Paris, IV, 3-4, p. 259-275.

BOULVERT Y., 1969 - a. Note sur les savanes de l'Ouham. *Rapport ORSTOM*, Bangui, 27 p., multigr.
b. Notice explicative. Carte pédologique de l'Ouham (Batangafo-Moussafoyo en cinq feuilles au 1/100 000è). *Rapport ORSTOM*, Bangui, 85 p., multigr.

BOULVERT Y., 1971 - a. Carte pédologique de l'Ouham. Notice explicative (Kouki en quatre feuilles au 1/100 000è). *Rapport ORSTOM*, Bangui, 79 p. multigr.
b. Relations entre sols et modelé sur socle précambrien et formations du continental Terminal dans la région de Kouki (R.C.A.). *Rapport ORSTOM*, Bangui, 28 p., multigr.

BOULVERT Y., 1975 - Cartes pédologiques de l'Ouham (R.C.A.). Feuilles de Bossangoa, Bouca, Batangafo et Kouki au 1/200 000. *ORSTOM*, n° 58, 152 p.

BOULVERT Y., 1977 - Note préliminaire concernant une remise en question de l'extension et de l'importance du continental terminal au NW de la Centrafrique. *Rapport ORSTOM*, Bangui, 12 p., multigr.

BOUTEYRE G., 1962 - Etude pédologique préliminaire de la cuvette de Doba. *Rapport ORSTOM-CRT*, Fort Lamy, 7 p., multigr.

BOUTEYRE G., 1965 - Notice explicative. Cartes pédologiques de reconnaissance au 1/200 000. Feuilles de Koumra et de Moundou. *ORSTOM*, Paris, n° 20, 110 p.

BROWN G., 1961 - The X-Ray identification and crystal structures of clay minerals. *Mineralogical society (Clay minerals group)*, London, 544 p.

CALLEDE J., 1974 - Bassin versant représentatif de Sarki (R.C.A.). *Rapport ORSTOM*, Paris, 120 p.

CAMPBELL R.B., BOWER C.A., RICHARDS L.A., 1948 - Change in electrical conductivity with temperature and the relation of osmotic pressure to electrical conductivity and ion concentration for soil extracts. *Soc. Sci. Soc. Amer. Proc.*, 13, p. 66-69.

CARBONNEL J.P., 1964 - Valeur de l'érosion au Cambodge. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 259, p. 3315-3318.

CARMOUZE J.P., 1976 - La régulation hydrogéochimique du lac Tchad. Contribution à l'analyse biodynamique d'un système endoréique en milieu continental. *Travaux et Documents ORSTOM*, n° 58, 418 p.

CARMOUZE J.P., CHEVERRY C., GAC J.Y., MAGLIONE G., ROCHE M.A., 1975 - Aspects sédimentologiques actuels d'un bassin continental endoréique : le bassin tchadien. *IXe Congr. int. de sédimentologie*, Nice, vol. 5, tome 1, p. 133-139.

CARMOUZE J.P., PEDRO G., BERRIER J., 1977 - Sur la nature des smectites de néoformation du lac Tchad et leur distribution spatiale en fonction des conditions hydrogéochimiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, p. 615-618.

CARRE P., 1972 - Quelques aspects du régime des apports fluviatiles des matériaux solides en suspension vers le lac Tchad. *Cah. ORSTOM*, sér. Hydrol., vol. IX, n° 1, p. 19-46.

CAYEUX de A., 1969 - La science de la terre. Bordas, Paris, 799 p.

CHABRIA A., 1962 - Aperçu sur le climat centrafricain. *Rapport ASECNA*, Bangui, 24 p., multigr.

CHATELIN Y., 1969 - Contribution à l'étude de la séquence des sols ferrallitiques rouges et ferrugineux tropicaux beiges. Examen des profils centrafricains. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., vol. VIII, p. 447-492.

CHATONIER D., 1957 - Contribution à l'étude de la minéralisation des eaux en rapport avec la composition chimique du sous-sol. Thèse de Pharmacie et de Médecine, Université de Clermont-Ferrand, 172 p.

CHAUVEL A., 1977 - Recherches sur la transformation des sols ferrallitiques dans la zone tropicale à saisons contrastées. *Travaux et Documents ORSTOM;* n° 62, 523 p.

CHEVERRY C., 1966 - Etude préliminaire des processus d'hydromorphie et d'halomorphie dans les sols des polders de la région de Bol. *Cah. ORSTOM*, sér. Pédol., vol. IV, n° 3, p. 63-96.

CHEVERRY C., 1968 - Commentaires sur la pédogenèse actuelle des sols jeunes des polders de Bol du point de vue de l'halomorphie. *Rapport ORSTOM*, Fort-Lamy, 12 p., multigr.

CHEVERRY C., 1969 - Salinisation et alcalinisation des sols des polders de Bol. Conséquences sur la fertilité et l'aptitude à l'irrigation de ces sols. *Rapport ORSTOM*, Fort-Lamy, 110 p.

CHEVERRY C., 1973 - Dynamique des sels en milieu continental subaride, dans les sédiments argileux et organiques. Contribution à l'étude pédologique des polders du lac Tchad. Thèse Université de Strasbourg, 275 p.

CHOURET A., 1973 - Etude des transports solides en suspension au Tchad (campagne 1971-1972). *Rapport ORSTOM*, N'Djamena, 11 p. multigr.

CHOURET A., 1975 - Etude des transports solides en suspension au Tchad. Bilan de sept années d'observation (1968-1974). *Rapport ORSTOM*, N'Djamena, 24 p., multigr.

CHOURET A., 1977 - Régime des apports fluviatiles de matériaux solides en suspension vers le lac Tchad. A.I.S.H., n° 122, p. 126-133.

COLOMBANI J., 1967 - Contribution à la méthodologie des mesures systématiques des débits solides en suspension. *Cah. ORSTOM*, sér. Hydrol., IV, 4, p. 4-27.

CONWAY E.J., 1942 - Mean geochemical data in relation to oceanic evolution. *Royal Irish Acad. Proceedings*, n° 48, B, p. 119-159.

CORBEL J., 1964 - L'érosion terrestre. Etude quantitative. *Ann. Geogr.*, n° 73, 398, p. 385-412.

DEGALLIER R., 1961 - Bilan de la nappe de Sébikotane près de Dakar (Sénégal). Mém. A.I.H., Rome.

DEGALLIER R., 1975 - Interprétation des variations naturelles du niveau des nappes souterraines. Applications aux données provenant du bassin versant de Korhogo (Côte d'Ivoire). Thèse, Univ. Languedoc, 229 p.

DEIST J., TALIBUDEEN D., 1967 - Thermodynamics of K-Ca ion exchange in soils. *Journ. Soil. Sci.*, 18, p. 138-148.

DEKKER G., 1972 - A note on the Nile. *Water Resources Res.*, vol. 8, n° 4, p. 818-828.

DELAFOSSE R., 1960 - Notice explicative sur la feuille Ouanda-Djallé ouest. *Rapport B.R.G.M.*, Orléans, 48 p.

DEPETRIS P.J., GRIFFIN J.J., 1968 - Suspended load in the rio de la Plata drainage basin. *Sedimentology*, 11, p. 53-60.

DIACONU C., 1969 - Résultats de l'étude de l'écoulement des alluvions en suspension des rivières de la Roumanie. *A.I.H.S.*, vol. XIV, n° 1-3, p. 51-89.

DIELEMAN P.J., DE RIDDER N.A., 1963 - Studies of salt and water movement in the Bol-Guini polder, Chad republic. *J. Hydrol.*, vol. 1, n° 4, p. 311-343.

DUBREUIL P., GUISCAFRE J., NOUVELOT J., OLIVRY J.C., 1975 - Monographies hydrologiques n° 3 : le bassin de la rivière Sanaga (Cameroun). *ORSTOM*, 3, 350 p.

DUPONT B., 1967 - a. Etude sédimentologique du lac Tchad. *Rapport ORSTOM*, Fort Lamy, 150 p. multigr.
b. Etude des formations sédimentaires du Kanem. *Rapport ORSTOM*, Fort Lamy, 150 p. multigr.

DUPONT B., 1970 - Distribution et nature des fonds du lac Tchad. *Cah. ORSTOM*, sér. Géol., vol. II, n° 1, p. 9-42.

DUPONT B., LEMOALLE J., 1971 - Les oolithes et pseudo-oolithes ferrugineuses du lac Tchad. *C.R. somm. Soc. Géol. de France*, 4, p. 300-301.

DUPONT B., FRAQUET P., 1972 - Etude bathymétrique et sédimentologique d'un bras du lac Tchad (Yagoua-Madi). *Rapport ORSTOM*, N'Djamena, 49 p. multigr.

EDWARDS M.L., KISTER L.R., SCARCIA G., 1956 - Water resources of the New-Orleans area, Louisiana. *U.S. Geol. Surv. Circ.*, 374 p.

F.A.O., 1971 - F.A.O. Fisheries Circular, n° 134.

FAUCK R., 1972 - Les sols rouges sur sables et sur grès d'Afrique occidentale (contribution à l'étude des sols des régions tropicales). *Mém. ORSTOM*, n° 61, 257 p.

FORKASIEWICS J., MARGAT J., 1967 - Etude de l'alimentation de la nappe d'eau souterraine dans le bassin versant de Korhogo (Côte d'Ivoire). *Rapp. Bur. Rech. Géol. Min. (B.R.G.M.)*, p. 47-67.

FOURNIER F., 1960 - a. Débit solide des cours d'eau. Essai d'estimation de la perte en terre subie par l'ensemble du globe terrestre. *I.A.H.S.*, n° 53, p. 19-25.
b. Climat et érosion. Presses Universitaires, Paris, 201 p.

FRECAUT R., 1975 - Quelques aspects de l'écoulement au Japon. *Ann. de Géographie*, 461, 1-2, p. 24-51.

FRITZ B., 1975 - Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Application à la géochimie des altérations et des eaux continentales. *Mém. Sci. Géol.*, n°41, 152 p.

FRITZ B., TARDY Y., 1974 - Predictions of mineralogical sequences in tropical soils by a theoretical dissolution model. *First Water-Rock Interaction International Symposium Proceedings*, Prague, Cadek and Paces ed., p. 409-416.

GAC J.Y., 1968 - Les altérations de quelques roches cristallines des Vosges. Etude minéralogique et géochimique. Thèse 3è cycle, Université de Strasbourg, 77 p.

GAC J.Y., 1972 - Note sur la pluviométrie des hauts bassins du Chari et du Logone. *Rapport ORSTOM*, Bangui, 52 p., multigr.

GAC J.Y., CALLEDE J., ROUQUEROL Y., 1970 - Les transports solides de l'Ouham à Batangafo (R.C.A.). *Rapport ORSTOM*, Bangui, 18 p. multigr.

GAC J.Y., PINTA M., 1973 - Bilan de l'érosion et de l'altération en climat tropical humide. Estimation de la vitesse d'approfondissement des profils. Etude du bassin versant de l'Ouham (R.C.A.). *Cah. ORSTOM*, sér. Géol., vol. V, n° 1, p. 83-96.

GAC J.Y., AL DROUBI A., FRITZ B., TARDY Y., 1977 - Geochemical behaviour of silica and magnesium during the evoporation of waters in Chad. *Chem. Geol.*, vol. 19, n° 3, p. 187-215.

GAC J.Y., AL DROUBI A., PAQUET H., FRITZ B., TARDY Y., 1977 - Chemical model for origin and distribution of elements in salts and brines during evaporation of waters. Application of some salines lakes of Tibesti, Chad. *2nd Symposium on the origin and distribution of the elements*, UNESCO, Paris, Ahrens ed., p. 149-158.

GAC J.Y., BADAUT D., AL DROUBI A., TARDY Y., 1978 - Comportement du calcium, du magnésium et de la silice en solution. Précipitation de calcite magnésienne, de silice amorphe et de silicates magnésiens au cours de l'évaporation des eaux du Chari (Tchad). *Sci. Géol.*, vol. 31, n° 4, p. 185-193.

GAGET E., 1957 - Alimentation en eau de Dakar. Etude de la nappe de Tiaroye. *Arch. Serv. Hydrol.*, Dakar.

GALLAIS J., 1967 - Le delta intérieur du Niger et ses bordures. Etude morphologique. *Mém. et Documents*, Centre de Recherche et de Documentation Cartographique et Géographique du C.N.R.S., nlle série, vol. 3, 160 p.

GERARD G., 1961 - Contribution à l'étude géologique et minière de la région de Bossangoa (R.C.A.). *Rapport B.R.G.M.*, Brazzaville, n° 3, 209 p.

GERARD G., 1963 - Notice explicative sur la feuille de Bossangoa-est. *Rapport B.R.G.M.*, Brazzaville, 61 p.

GEZE B., 1943 - Géographie physique et géologie du Cameroun occidental. *Mém. Museum National d'Histoire Naturelle*, Paris, vol. 17, 272 p.

GIBBS R.J., 1967 - The geochemistry of the Amazon river system. Part I : The factors that control the salinity and the composition and concentration of the suspended solids. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, 78, 10, p. 1203-1232.

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

GIBBS R.J., 1972 - Water chemistry of the Amazon River. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 36, p. 1061-1066.

GIRARD G., TOUCHEBOEUF P., CRUETTE J., 1963 - Etude du ruissellement sur le bassin versant de Korhogo (Côte d'Ivoire). Résultats de la campagne 1962 : Etude d'hydrologie de surface. *Archives du Comité Interafricain d'Etudes Hydrauliques*, Ouagadougou (Haute Volta).

GIRARD G., CHOURET A., 1965 - Etude du ruissellement sur le bassin versant de Korhogo (Côte d'Ivoire). *Archives du Comité Interafricain d'Etudes Hydrauliques*, Ouagadougou (Haute Volta).

GOLDSMITH J.R., GRAF D.L., HEARD H.C., 1961 - Lattice constants of the calcium-magnésium carbonates. *Am. Mineralogist*, 46, 3-4, pp. 453-457.

GOULEE A., 1964 - Note sur la pluviométrie en République Centrafricaine. *Rapport ASECNA*, Bangui, 24 p.

GRANDIN G., DELVIGNE J., 1969 - Les cuirasses de la région birrimienne volcano-sédimentaire de Toumodi, jalons de l'histoire morphologique de la Côte d'Ivoire. *C.R. Acad. Sci, sér. D*, Paris, 269, 16, p. 1474-1477.

GRIFFIN R.A., JURINAK J.J., 1973 - Estimation of activity coefficients from the electrical conductivity of natural aquatic systems and soil abstracts. *Soil Sci.*, 116, p. 26-30.

GRONDIN J.L., GAC J.Y., 1980 - Apports de matières aux océans : bilan des six principaux fleuves d'Afrique *(à paraître)*.

GROVE A.T., 1972 - The dissolved and solid load carried by some west African rivers : Senegal, Niger, Benue and Chari. *Journ. Hydrol.*, XVI, 4, p. 277-300.

GUICHARD E., 1957 - Sédimentation du lac Tchad. *Rapport ORSTOM*, Fort Lamy, 46 p., multigr.

GUICHARD E., 1960 - Etude pédologique de la zone de Loka-Kabia. *Rapport ORSTOM*, Fort Lamy, 104 p. multigr.

GUICHARD E., 1961 - Etude pédologique des ouadis de N'Gouri à Djigidada. *Rapport ORSTOM*, Fort Lamy, 112 p., multigr.

GUICHARD E., BOUTEYRE G., LEPOUTRE B., 1959 - Etude pédologique des polders de Bol et Bol-Guini. *Rapport ORSTOM*, Fort Lamy, 69 p., multigr.

GUICHARD E., BARBERY J., 1960 - Etude pédologique de la zone Eré-Loka. *Rapport ORSTOM*, Fort Lamy, 176 p., multigr.

HELGESON H.C., 1969 - Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Am. J. Sci.*, 267, p. 724-804.

HELGESON H.C., BROWN T.H., NIGRINI A., JONES T.A., 1970 - Calculation of mass transfer in geochemical processes involving aqueous solutions. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, London, 34, p. 569-592.

HOFFERT M., 1973 - Les minéraux argileux dans quatre carottes de l'Atlantique Nord. Essai d'interprétation sédimentologique. Thèse 3è cycle, U.L.P., Strasbourg, 53 p.

JACKSON M.L., 1958 - Soil chemical analysis. Prentice-Hall, Inc., Englewood Cliffs, New Jersey.

JAMET R., 1971 - Carte pédologique de la Kémo-Guibingui (4 feuilles) au 1/100 000, Crampel. *Rapport ORSTOM*, Brazzaville, 152 p., multigr.

KARPOFF A.M., 1973 - Géochimie de deux toposéquences de sols tropicaux au Tchad. Thèse 3è cycle U.L.P., Strasbourg, 70 p.

KARPOFF A.M., 1975 - Concrétions ferrimanganésifères dans les sols tropicaux. Rapp. d'études, Centre Séd. Géoch. Surf., Strasbourg, 15 p.

KARPOFF A.M., BOCQUIER G., ISNARD P., TARDY Y., 1975 - Géochimie d'une toposéquence de sols tropicaux du Tchad. Utilisation des méthodes statistiques. *Sci. Géol. Bull.*, 26, p. 315-338.

KREMPP G., 1969 - Méthode de dosage par spectrophotométrie d'absorption atomique des éléments Na, K, Rb, Li contenus dans les roches. Diplôme Univ., Strasbourg, 23 p.

LAMOUROUX M., QUANTIN P., 1973 - Utilisation de courbes de vitesse de dissolution dans la méthode cinétique de Segalen. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, XI, 1, p. 3-14.

LANGMUIR D., 1971 - The geochemistry of some carbonate ground waters in central Pennsylvania. *Geochim. et Cosmochim. Acta*, 35, p. 1023-1045.

LASSERRE M., 1958 - Etude géologique de la partie orientale de l'Adamaoua (Cameroun Central). Thèse Univ. Clermont, 206 p.

LAUDELOUT H., VAN BLADEL R., BOLT G.H. et PAGE A.L., 1968 - Thermodynamics of heterovalent cation exchange reactions in a montmorillonite clay. *Trans. Faraday Soc.*, 64, p. 1477-1488.

LECOLLE J., 1972 - Evolution d'un milieu fluvio-marin à l'embouchure d'un fleuve sous climat intertropical humide (Côte d'Ivoire). Sédimentation, physico-chimie. Thèse Doctorat, Université de Nice, 378 p.

LEGRAND H.E., 1958 - Chemical caracter of water in the igneous and metamorphic rocks of North Carolina. *Econ. Geol.*, 53, p. 178-189.

LELONG F., LEMOINE J., 1968 - Les nappes phréatiques des arènes et des altérations argileuses ; leur importance en zone intertropicale : les difficultés de leur exploitation. *Bull. B.R.G.M.*, vol. III, n° 2, p. 41-52.

LE MARECHAL A., VINCENT P.M., 1971 - Le fossé crétacé du sud Adamaoua (Cameroun). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, vol. III, n° 1, p. 67-83.

LE MARECHAL A., 1976 - Géologie et géochimie des sources thermominérales du Cameroun. *Travaux et Documents ORSTOM*, n° 59, 176 p.

LEMOALLE J., DUPONT B., 1973 - Iron bearing oolites and the present conditions of iron sedimentation in lake chad (Africa). *In Ores in sediments*, Amstutz and Bernard ed. Springer, p. 167-178.

LENEUF N., 1959 - L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés. Thèse Sci., Paris, 210 p.

LENOIR F., 1972 - Exportation chimique d'un bassin intertropical (le Bandama, Côte d'Ivoire). Influence des conditions hydrologiques. Thèse Sci., Nice, *ORSTOM*, multigr., 335 p.

LEOPOLD L.B., 1962 - Rivers. *Amer. Scienc.*, vol. 50, n° 4, p. 511-537.

LISITZIN A.P., 1972 - Sedimentation in the world ocean. *Soc. Econ. Paleont. Miner.*, special publications, n° 17, 218 p.

LIVINGSTONE D.A., 1963 - Chemical composition of rivers and lakes. Date of geochemistry, *U.S. Geol. Survey, Prof. Paper*, 440 G, 64 p.

LOUIS P., 1970 - Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. *Mém. ORSTOM*, Paris, 42, 311 p.

LOUP J., 1974 - Les eaux terrestres. Masson ed., Paris, 172 p.

LUCAS A., 1908 - The chemistry on the river Nile. *Egypt Survey Dept.*, Cairo, 7, 78 p.

LUCAS A., 1962 - La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etudes sur les argiles du trias. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 22, 202 p.

McNEAL B.L., OSTER J.D., HATCHER J.J., 1970 - Calculation of electrical conductivity from solution composition data as an aid to in-situ estimation of soil salinity. *Soil. Sci.*, 110, p. 405-414.

MAGLIONE G., 1968 - Présence de gaylussite et de trona dans les "natronières" du Kanem. *Bull. Soc. Fr. Minér. Cristallogr.*, 91, p. 388-395.

MAGLIONE G., 1970 - Le gisement chlorosulfaté sodique de Napal (Archipel du lac Tchad). *Cah. ORSTOM, sér. Géol.*, Paris, II, 1, p. 81-94.

MAGLIONE G., 1974 - Géochimie des évaporites et silicates néoformés en milieu continental confiné. *Travaux et Documents ORSTOM*, n° 50, 335 p.

MANDIN R., 1967 - Rapport sur les mesures de débit solide du Sénégal. Mission Aménagement Sénégal, St Louis, 6 p., multigr.

MARION G.M., BABCOK K.L., 1976 - Predicting specific conductance and salt concentration in dilute aqueous solutions. *Soil Sci.*, 122, 4, p. 181-187.

MARIUS C., BARBERY J., 1964 - Notice explicative. Cartes pédologiques de reconnaissance au 1/200 000. Feuille de Moussafoyo. *ORSTOM*, 18, 40 p.

MARIUS C., BARBERY J., 1967 - Notice explicative. Cartes pédologiques de reconnaissance au 1/200 000. Feuille de Fort-Archambault. *ORSTOM*, 29, 40 p.

MATHIEU P., 1972 - Apports chimiques par les précipitations atmosphériques en savane et sous forêt. Influence du milieu forestier intertropical sur la migration des ions et sur les transports solides (Bassin de l'Amitioro, Côte d'Ivoire). Thèse Doctorat, Université de Nice, 441 p.

MERMILLOD J., 1961 - Note préliminaire sur les structures et le remplissage de la fosse de Doba. *Rapport B.R.G.M.*, 52 p.

MESTRAUD J.L., 1958 - Esquisse géologique du Tchad. *In : Le Tchad.* Chambre du Commerce, Fort Lamy, p. 24-30.

MESTRAUD J.L., 1964 - Carte géologique de la république Centrafricaine au 1/1 500 000. *B.R.G.M.*, Orléans.

MEYBECK M., 1976 - Total mineral dissolved transport by world major rivers. *Hydrol. Scienc. bull.*, XXI, 2, 21, 6, p. 265-284.

MEYBECK M., CARBONNEL J.P., 1975 - Chemical transport by the Mekong river. *Nature*, vol. 255, p. 134-136.

MICHEL P., 1969 - Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. Etude géomorphologique. *Mém. ORSTOM*, n° 63, 3 tomes, 1168 p.

MILLOT G., 1964 - Géologie des argiles. Masson, Paris, 499 p.

MONNET C., 1972 - Contribution à l'étude de la dynamique et de la nature des suspensions d'un fleuve intertropical, le Bandama, Côte d'Ivoire. Evolution des éléments chimiques des eaux de son estuaire. Thèse Doctorat, Université de Nice, 427 p.

MOSSER C., GALL J.C., TARDY Y., 1971 - Géochimie des illites du grès à voltzia du Buntsandstein des Vosges du Nord, France. *Chem. Geology*, 9, p. 157-177.

NESTEROVA I.L., 1960 - Chemical composition of the suspended and dissolved loads of the Ob river. *Geochemistry*, 4, p. 424-431.

NOUVELOT J.F., 1969 - Mesure et étude des transports solides en suspension au Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. VI, n° 4, p. 43-85.

NOUVELOT J.F., 1972 - Le régime des transports solides dans divers cours d'eau du Cameroun de 1969 à 1971. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. IX, n° 1, p. 47-74.

NOVIKOFF A., 1974 - L'altération des roches dans le massif du Chaillu (République Populaire du Congo). Formation et évolution des argiles en zone ferrallitique. Thèse Doctorat, Université de Strasbourg, 298 p.

OLTMAN R.E., 1966 - Reconnaissance investigation of the discharge and water quality of the Amazon. Paper presented at Associaçao de Biologia Tropical. *Simposio sôbre a Biota Amazonica, june 7*, Belem, Para, Brazil, p. 1-20.

OYOADE J.P., 1975 - Water ressources and their development in Nigeria. *Bull. Scienc. Hydrol., A.I.H.S.*, XX, 4, 12, p. 581-592.

PAQUET H., 1969 - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, n° 30, 212 p.

PARDE M., 1965 - Sur les débits monstreux de l'Amazone. *Ann. de Géographie*, 74, p. 113-114.

PARDE M., 1968 - Nouveautés sur les débits monstreux de l'Amazone. *Ann. de Géographie*, 77, p. 202-208.

PIAS J., 1959 - Essai de classification des sols de la cuvette tchadienne. *Conf. Interafr. Sols*, Dalaba, vol. 3, n° 1, p. 443-447.

PIAS J., 1961 - Etude pédologique d'ouadis dans la région de Mao et Tiona. *Rapport ORSTOM*, Fort Lamy, 58 p. multigr.

PIAS J., 1962 - Les sols du moyen et bas Logone, du bas Chari, des régions riveraines du lac Tchad et du Bahr El Ghazal. *Mém. ORSTOM*, n° 2, 438 p.

PIAS J., 1964 - a. Les sols du Tchad. *8th Intern. Congr. Soil. Sci.*, Bucarest, vol. 5, p. 145-151.
b. Notice explicative. Cartes pédologiques de reconnaissance au 1/200 000. Feuilles de Fort Lamy, Massenya, Mogroum. *ORSTOM*, Paris, 14, 103 p.

PIAS J., 1967 - a. Quatre deltas successifs du Chari au quaternaire (République du Tchad et du Cameroun). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 264, sér. D, p. 2357-2360.
b. Chronologie du dépôt des sédiments tertiaires et quaternaires dans la cuvette tchadienne (République du Tchad). *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 264, sér. D, p. 2432-2435.
c. Les formations tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne. Présentation de l'esquisse géologique au 1/1 000 000. *Congr. Panafr. Préh. et Quat.*, Dakar, vol. 6, 13 p., multigr.

PIAS J., 1968 - Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. *Mém. ORSTOM*, n° 43, 408 p.

PIAS J., BARBERY J., 1960 - Evolution de la salinité dans le polder de Bol-Guini (de 1959 à 1960). *Rapport ORSTOM*, Fort Lamy, 176 p., multigr.

PIAS J., BARBERY J., 1961 - Evolution de la salinité dans le polder de Bol-Guini (en 1961). *Rapport ORSTOM*, Fort Lamy, 58 p. multigr.

PIAS J., GUICHARD E., 1957 - Origine et conséquences de l'existence d'un cordon sableux dans la partie sud-ouest de la cuvette tchadienne. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, 244, p. 791-793.

PIAS J., BARBERY J., 1964 - Notice explicative. Cartes pédologiques de reconnaissance au 1/200 000. Feuille de Miltou. *ORSTOM*, Paris, 15, 69 p.

PINTA M., 1971 - Spectrométrie d'absorption atomique. Masson, Paris, 2 tomes, 793 p.

POLIAKOV B.V., 1938 - Recherches hydrogéologiques sur la basse Volga. *Mat. Projets Rech. Irrig. Basin Volga*, Kamychine, 10.

PONNAMPERUMA F.N., TIANCO E.M., LOY T.A., 1966 - Ionic strenghts of the solutions of flooded soils and other natural aqueous solutions from specific conductance. *Soil Sci.*, 102, p. 408-413.

PORRENGA D.M., 1966 - Clay sediment in recent sediment of the Niger delta. *Proceedings of the 14th Nat. Conf. on clays and clay min.*, Berkeley, p. 221-223.

POUIT G., 1957 - Rapport de fin de coupure. Fort Crampel Ouest. *Rapport B.R.G.M.*, Brazzaville, n° 2, 186 p.

POUIT G., 1958 - Etude géologique des formations métamorphiques, granitiques et charnockitiques de la région de Fort Crampel (Oubangui-Chari). *Bull. Dir. Miner. et Geol.*, A.E.F., 13, 142 p.

POUIT G., 1959 - Notice explicative sur la feuille de Fort Crampel ouest. *Rapport B.R.G.M.*, Orléans, 28 p.

POUYAUD B., 1972 - Premiers jaugeages précis réalisés par l'ORSTOM sur le Congo à Maluku-Trechot. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. IX, n° 2, p. 33-39.

QUANTIN P., 1965 - Les sols de la république Centrafricaine. *Mém. ORSTOM*, n° 16, 114 p.

REFFAY L., 1948 - Le régime du Niger. *Rapport Compagnie Générale des Colonies*, 281 p., multigr.

RIEU M., 1977 - Les polders du lac Tchad. Milieu naturel et formation des sols. Conséquences de la sécheresse. *Notes Techn. ORSTOM*, N'Djamena, 15 p.

RIEU M., 1978 - Elément d'un modèle mathématique de prédiction de la salure dans les sols irrigués. Application aux polders du Tchad. Thèse 3è cycle, U.P.S., Toulouse, 134 p.

RIOU C., 1972 - Etude de l'évaporation en Afrique centrale. *Mém. ORSTOM*, n° 80, 286 p.

ROCCI G., 1965 - Essai d'interprétation de mesures géochronologiques : la structure de l'Ouest Africain. *Scienc. de la Terre*, Nancy, X, 3-4, p. 462-478.

ROCH E., 1953 - Itinéraires géologiques dans le nord du Cameroun et le sud-ouest du territoire du Tchad. *Bull. Serv. Mines*, Cameroun, 1, 110 p.

ROCHE M.A., 1968 - Evolution dans l'espace et dans le temps de la conductivité électrique des eaux du lac Tchad d'après les résultats de 1908, 1957, 1962 à mars 1968. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, Paris, VI, 1, p. 35-74.

ROCHE M.A., 1969 - Salinité des eaux du lac Tchad. In Monographie hydrologique du lac Tchad, *ORSTOM*, Fort Lamy, p. 127-162.

ROCHE M.A., 1973 - Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad. Thèse Doctorat, Université de Paris VI, 398 p.

RODIER J., 1963 - Hydrologie du continent africain : enquête sur les ressources du continent africain. *Rapport UNESCO*, Paris, p. 185-226.

RODIER J., 1964 - Régimes hydrologiques de l'Afrique noire à l'ouest du Congo. *ORSTOM*, Paris, 137 p.

RODIER J., 1965 - Débits de crue exceptionnelle sur les bassins représentatifs et expérimentaux d'Afrique noire d'expression française. *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, 2, p. 37-48.

ROOSE E.J., 1973 - Dix-sept années de mesures expérimentales de l'érosion et du ruissellement sur un sol ferrallitique sableux de Basse Côte d'Ivoire. Contribution à l'étude de l'érosion hydrique en milieu intertropical. Thèse Doct. ing., Université d'Abidjan, n° 20, 125 p.

ROOSE E.J. et BIROT Y., 1970 - Mesure de l'érosion et du lessivage oblique et vertical sous une savane arboré au plateau Mossi (Gonsé, Haute Volta). *Rapport ORSTOM*, Abidjan, 148 p., multigr.

ROUGERIE G., 1961 - Etude comparative de l'évacuation de la silice en milieu cristallin tropical humide et tempéré humide. *Ann. Géogr.*, 70, p. 45-50.

ROUKHINE L.B., 1965 - Base de la lithologie. I. Etude des formations sédimentaires. *Ann. Cent. Etud. et Doc. Paléon.*, 9.

SCHNEIDER J.L., 1967 - Evolution du dernier lacustre et peuplements préhistoriques aux Pays-Bas du Tchad. *Bull. ASEQUA*, n° 14-15, p. 18-23.

SEGALEN P., 1957 - Etude des sols dérivés de roches volcaniques basiques à Madagascar. *Mém. Institut Sciences*, Tananarive, D, n° 8, 182 p.

SEGALEN P., 1967 - La géomorphologie et les sols du Cameroun. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. V, n° 2, p. 137-187.

SEGALEN P., 1968 - Note sur une détermination des produits minéraux amorphes dans certains sols à hydroxydes tropicaux. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, VI, I, p. 105-126.

SERVANT M., 1967 - Nouvelles données stratigraphiques sur la quaternaire supérieur et récent au Nord-Est du lac Tchad (Kanem). *Congr. Panafr. Préh. et d'Etudes Quat.*, Dakar, 20 p., multigr.

SERVANT M., 1973 - Séquences continentales et variations climatiques. Evolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Thèse Doctorat, Université Paris VI, 348 p.

SHARAF EL DIN, 1976 - Effect of the Nil flood on the estuaire and coastal circulation pattern along the mediterranean egyptian. *A.I.H.S.*, vol. 3, n° 21, p. 451-461.

SILLANS R., 1958 - Les savanes de l'Afrique centrale. Lechevallier, Paris, 408 p.

SOVIET Academy of Science, 1964 - Fisiko-geograficheskiy atlas Mira. Translated in *Soviet Hydrol.*, 6, p. 5-6.

SPRONCK R., 1941 - Mesures hydrographiques dans la région divagante de bief maritime du fleuve Congo. *Mém. Inst. Roy. Colon. sect. Sciences Technol.*, 3, 1, 56 p.

STRUILLOU R., 1965 - Lessivage des roches à feldspaths par l'eau en climat tempéré. *C.R. Acad. Sciences*, Paris, sér. D, 261 p., p. 179-182.

TANJI K.K., BIGGAR J.W., 1972 - Specific conductance model for natural waters and soil solutions of limited salinity levels. *Water Resour. Res.*, 8, p. 145-153.

TARDY Y., 1967 - Etude géochimique des eaux d'une nappe d'arène en pays cristallin (Korhogo, Côte d'Ivoire). *Bull. serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 20, 4, p. 235-256.

TARDY Y., 1968 - Une méthode de détermination des types d'altération actuels par l'étude des eaux en pays granitiques et gneissiques. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, 267, p. 579-582.

TARDY Y., 1969 - Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr.*, Strasbourg, 31, 199 p.

TARDY Y., CHEVERRY C. et FRITZ B., 1974 - Néoformation d'une argile magnésienne dans les dépressions interdunaires du lac Tchad. Application aux domaines de stabilité des phyllosilicates alumineux, magnésiens et ferrifères. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, 278, p. 1999-2002.

TARDY Y., TRESCASES J.J. et FRITZ B., 1974 - Evaluation de l'enthalpie libre de formation de montmorillonites ferrifères. *C.R. Acad. Sci.*, Paris, sér. D, 278, p. 1665-1668.

TARDY Y. et GAC J.Y., 1978 - Contrôle de la composition chimique des solutions par la précipitation des minéraux dans les sols. Ebauche d'un modèle thermodynamique pour la formation des argiles. *Sémin. A.F.E.S.*, 7-8 fév., Versailles (à paraître).

TARDY Y. et FRITZ B., 1979 - A new approach for estimating thermodynamic properties and stability fields of clay minerals (à paraître).

TILHO J., 1910 - Documents scientifiques de la mission TILHO. 1906-1909. *Imp. Nat.*, Paris, II, p. 553-600.

TOUCHEBOEUF DE LUSIGNY P., 1966 - Bilan hydrologique du lac Tchad. A.I.H.S., Garda, vol. 70, n° 1, p. 7-16.

TOUCHEBOEUF DE LUSIGNY P., 1969 - Note hydrologique sur l'El Beïd et la Komadougou-Yobé. *ORSTOM*, Paris, 57 p.

TRAUTH N., 1974 - Argiles évaporitiques dans la sédimentation carbonatée continentale et épicontinentale tertiaire. Bassins de Paris, de Mormorion et de Salinelles (France), Ibel Ghassoul (Maroc). *Sci. Géol.*, 49, 1977, 195 p.

TRESCASES J.J., 1973 - L'évolution géochimique supergène des roches ultrabasiques en zone tropicale. Formation des gisements nickelifères de Nouvelle Calédonie. *Mém. ORSTOM*, n° 78, 259 p.

TRUESDELL A.H. et CHRIST C.L., 1968 - Cation exchange in clays interpreted by regular solution theory. *Am. J. Sci.*, 266, p. 402-412.

UNESCO, 1969 - Discharge of selected rivers of the world. Vol. I-III, séries on studies and reports in Hydrology.

VUILLAUME G., 1968 - Premiers résultats d'une étude analytique du ruissellement et de l'érosion en zone sahélienne. Bassin représentatif de Kountkouzout (Niger). *Cah. ORSTOM, sér. Hydrol.*, vol. V, n° 2, p. 33-56.

WACRENIER P., 1953 - Rapport de fin de mission 1953, feuilles de Laï-Garoua de la carte géologique. *Rapport B.R.G.M.*, Brazzaville.

WACRENIER P., 1961 - Mission de recherche de bauxite au Logone et au Mayo Kébi (Tchad). *Bull. Inst. Equat. Rech. Et. Géol. Min.*, 14, p. 37-41.

WEAVER C.E., 1958 - Possible use of clay minerals in search for oil. *Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol.*, 42, p. 254-309.

LISTE DES FIGURES

Pages

1 - Carte de situation du bassin tchadien 6

2 - Pluviosité et isohyètes annuels 8

3 - Réseau hydrographique et hypsométrie des bassins du Chari et du Logone 12

4 - Eléments du bilan hydrologique des bassins du Chari et du Logone 15

5 - Exemples du modelé en gradins développé sur les formations du socle cristallin et celles du continental terminal 17

6 - Esquisse pédologique des bassins versants du Chari et du Logone (d'après PIAS, 1960 ; BOULVERT, 1975) 19

7 - Sédimentation fluviatile et fluvio-lacustre, remaniement éolien au cours des variations climatiques du quaternaire récent (d'après SERVANT, 1967 ; PIAS, 1968) 26

8 - Hydrogramme annuel pour l'ensemble du bassin amont (années moyenne, humide et sèche) 34

9 - Evolution (en %) de la contribution des différents collecteurs au débit total 36

10 - Evolution saisonnière de la charge totale en solution et de la somme (cations + silice) dans leseaux des différents collecteurs et du bassin amont (en mg/l) 39

11 - Tonnages mensuels exportés par les différents collecteurs et variations de la charge totale en solution 40

12 - Hypothèse n° 1 : V_n et C_n constants. Fluctuations saisonnières de V_s et C_s 42

13 - Hypothèse n° 2 : C_n et C_s constants. Fluctuations saisonnières de V_s et V_n 43

14 - Variations mensuelles des concentrations des éléments en solution (mg/l) pour l'ensemble du bassin amont. 48

15 - Evolution saisonnière de la charge totale en suspension dans les eaux des différents collecteurs et de l'ensemble du bassin amont (mg/l) 53

16 - Tonnages mensuels exportés par les différents collecteurs (10^5 tonnes). Variations mensuelles de la charge en suspension (mg/l). 55

17 - Comparaison entre les évolutions de la charge totale en suspensionet le rapport V_s/V_n 56

18 - Répartition saisonnière du volume total à l'exutoire du bassin amont. Contribution des différents écoulements (V_n écoulement souterrain, V_h écoulement hypodermique, V_r écoulement superficiel). 57

19 - Matières amorphes (Fe_2O_3, Al_2O_3, SiO_2) dans les matières en suspension à Laï et Manda 61

20 - Courbes d'allométrie obtenues à partir des quantités de produits amorphes dissoutes après chaque extraction 62

21 - Diagrammes de stabilité entre alumino-silicates. Position des points représentatifs
a) des eaux moyennes du socle et du bassin amont,
b) des eaux de rivières issues du socle précambrien,
c) des eaux de source,
d et e) des eaux de l'Ouham 77

22 - Relation entre SiO_2 et Al_2O_3 fixés dans les altérations et déterminée par le calcul des sommes moléculaires ($6\,Na_2O + 6K_2O + 2CaO - SiO_2$) mesurées dans les eaux :
a) des eaux moyennes du socle et du bassin amont,
b) des eaux de rivières issues du socle précambrien,
c) des eaux de sources,
d et e) des eaux de l'Ouham 82

23 - Importances et variations saisonnières des volumes V_G, V_K et V_M. Contribution mensuelles (en %) de V_G, V_K et V_M à l'écoulement total 86

Pages

24 - Variation du pH et des molalités totales des éléments en solution (milieu ouvert et milieu fermé). Evolution de la composition chimique des eaux en présence de quantités plus ou moins importantes de quartz dans la roche initiale (roche sans quartz, quartz minimum, quartz maximum) 97

25 - Itinéraires chimiques suivis au cours de la dissolution en milieu fermé et en milieu ouvert 99

26 - Transfert de masse lors de l'altération de la roche moyenne du bassin amont. Variation du nombre de moles de minéraux produits ou dissous en fonction du degré d'avancement de la réaction (ξ) 101

27 - Position des points représentatifs des eaux correspondants aux différentes phases du cycle hydrologique dans le diagramme d'équilibre log $[Mg^{++}]/[H^+]^2$. Courbes de dissolution et de dilution 103

28 - Hydrogrammes caractéristiques du Chari à N'Djaména (d'après CHOURET, 1975) 107

29 - Bilan hydrologique des plaines aval 110

30 - Evolution saisonnière de la charge totale en solution et de la somme (cations + silice), pour l'ensemble des bassins de l'amont, à l'exutoire des plaines méridionales (Bousso + Bongor) et à la sortie des plaines d'inondation (Chagoua + Kousseri = N'Djaména) . . . 114

31 - Deux exemples d'hydrogramme de crue de l'El Beïd 124

32 - Evolution du rapport des concentrations Cj/Cj-1 à l'aval et à l'amont 124

33 - Tonnages mensuels exportés en solution vers le lac par le Chari et l'El Beïd (10^5 tonnes). Variation saisonnière de la charge soluble du Chari et de l'El Beïd (mg/l) . 129

34 - Bilan chimique des plaines aval 129

35 - Diagrammes de diffraction des rayons X sur la fraction inférieure à 2 µ des matières en suspension du Logone, du Chari et de l'El Beïd 134

36 - Evolution saisonnière de la charge solide dans les eaux du Logone à Kousseri, du Chari à Chagoua et du Chari à N'Djaména. Estimation de la charge solide des eaux du Logone à Kousseri 139

37 - Evolution saisonnière (année sèche et année humide) de la charge solide des eaux du Logone à Kousseri 139

38 - Hydrogramme du Chari à N'Djaména. Tonnages mensuels exportés par les trois collecteurs (Logone, Chari et El Beïd). Variations mensuelles de la charge solide pour l'ensemble des trois rivières 141

39 - Décalage (de trois semaines) de la courbe amont. Estimation de l'importance des apports solides de l'amont, des berges et des pertes au cours du phénomène d'inondation 148

40 - Bilan des matières en suspension dans les plaines aval 149

41 - a) Les grandes régions naturelles du lac Tchad
b) Nature des fonds du lac 156

42 - Evolution de la teneur en potassium dans les eaux des plaines d'inondation et du lac Tchad en fonction du facteur de concentration 164

43 - Evolution de la composition chimique des eaux de débordement du Logone, du Chari et des eaux de l'El Beïd en fonction du facteur de concentration 165

44 - Evolution de la composition chimique des eaux des mares résiduelles en fonction du facteur de concentration 166

45 - Evolution de la composition chimique des eaux du lac Tchad en fonction du facteur de concentration 167

46 - a) Position des nuages représentatifs des différents groupes d'eaux libres et de nappe dansle diagramme log (Mg^{2+}) - log (H_4SiO_4) 172

b) Points figuratifs des eaux analysées et des eaux moyennes dans le diagramme de stabilité 172

47 - a) Nuages représentatifs des différents groupes d'eaux libres et de nappes dans le diagramme : log (Ca^{2+}) en fonction de pCO_2.

b) Points figuratifs des eaux analysées et position des eaux moyennes dans le diagramme d'équilibre de la calcite 173

48 - Grands mouvements d'eau au cours du cycle annuel et localisation des oolithes ferrugineuses 176

Pages

49 - Position des eaux moyennes dans les diagrammes de stabilité et des droites d'équilibre de la stévensite, de la beidellite et de la nontronite 176

50 - Relation entre la force ionique et la conductivité 179

51 - Expérience d'évaporation A : évolution de la composition chimique de l'eau du Chari en fonction du facteur de concentration 180

52 - Diagramme de diffraction des rayons X de la fraction < 2 μ des dépôts 182

53 - Position des eaux de l'expérience d'évaporation A dans le diagramme d'équilibre de la calcite 184

54 - Expérience d'évaporation B : évolution de la composition chimique de l'eau du Chari en fonction du facteur de concentration 186

55 - Position des eaux de l'expérience d'évaporation B dans les diagrammes log $[CO_3^{=}]$ - log $[Ca^{2+}]$ - log $[Mg^{2+}]$ 188

56 - Position des eaux B dans le diagramme de stabilité log $[Mg^{2+}]/[H^+]^2$ en fonction de log $[H_4SiO_4]$. Situation des droites de solubilité des oxydes amorphes et de la courbe de solubilité de la solution solide $Mg_x Si \frac{1-x}{2} O$, n H_2O 189

57 - Position des eaux des expériences d'évaporation dans le diagramme d'équilibre de la calcite 191

58 - Déplacements de la raie principale de la calcite dans les diagrammes de diffraction des rayons X 191

59 - Evolution de la composition et du chemin des solutions au cours de la dissolution :
a) avec la formation de la beidellite ferrifère seule
b) avec la formation de beidellite et de stévensite
c) avec la formation de toute une série de smectites 196

60 - Evolution de la composition et du chemin des solutions au cours de l'évaporation :
a) évaporation en eau libre
b) évaporation avec les quantités normales de kaolinite et de goethite
c) évaporation en présence de grandes quantités d'argile 202

61 - Evolution des teneurs en magnésium, en calcium et en silice en fonction des teneurs en sodium dans les différents milieux de sédimentation. Confrontation, avec les données de la simulation 207

62 - Représentation schématique des bassins du Chari et du Logone 210

63 - Position des isohyètes en années moyenne, sèche et humide 211

64 - Hydrogrammes de crue de l'ensemble du bassin amont en années moyenne, sèche et humide Importance des volumes ruisselés 213

65 - Relation entre le volume d'eau ruisselée et la pluviosité. Importance de l'érosion des versants, de l'érosion des berges et de l'alluvionnement sur les trois collecteurs 214

66 - Relation entre le ruissellement et la pluviosité. Erosion des versants, des berges et alluvionnement sur le bassin amont 214

67 - Position des rivages du lac en années moyenne, sèche et humide 218

68 - Evolution des teneurs des éléments en solution au cours du cycle hydrologique 220

69 - Bilan de l'altération chimique et de l'érosion mécanique en années moyenne, sèche et humide 223

LISTE DES TABLEAUX

		Pages
I	- Pluviosité moyenne mensuelle et annuelle (en mm) aux stations de l'axe Sud-Nord	7
II	- Pluviosité moyenne mensuelle et annuelle (en mm) aux stations de l'axe Ouest-Est	9
III	- Pluviosité moyenne (mm) sur les bassins amont	10
IV	- Caractéristiques climatiques des domaines amont, aval et lacustre	11
V	- Répartition schématique (en %) des principaux types de sols sur les différentes unités géologique	20
VI	- Surfaces des différentes formations géologiques sur les bassins amont du Chari et du Logone (km^2)	27
VII	- Composition chimique moyenne des roches du socle précambrien	28
VIII	- Le Logone à Laï (1956-1975) : moyennes mensuelles, annuelles et interannuelle (m^3/s) ; volumes annuels et interannuel (10^9 m^3)	31
IX	- Le Bahr Sara à Manda (1956-1975) : moyennes mensuelles, annuelles et interannuelle. (m^3/s) ; volumes annuels et interannuel (10^9 m^3)	31
X	- Le Chari supérieur à Sahr (1956-1975) : moyennes mensuelles, annuelles et interannuelle (m^3/s) ; volumes annuel et interannuel (10^9 m^3)	32
XI	- Exemple de calcul du bilan des volumes évacués de la zone amont (en m^3/s) pour le cycle hydrologique 1969-1970	32
XII	- Volumes d'eau évacués de l'ensemble du bassin amont. Moyennes mensuelles, annuelles, interannuelles en m^3/s. Volume annuel en 10^9 m^3	33
XIII	- Variations mensuelles (en %) de la contribution des trois collecteurs au bilan général de l'écoulement sur le bassin amont (année moyenne)	35
XIV	- Moyennes mensuelles et annuelles (en mg/l) des quantités de substances dissoutes dans les différents collecteurs. Moyennes mensuelles et annuelles obtenues pour l'ensemble du bassin amont	37
XV	- Tonnages mensuels et annuels exportés en solution par les trois collecteurs et l'ensemble du bassin amont (année moyenne)	41
XVI	- Composition chimique moyenne des eaux du bassin amont, des rivières africaines et mondiales	45
XVII	- Compositions chimiques moyennes des eaux du Logone à Laï (en mmoles/kg H_2O, n = nombre d'analyses sur 4 ans)	46
XVIII	- Compositions chimiques moyennes des eaux du Bahr Sara à Manda (en mmoles/kg H_2O, n = nombre d'analyses sur 4 ans)	47
XIX	- Compositionschimiques moyennes des eaux du Chari supérieur à Sahr (en mmoles/kg H_2O, n = nombre d'analyses sur 4 ans)	48
XX	- Compositions chimiques des eaux du bassin amont : concentrations moyennes mensuelles (en mmoles/kg H_2O)	49
XXI	- Teneurs en éléments traces des eaux du Haut Chari, du Bahr Sara et du Logone (µg/ℓ)	50
XXII	- Concentrations saisonnières et annuelles (mg/ℓ) en suspension dans les différents collecteurs	53
XXIII	- Tonnages mensuels et annuels exportés en suspension par les trois collecteurs et l'ensemble du bassin amont (année moyenne)	54
XXIV	- Répartition saisonnière des espèces minérales et des produits amorphes dans les suspensions des différents collecteurs (la somme totale ayant été arbitrairement fixée à 10)	60
XXV	- Composition chimique des suspensions du bassin amont	63
XXVI	- Reconstitution minéralogique à partir de la composition chimique des suspensions	64

Pages

XXVII - Composition chimique des suspensions et de la fraction inférieure à 2μ des horizons de surface de quelques sols du bassin amont 65

XXVIII - Comparaison des exportations en solution 68

XXIX - Comparaison des exportations en suspension 68

XXX - Composition chimique moyenne (mmoles/ℓ) des eaux issues des formations précambriennes. Comparaison avec les eaux moyennes des bassins amont (n = nombre d'analyses 72

XXXI - Réactions d'hydrolyse, équations d'équilibre entre alumino-silicates et constantes d'équilibre à 25°C, 1 atm. 73

XXXII - Volumes moyens journaliers (pour chaque mois) des différents bassins (en $10^6 m^3$) 84

XXXIII - Valeurs du rapport R_E pour les eaux des différents bassins 85

XXXIV - Estimation des volumes moyens annuels V_G, V_K, V_M (10^9 m^3). Les pourcentages par rapport au volume total sont donnés entre parenthèses 85

XXXV - Bilan de l'altération chimique et de l'érosion mécanique sur l'ensemble du bassin amont 89

XXXVI - Composition chimique moyenne des matières en suspension (en pourcentage d'oxydes) et des eaux (en mmoles/ℓ) issues des bassins versants du socle précambrien (n = nombre d'analyses) 91

XXXVII - Bilan de l'altération chimique et de l'érosion mécanique sur les formations du socle précambrien 92

XXXVIII - Hypothèses sur la composition minéralogique et chimique de la roche moyenne . . 95

XXXIX - Variations de la composition chimique de la solution (log. concentrations totales) lors des différents événements géochimiques de la dissolution en système ouvert (roche avec quartz minimum). Valeurs du rapport géochimiqu R_E 96

XL - Quantités cumulées de minéraux détruits ou formés (en mmoles/kg H_2O) 100

XLI - Composition chimique des solutions au cours de la dissolution (moles/kg H_2O) . 102

XLII - Le Chari à N'Djaména et l'El Beïd à Meïnari. Débits moyens mensuels, modules (m^3/s) et volumes d'eau annuels (10^9 m^3) 109

XLIII - Pluviosité moyenne (mm) sur les trois dépressions 111

XLIV - Moyennes mensuelles et annuelles (mg/ℓ) des quantités de substances dissoutes aux exutoires des plaines méridionales 115

XLV - Comparaison des compositions chimiques (en mmoles/ℓ) des eaux à la sortie des bassins amont et des plaines méridionales 116

XLVI - Composition chimique des eaux à la sortie des plaines méridionales (mmoles/ℓ, n = nombre d'analyses) 117

XLVII - Composition chimique des eaux du Logone à Bongor (mmoles/ℓ, n = nombre d'analyses) 118

XLVIII - Composition chimique des eaux du Chari à Bousso (mmoles/ℓ, n = nombre d'analyses) 119

XLIX - Composition chimique des "eaux de déversement du Logone" à Meïnari (mmoles/ℓ). La charge totale en solution est donnée en mg/ℓ 122

L - Composition chimique des eaux du Chari à N'Djaména ; les concentrations moyennes mensuelles et annuelles sont exprimées en mmoles/ℓ, la charge totale en solution en mg/ℓ 125

LI - Composition chimique des matériaux en suspension de l'El Beïd à Meïnari 133

LII - Compositions mensuelles et annuelles en suspension (mg/ℓ) des eaux du Logone à Kousseri, du Chari à Chagoua et du Chari à N'Djaména 137

LIII - Estimation mensuelle (en mg/ℓ) des pertes en suspension au cours du déversement des eaux de crue 138

LIV - Répartition approximative (en %) des principaux constituants dans les suspensions du Logone à Kousseri, du Chari à Chagoua et du Chari à N'Djaména 142

LV - Composition chimique des matériaux en suspension du Logone à Kousseri, du Chari à Chagoua, du Chari à N'Djaména et de la totalité des apports au lac (El Beïd et Chari) 142

LVI - Apports moyens (en tonnes) de matériaux en suspension par l'El Beïd, le Chari et le Logone au lac Tchad 144

Pages

LVII - Composition minéralogique de la fraction argileuse des berges du Chari et du Logone 147

LVIII - Comparaison des volumes d'eau (10^9 m^3) et des charges solides mensuelles (en mg/ℓ) de la zone amont et du secteur aval 147

LIX - Composition minéralogique des sols amont, des matières en suspension, de la roche-mère et des sols de la séquence de Mindéra, des berges du Chari et du Logone 153

LX - Composition chimique des dépôts de la plaine, des matières en suspension livrées au lac, des sédiments du lac 157

LXI - Composition minéralogique des matières en suspension et des sédiments du lac 159

LXII - Compositions chimiques de quelques eaux de surface caractéristiques des plaines d'inondation et du lac Tchad (mmoles/ℓ) 163

LXIII - Compositions chimiques de quelques eaux de nappe et des eaux interstitielles dans les sédiments (mmoles/ℓ) 163

LXIV - Compositions chimiques des eaux de vertisols (milieu naturel et études expérimentales, en mmoles/ℓ) 171

LXV - Variations de la vitesse d'évaporation (en mm/jour) au cours de l'expérience A 178

LXVI - Expérience d'évaporation A des eaux du Chari. Composition chimique des eaux pour différents facteurs de concentration 181

LXVII - Valeurs des rapports molaires Na/Ca, Na/Mg et Na/SiO_2 à différents facteurs de concentration. Evolution du rapport SiO_2/Mg au cours des premières phases d'évaporation 183

LXVIII - Composition chimique des eaux de l'expérience B pour différents facteurs de concentration 187

LXIX - Composition chimique de quelques particules amorphes observées au microscope électronique à balayage 188

LXX - Dissolution avec formation de la beidellite ferrifère seule 195

LXXI - Dissolution avec formation de la beidellite ferrifère et de la stévensite . 198

LXXII - Dissolution avec formation de l'ensemble des montmorillonites 199

LXXIII - Evaporation de l'eau moyenne amont en l'absence de suspension. Evolution de la composition chimique des solutions et des quantités de minéraux formés (mmoles/kg H_2O). 201

LXXIV - Evaporation de l'eau moyenne amont en présence des quantité de kaolinite et de goethite en suspension dans le Chari. Evolution de la composition chimique des solutions et des quantités de minéraux formés (mmoles/kg H_2O) . . . 203

LXXV - Evaporation de l'eau moyenne amont en présence de grandes quantités de kaolinite et de goethite. Evolution de la composition chimique de la solution et des quantités de minéraux formés (mmoles/kg H_2O) 204

LXXVI - Compositions chimiques moyennes des eaux dans les différents milieux de sédimentation (mmoles/kg H_2O) 207

LXXVII - Les unités géographiques et les grands traits du relief 210

LXXVIII - Eléments du climat en années sèche, moyenne, humide 211

LXXIX - Bilans hydrologiques en années sèche, moyenne, humide 213

LXXX - Répartition des volumes d'eau de ruissellement (V_r), d'eau de nappe de surface (V_h) et d'eau de nappe profonde (V_n) 215

LXXXI - Transferts de matières en suspension en années sèche, moyenne, humide . . . 219

LXXXII - Concentrations des différentes espèces en solution (mmoles/kg H_2O) et valeurs du rapport R_E en années sèche, moyenne, humide 220

LXXXIII - Valeurs du rapport R_E et du facteur de concentration 221

TABLE DES MATIÈRES

Pages

AVANT PROPOS . . . . . I-II

SOMMAIRE 3

LE BASSIN DU LAC TCHAD

I - LE CLIMAT 7
A - La zonalité climatique 7
1. De la dorsale centrafricaine aux confins du Sahara . . . . .
2. Des contreforts de l'Adamaoua au massif du Ouaddaï 9
B - Caractéristiques climatiques du bassin amont, du bassin aval et du lac Tchad . . 9
1. Le bassin amont 9
2. Le bassin aval 10
3. Le lac Tchad 10
C - Conclusions 11

II - L'HYDROLOGIE 12
A - Le Logone 12
B - Le Chari 13
C - Régime hydrologique et débit 13
1. Régime hydrologique 13
2. Débit 14
D - Bilan hydrologique 14

III- LA VEGETATION 15

IV - APERCU GEOMORPHOLOGIQUE 16
1. Le modelé en gradins 16
2. Le modelé sub-horizontal 16
3. Le modelé dunaire 17

V - LES SOLS 17
1. Les grands types de sols 18
2. Les variations en fonction des facteurs de la pédogenèse 22
3. Conclusions 22

VI - LA GEOLOGIE
A - Les unités géologiques 22
1. Les formations éruptives et métamorphiques du socle Précambrien 22
2. Les formations superficielles 24
B - Essai d'estimation d'une composition chimique moyenne des roches du socle Précambrien 27
1. Superficie des grands groupes lithologiques 27
2. Composition chimique moyenne des roches du socle Précambrien 28

Premières Partie

LES BASSINS DE L'AMONT

Chapitre I - BILAN MOYEN DES APPORTS FLUVIATILES DES BASSINS DE L'AMONT

I - BILAN HYDROLOGIQUE 30
A - Données générales 30
B - Variations du régime hydrologique 33
C - Contribution des trois collecteurs 34

Pages

1. Année moyenne 34
2. Variations annuelles 35

D - Conclusions 35

II - BILAN DES EXPORTATIONS EN SOLUTION 36

A - Charge totale en solution et érosion chimique 37

1. Charge totale 37
2. Erosion chimique 38
3. Variations saisonnières 38
4. Hypothèse sur la contribution des eaux souterraines et des eaux de surface . 40

B - Les éléments majeurs en solution 44

1. Composition chimique moyenne 44
2. Tonnages exportés et érosion chimique spécifique 45
3. Variations saisonnières 48

C - Les éléments traces en solution 50

1. Composition moyenne des trois collecteurs 50
2. Tonnages exportés et teneurs moyennes pour le bassin amont 50

III - BILAN DES EXPORTATIONS EN SUSPENSION 52

A - Charge totale en suspension et érosion mécanique 52

1. Charge totale 52
2. Erosion mécanique 54
3. Hypothèse sur la contribution des eaux souterraines, des eaux de l'écoulement hypodermique et de l'écoulement superficiel 56

B - Caractères granulométriques, minéralogiques et chimiques des matières en suspension 59

1. Caractères granulométriques 59
2. Caractères minéralogiques et les matières amorphes 59
3. Caractères chimiques 63

C - Charriage de fond 65

D - Bilan des exportations solides 66

1. Bilan minéralogique 66
2. Bilan des éléments chimiques 66

IV - CONCLUSIONS 67

Chapitre II - LES MECANISMES DE L'EROSION ET DE L'ALTERATION

I - LES DIAGRAMMES D'EQUILIBRE ET LE BILAN DE L'ALTERATION 71

A - Les diagrammes d'équilibre

1. Les eaux moyennes du socle et du bassin amont 79
2. Les eaux du socle 79
3. Conclusions 80

B - Le bilan de l'altération 80

1. Les eaux moyennes du socle et du bassin amont 80
2. Les eaux du socle 80
3. Conclusions 83

C - Conclusions sur les données thermodynamiques et le bilan de l'altération 84

II - EVALUATION DES QUANTITES DE GIBBSITE, DE KAOLINITE ET DE MONTMORILLONITE FORMEES . . 84

III - BILAN DE L'EROSION MECANIQUE ET DE L'ALTERATION CHIMIQUE. VITESSE D'APPROFONDISSEMENT DES PROFILS 87

A - Le bassin amont 88

1. Le rapport Fe/Al dans les suspensions 90
2. Reconstitution minéralogique de la roche-mère. Bilan de la dissolution du Quartz 91
3. Bilan de l'altération et de l'érosion 91

C - Conclusions 93

IV - SIMULATION DE LA DISSOLUTION DE LA ROCHE MOYENNE DU BASSIN AMONT 94

A - Les différentes phases en présence et les variations de composition des roches. Nature des minéraux précipités 94

1. Composition de la solution initiale 94
2. Composition minéralogique de la roche 94
3. Nature et produits de solubilité des minéraux secondaires précipités 95

B - Evolution de la composition chimique de la solution 96

1. Dissolution congruente 98
2. Dissolution incongruente 98

C - Bilan des transferts de matières au cours de la dissolution 100

D - Interprétations : modèles de dissolution et de dilution 102

1. Evolution du rapport R_E au cours de la dissolution 102
2. Le chemin de la dissolution 102
3. La dispersion des points représentatifs des différentes phases du cycle hydrologique 104
4. Modèle de dilution 104

V - CONCLUSION 108

Deuxième Partie

LES PLAINES DE L'AVAL ET LE LAC TCHAD

Chapitre III - BILAN DES APPORTS FLUVIATILES AUX PLAINES AVAL ET AU LAC TCHAD

I - BILAN HYDROLOGIQUE 108

A - Apports annuels moyens en eau du Chari et de l'El Beïd au lac 108

B - Bilan hydrologique des plaines de l'aval en année moyenne 108

C - Problème du bilan hydrologique des zones inondées 111

1. Dépression de Masséna 111
2. Dépression des Yaërés et inter Chari-Logone 112

D - Conclusions 112

II - APPORTS MOYENS EN SELS DISSOUS AU LAC TCHAD. BILAN CHIMIQUE DES PLAINES CENTRALES . . 113

A - Composition des eaux à Bongor et Bousso. Bilan chimique des plaines méridionales . 113

1. La charge totale en solution 114
2. Evolution de la composition chimique des eaux dans les cours moyens du Logone et du Chari 115
3. Apports moyens en solution à Bongor et Bousso. Bilan chimique des plaines méridionales 116
4. Conclusions 119

B - Composition des eaux et apports en sels dissous au lac Tchad. Bilan chimique des plaines d'inondation 120

1. Apports moyens en sels dissous au lac Tchad 120
2. Bilan géochimique des plaines d'inondation 127

III- APPORTS MOYENS DE MATERIAUX EN SUSPENSION AU LAC TCHAD. BILAN DE LA SEDIMENTATION DANS LES PLAINES DE L'AVAL 131

A - Apports moyens en suspension au lac Tchad 132

1. L'El Beïd 132
2. Le Chari à N'Djaména 136
3. Apports moyens annuels de matériaux en suspension au lac Tchad 144

B - Bilan de la sédimentation argileuse dans les plaines de l'aval 144

1. Apports latéraux en provenance des plaines d'inondation 145
2. L'érosion des berges 145
3. Bilan de la sédimentation argileuse dans les plaines centrales 149

IV - CONCLUSIONS 151

Chapitre IV - BILAN ET MECANISMES DE LA SEDIMENTATION

I - LE MATERIEL SEDIMENTE DANS LES PLAINES AVAL 153

A - Nature et origine des matériaux 153

B - Nature et composition des argiles 154

C - Bilan géochimique des plaines centrales 154

II - NATURE ET COMPOSITION DES SEDIMENTS DU FOND DU LAC 155

A - Localisation géographique 155

B - Epaisseur des sédiments 157

C - Composition chimique et minéralogique 157

1. Composition chimique des sédiments 157
2. Composition minéralogique 158

D - Bilan géochimique des sédiments du lac 159

1. La montmorillonite des matières en suspension et du sédiment 159
2. Le bilan de l'aluminium 160
3. Bilan géochimique du lac 160

III - EVOLUTION DE LA COMPOSITION CHIMIQUE DES EAUX DANS LES PLAINES CENTRALES ET LE LAC . 161

A - Les différents milieux 161

1. Les eaux libres 161
2. Leseaux de nappe 161
3. Les eaux de vertisols 162

B - Evolution de la composition chimique des eaux 162

1. Les eaux libres 162
2. Les eaux de nappe des plaines de l'aval 168
3. Les eaux de nappe du domaine lacustre 169
4. Les eaux de vertisols 170

C - Les diagrammes d'équilibre 171

D - Evolution du rapport R_E 174

E - La séquence desmontmorillonites 175

F - Conclusions 177

IV - EXPERIENCES D'EVAPORATION DES EAUX DU CHARI 178

A - Expérience A 178

1. Données générales 178
2. Evolution de la conductivité et de la composition chimique des solutions . . 179
3. Composition minéralogique des matières en suspension initiale et de dépôts . 183
4. Interprétation 183

B - Expérience B 185

1. Données générales 185
2. Composition chimique des solutions 185
3. Détermination des produits précipités 187
4. Interprétation 188

C - Points communs et caractères distinctifs entre les deux expériences d'évaporation 189

V - CONCLUSION 192

Chapitre V - MODELES DE SIMULATION DE LA DISSOLUTION ET DE L'EVAPORATION

I - RAPPEL DES CONDITIONS INITIALES MOYENNES 194

II - MODELES DE DISSOLUTION 194
A - Formation de la beidellite ferrifère seule 194
1. Séquence des minéraux formés 194
2. Chemin de la dissolution 195
B - Formation de beidellite ferrifère et de stévensite 197
1. Séquence de minéraux secondaires 197
2. Chemin de la dissolution 197
C - Formation de tout un ensemble de montmorillonites 199
1. Séquence des minéraux secondaires 199
2. Chemin de la dissolution 199
III - MODELES D'EVAPORATION 200
A - Evaporation en eau libre sans matières en suspension 200
B - Evaporation de l'eau moyenne amont en présence des quantités de kaolinite et de goethite en suspension dans le Chari 201
C - Evaporation de l'eau moyenne amont en présence de grandes quantités de kaolinite et de goethite en suspension 204
IV - CONCLUSION 205

Troisième Partie

ÉVOLUTION DU CLIMAT ET DES TRANSFERTS DE MATIÈRE

Chapitre VI - PRESENTATION SYNTHETIQUE DES DONNEES. INFLUENCE DES CHANGEMENTS DE CLIMATS SUR LE COMPORTEMENT DU BASSIN. ESQUISSE D'UN MODELE PREVISIONNEL

I - RAPPEL DES DONNEES DE LA GEOGRAPHIE 209
A - Le cadre géographique 209
B - Le climat 209
II - BILANS HYDROLOGIQUES 212
A - Les apports de l'amont 212
B - Le bilan hydrologique des plaines d'inondation 212
C - Le système lacustre 215
1. Période aride 215
2. Période humide 215
3. Déplacement des rivages du lac 216
4. Durée de remplissage en période humide 217
III - BILANS DES TRANSFERTS DE MATIERE 219
A - Débits solides, érosion mécanique et sédimentation 219
B - Transferts en solution, érosion et sédimentation chimique 221
1. Le bassin amont 221
2. Les plaines d'inondation 221
3. Le lac 222
C - Facteurs de concentrations 222
IV - VITESSES D'ALTERATION, D'EROSION ET DE SEDIMENTATION 222

CONCLUSION GENERALE 225

Bibliographie 229
Liste des figures 239
Liste des tableaux 243
Table des matières 247

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE
ET TECHNIQUE OUTRE-MER

Direction générale :
24, rue Bayard - 75008 PARIS

Service des Publications :
70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY

O.R.S.T.O.M. Éditeur
Dépôt légal : 3e trim. 1980
I.S.B.N. : 2-7099-0574-4

CARTE GEOLOGIQUE DES BASSINS DU CHARI ET DU LOGONE

D'APRES LES CARTES DE POUIT(1959),DELAFOSSE(1960),GERARD(1963),MESTRAUD(1968),PIAS(1970),BOULVERT (1975) ET LE MARECHAL(1975)

0 10 20 30 40 50 60 70 80 90 100 KM

lac TCHAD

N'DJAMENA
CHAGOUA
KOUSSERI
Yaérés
Djebel Marra
Bongor
Bousso
Chari
Logone
Laï
Koro
Manga
Sahr
Golonqosso
Banqoran
Bamingui
Yombo
Crampel
Batangafo
Ouaqa
Markounda
Barbokoum
Goré
Bouca
Bossangoa
Ouham
Nana Barya
Pendé
Lim
Nana
Kabo
Ouham
Pendé
Nana Barya

LIMITE du BASSIN AMONT

LIMITE SOCLE PRECAMBRIEN – CONTINENTAL TERMINAL

LEGENDE

PRECAMBRIEN
- GRANITES HETEROGENES CONCORDANTS
- GRANITES EN MASSIFS CIRCONSCRITS
- COMPLEXE DE BASE INDIFFERENCIE
- CHARNOCKITES
- MIGMATITES ET GNEISS DIVERS
- SCHISTES SERICITEUX
- GNEISS
- MICASCHISTES DOMINANTS
- QUARTZITES
- AMPHIBOLITES
- SERIE DE KOUKI

SECONDAIRE
- GRES DE MOUKA – OUADDA
- GRES DE CARNOT ET DE L'ADAMAOUA
- GRES INDIFFERENCIE

TERTIAIRE
- FORMATIONS VOLCANIQUES : SERIE INF. NOIRE; SERIE MOY. BLANCHE; DU DJEBEL MARRA
- GRES ARKOSES MARNES
- GRES DU CONTINENTAL TERMINAL

QUATERNAIRE
- SERIES ANCIENNES REMANIEES
- SERIE FLUVIO-LACUSTRE A NODULES CALCAIRES
- ERG DU GOZ SASSOULKO
- SERIE SABLEUSE RECENTE
- SERIE ARGILEUSE RECENTE
- CORDON SABLEUX 320 m.
- ACCOLEMENTS SABLEUX DES MASSIFS
- SERIE ALLUVIALE SUBACTUELLE A ACTUELLE
- CORDON SABLEUX 287-290 m

Cette mire doit être lisible dans son intégralité
Pour A0 et A1:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690
Pour A2,A3,A4:ABERPFTHLIJDOCGQUVWMNSZXKY
zsaeocmuvnwxirfkhbdpqgyjlt 7142385690

0 1 2 3 4 5 6 7 8 9 10 11 12 13 14 15 16 17 18 19 20

GAM-T-12
N° 60 073 DMT