

GEOCHIMIE D'UN PAYSAGE TROPICAL
LE BASSIN DU LAC TCHAD

Jean Yves GAC* et Yves TARDY***

* Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer
(ORSTOM), 24, rue Bayard, Paris, France

*** Laboratoire de Pédologie et de Géochimie, Université Paul Sabatier
38, rue des Trente-Six Ponts, Toulouse, France

RESUME.- Le lac Tchad est situé au coeur de l'Afrique, dans une région soumise à un climat aride. Le lac est alimenté par deux grands fleuves, le Chari et le Logone qui prennent leur source au Sud, dans des régions soumises à un climat tropical humide. Entre la zone amont et le lac, se situent des plaines d'inondation où règne un climat tropical contrasté. Les produits de l'érosion du bassin amont sont transportés et déposés dans les plaines et le lac. Les matières en suspension sont transformées, les solutions se concentrent par évaporation et engendrent une succession de paragenèses salines. Le bilan de l'érosion mécanique et chimique et le bilan de la sédimentation détritique et chimique sont calculés et servent de base à un modèle de prédiction du comportement hydrologique et chimique du bassin en période humide ou en période aride.

ABSTRACT.- The Chad Lake is located in the central part of Africa, in a region submitted to an arid climate. The lake is supplied by two streams, the Chari and Logone, coming from the southern regions exposed to an humid tropical climate. Between the upstream zone and the lake, the flooded plain is submitted to a concentrated tropical climate. The erosion products of the upstream basin are carried and deposited in the plain and the lake, in which the suspended matter is transformed, solutions are concentrated by evaporation and precipitate successive parageneses of various salts. The balance of mechanical and chemical erosion as well as the balance of detrital and chemical sedimentation are calculated and are used to present a model of

chemical and hydrological behaviour of the basin, in the case of long periods of humidity or aridity. Furthermore, the Lake Chad basin is a good model for the knowledge of the average conditions of erosion and chemical evolution of natural solutions in a tropical landscape.

INTRODUCTION

Au début du XVI^e siècle, sous le règne de François I^{er}, un Maure, Alhassan Ibn Mohammed Alvazzan, plus connu sous le nom de Léon l'Africain, écrivait: "*Le fleuve Niger dresse son cours par le milieu de la terre des noirs, lequel sort en un désert appelé Seu; c'est à savoir du côté du Levant, prenant son commencement dans un grand lac, puis vint à se détourner devers ponant, jusqu'à ce qu'il se joint avec l'océan; et selon qu'affirment et nous donnent à entendre nos cosmographes, le Niger est un bras provenant du Nil, lequel se perdant sous terre vient surgir en ce lieu-là, formant ce lac.*" (TEMPORAL, 1830). Il faudra cependant attendre près de 300 ans et la mission en 1823 du major anglais DENHAM (DENHAM *et al.*, 1826) pour que soit élucidé le mystère de cette "Caspienne d'Afrique". Ce n'est qu'après les voyages de NACHTIGAL en 1870, de CRAMPEL en 1890, de GENTIL en 1897 que la cartographie précise du "lac Zad" fut achevée (THILO, 1906, 1910-1914).

On sait aujourd'hui qu'il s'agit d'un bassin de plus de 2.10^6 km², entièrement continental et endoréique, sans communications avec les bassins du Nil, du Congo et du Niger. Il faut cependant souligner, comme l'avaient d'ailleurs remarqué les premiers explorateurs, qu'en période très humide, une faible partie des eaux franchissent le seuil de capture de la Benoué, affluent du Niger, et gagnent par là l'océan (Fig. 1). Le bassin est jalonné par l'Air, le Hoggar, le Tibesti et l'Ennedi au Nord, le Ouaddaï le Dar-Four et la chaîne des Bongos à l'Est, ainsi que par l'Adamaoua et la chaîne des Kagas au Sud. Deux grandes cuvettes occupent le centre du bassin: le lac Tchad et les Pays-Bas ou dépression du Bodelé, réunies par le sillon du Bahr-el-Ghazal. Aujourd'hui, le Bahr-el-Ghazal et le Bodelé sont secs, aucune alimentation ne parvient de l'Ouest, du Nord et de l'Est; seuls le Logone et le Chari, venant du Sud, alimentent le lac Tchad. L'histoire holocène de la cuvette a été étudiée par GARDÉ (1911), FAURE (1966), PIAS (1958, 1967, 1968), HERVIEU (1975) et surtout par SERVANT (1973). Après une période aride située entre 21.000 et 12.000 ans B.P. (2^o erg), on note une profonde modification du climat entre 12.0000 et 5.400 ans B.P. Cette période humide correspond au peuplement du Sahara et du grand lac Tchad qui occupait toute la cuvette jusqu'à la

côte 320 m. Après un retour à l'aridité entre 5.400 et 3.000 ans B.P. (3° erg), les conditions climatiques ont été semblables à celles que l'on connaît aujourd'hui. Récemment, de mémoire d'homme, d'importantes fluctuations du niveau du lac et notamment des phases d'assèchement complet ont été rapportées par TILHO (1910-1914) et GARDE (1911).

Durant près de vingt ans, une équipe pluridisciplinaire de l'Office de la Recherche Scientifique Outre Mer (ORSTOM) a travaillé sur le Tchad, accumulant un nombre considérable de données. La synthèse présentée ici est établie à partir du travail de Gac, (1979) qui a fait l'inventaire des mécanismes géochimiques et entrepris le bilan de l'érosion, du transport et de la sédimentation du bassin.

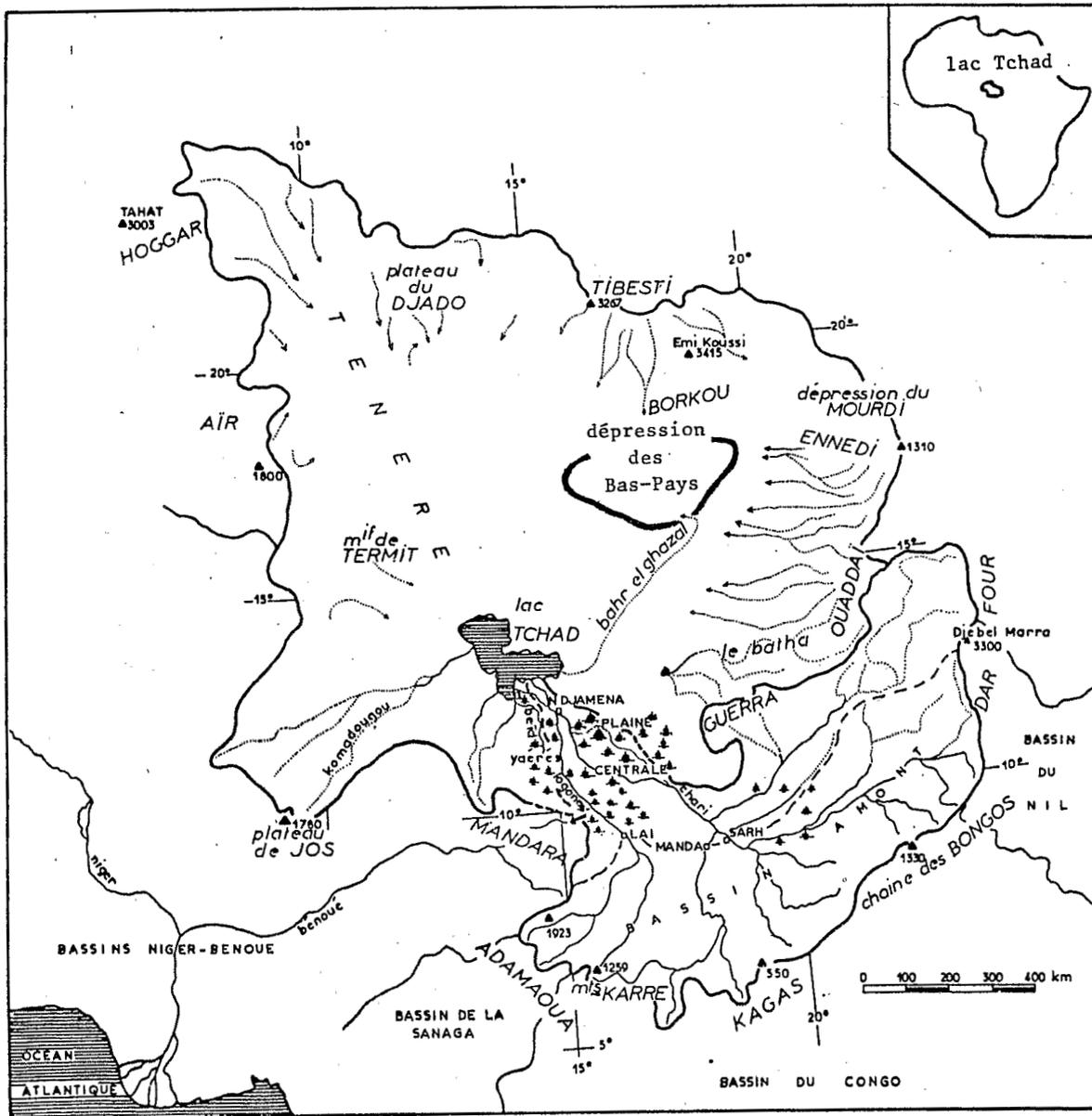


Fig. 1 - Carte de situation du bassin Tchadien

I. LES GRANDES UNITES GEOGRAPHIQUES

La partie nord du grand bassin du Tchad n'est pas fonctionnelle et l'on appellera, maintenant, Bassin du Lac Tchad, la partie sud alimentée par le Chari et le Logone (624 000 km²).

Quatre grandes régions sont distinguées (Fig. 2)

- Le bassin amont, localisé en Centrafrique, au Sud, comprenant les hauts bassins du Logone, du Bahr Sara et du Chari, jusqu'aux villes de Lai, de Manda et de Sahr.

- Les plaines aval, comprenant les plaines méridionales jusqu'à Bongor et Bousso et les plaines d'inondation, jusqu'à N'Djaména, le confluent Chari-Logone et le lac.

- Le lac Tchad, comprenant le delta du Chari, la cuvette sud et la cuvette nord séparées par le haut fond de la grande barrière.

- Les dépressions interdunaires du Kanem, qui sont d'anciens bras du grand lac, localisées entre les dunes d'un erg fossile et fonctionnant en salines.

II. MORPHOLOGIE DU BASSIN

Le bassin se présente comme un vaste éventail qui se retrécit du Sud au Nord ou de l'amont vers l'aval. Les rapports des surfaces sont les suivants.

- Bassin amont: 330.000 km² (53%), dont 57.000 km² pour le Logone et 273.000 km² pour le Chari.
- Plainnes aval: 270.000 km² (43,3%), dont 80.000 km² saisonnièrement inondés.
- Lac Tchad : 21.000 km² (3,4%), dont 11.000 km² pour la cuvette sud et 10.000 km² pour la cuvette nord.
- = Vallées : 2.150 km² (0,3%).

Les paramètres du relief sont distribués ainsi.

- Bassin amont : Altitude moyenne 520 m; pente moyenne 0,8%. (Logone 526 m, Chari 460 m).
- Plainnes aval : Altitude moyenne 335 m; pente moyenne 0,16%.
- Lac Tchad : Altitude 282 m; pente 0%.
- Salines : Altitude 275 m; pente 0%.
- Dépression du Bodelé, point bas du bassin: 165 m.

On note que, des plaines périodiquement inondées, vers la cuvette sud (fond à 279 m) vers la cuvette nord (fond à 276 m) et vers le Bodelé, l'altitude diminue progressivement de 305 m au Sud, à 165 m au Nord. Le passage des eaux d'une dépression vers l'autre doit se faire en franchissant un seuil: goulot de l'El-Beïd aux abords du lac, haut-fond de la grande barrière, seuil du Bahr-el-Ghazal à 283 m.

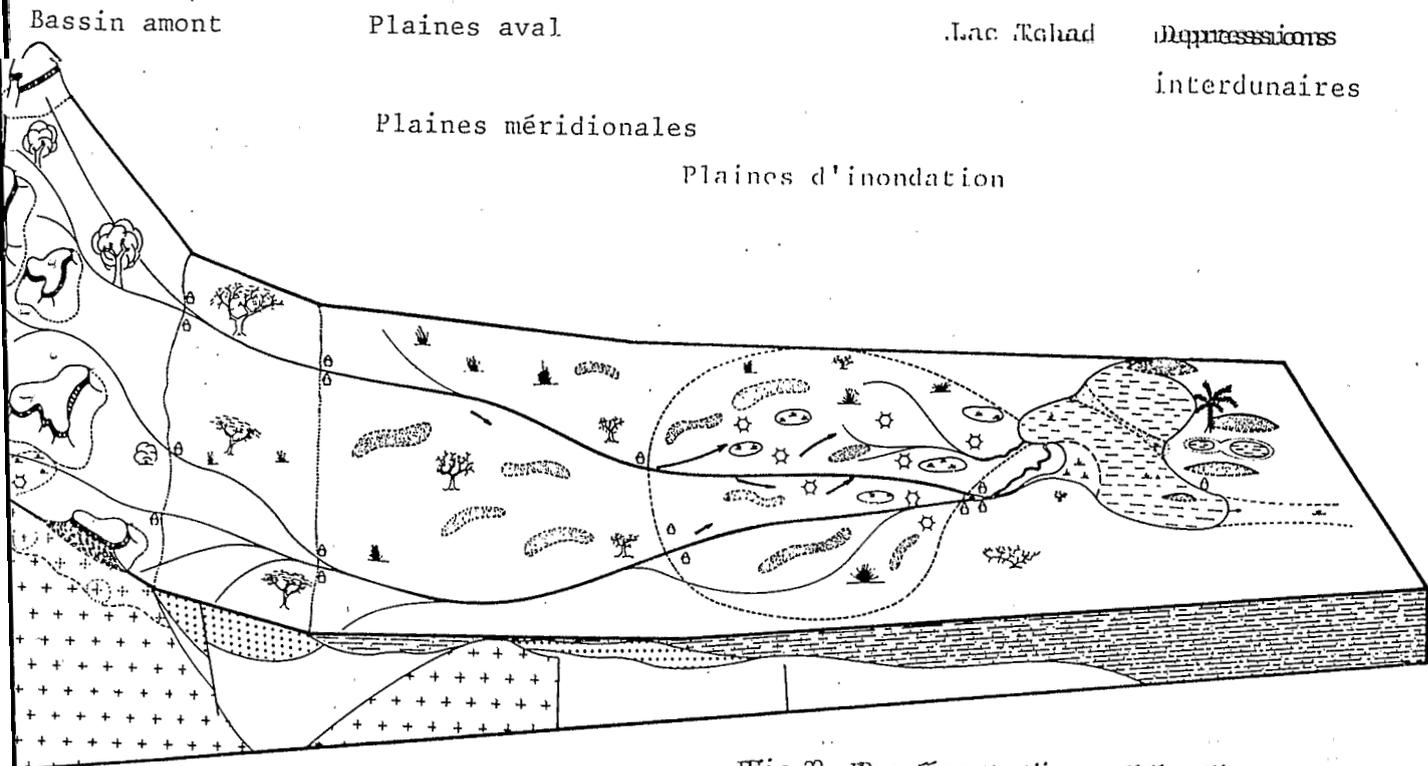
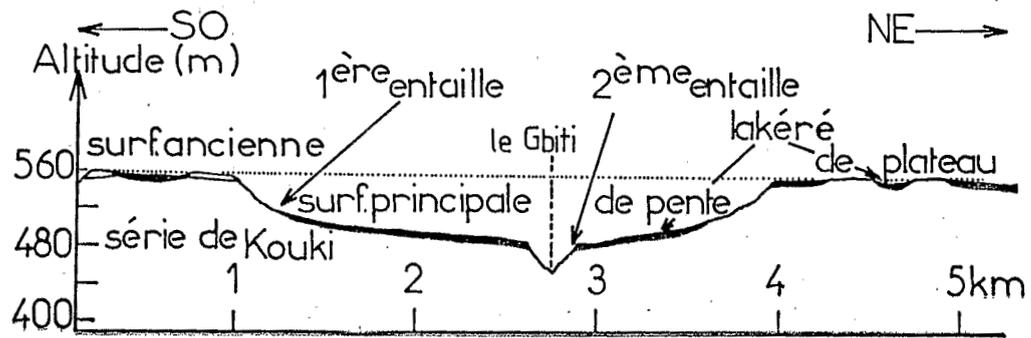


Fig. 2- Représentation schématisée des bassins du Chari et du Logone

A l'amont, le modelé se distingue par la présence de buttes témoins cuirassées et surfaces indurées, fossilisant les vieux profils d'altération et formant des gradins dans le paysage (Fig. 3).

Figure 3-
de modelé en gradins
sur le socle précambrien

Séquence de Kadanga (Boulvert, 1971)



III. LES ROCHES

Les roches du bassin amont sont essentiellement constituées de granites et de gneiss précambriens, de grès rouges tertiaires (continental terminal) et d'alluvions argilo-argileuses quaternaires. Les roches des plaines aval sont formées d'alluvions argilo-argileuses quaternaires. Les fonds du lac et des dépressions interdunaires sont remplis par des sédiments argileux quaternaires récents (WACRENIER, 1953; POUIT, 1958; MESTRAUD, 1958, 1964; GÉRARD, 1961, 1963; MERMILLOD, 1961; LE MARÉCHAL, 1976).

De façon simplifiée, on distingue trois types de formations (Tableau 1):

- les roches du socle (bassin amont)
- les alluvions quaternaires (plaine aval)
- les sédiments holocènes du lac et des dépressions interdunaires.

Tableau 1 - Composition chimique et minéralogique des trois types de roches mères du bassin (% pondéraux).

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	H ₂ O
Socle	71,6	13,2	4,2	1,2	2,3	2,8	3,2	0,52	0,92
Alluvions	77,4	8,9	2,5	0,8	0,2	0,1	2,7	0,36	7,00
Sédiments	51,2	12,9	7,8	1,4	2,1	0,4	1,2	0,70	22,40
Socle	Quartz (38,0). Albite (20,4). Anorthite (11,3). Microcline (5,0). Annite (8,3). Muscovite (9,5). Gédrite (7,5).								
Alluvions	Quartz (63,2). Feldspaths (15,9). Micas (0,3). Kaolinite (9,0). Montmorillonite (5,7).								
Sédiments	Quartz (13,9). Feldspaths (5,3). Micas (9,8). Kaolinite (33,1). Montmorillonite (26,1). Goethite (1,7). Calcite (3,7). Amorphes (6,4).								

Les compositions chimiques et minéralogiques des alluvions et des sédiments ont été données par DUPONT (1970), BOCQUIER (1973), KARPOFF (1973) et CARMOUZE (1976).

Le rapport molaire Fe/Al est de 0,202 dans les roches du socle, 0,179 dans les alluvions des plaines et 0,385 dans les sédiments lacustres.

IV. LES SOLS

Les grands types de sols représentés sur la figure 4 sont les suivants:

- sols ferrallitiques à kaolinite, goethite et gibbsite;
- sols ferrugineux tropicaux à kaolinite et goethite;
- sols hydromorphes à kaolinite;
- vertisols à kaolinite, montmorillonite et calcite;
- sols salés, sols halomorphes.

Ces données sont celles de PIAS (1962, 1968), QUANTIN (1965), BOULVERT (1966, 1968, 1969, 1971 et 1975), BOCQUIER (1973) et CHEVERRY (1973).

Globalement, on peut estimer que les sols à kaolinite et goethite couvrent 83% de la superficie du bassin, alors que les sols à montmorillonite n'en occupent que 17%. Les compositions chimiques et minéralogiques des grands types de sols sont données dans le tableau 2. On remarque que le rapport Fe/Al passe de 0,158 dans les sols rouges à 0,103 dans les vertisols.

Tableau 2 - Compositions chimique et minéralogique des sols rouges de l'amont (ferrallitiques, ferrugineux et hydromorphes) et des vertisols des plaines d'inondation (% pondéraux)

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	TiO ₂	H ₂ O
Sols rouges	75,1	14,3	3,5	0,6	0,2	0,1	0,7	0,7	5,1
Vertisols	81,8	8,7	1,4	0,5	1,3	0,4	2,1	0,9	2,7
Sols rouges	Quartz (56). Feldspaths (0). Kaolinite (32). Montmorillonite (0). Goethite (3,6). Micas (8,7). Gibbsite (faible).								
Vertisols	Quartz (61). Feldspaths (7). Kaolinite (9). Montmorillonite (14). Goethite (0). Micas (7). Calcite (2).								

V. LE CLIMAT

Le climat de la cuvette tchadienne est réglé par les déplacements saisonniers du front intertropical (FIT) qui sépare les masses d'air équatorial océanique humide au sud, des masses d'air tropical continental sec au Nord. Trois types de climats selon UBREVILLE (1949) et RIOU (1972) sont distingués:

- soudano-guinéen humide, à l'amont;
- soudano-sahélien à saisons contrastées, dans les plaines aval;
- sahélo-saharien aride, sur le lac et les salines.

Les caractéristiques du climat sont présentées dans le tableau 3 et sur la figure 5.

Vingt années de mesures ont servi à élaborer ce bilan (1956 - 1975). Les données relatives aux années exceptionnellement sèches et humides ont été estimées par GAC (1979) à partir d'une hypothèse bâtie sur les déplacements saisonniers du FIT. Ces estimations correspondent aux caractéristiques des années sèches (1973 - 1974) ou humides (1961 - 1962) de la période considérée. Les caractéristiques de l'année moyenne ont été établies à partir des mesures faites sur l'ensemble des vingt ans.

Les données relatives aux années exceptionnellement sèches et humides ont été estimées par GAC (1979) à partir d'une hypothèse bâtie sur les déplacements saisonniers du FIT.

VI. L'HYDROLOGIE

Le bassin amont est drainé par trois rivières (Fig. 6): le Logone à l'Ouest, le Bahr Sara au Centre et le Chari supérieur à l'Est. L'essentiel de l'apport en eau à la cuvette est acquis dès la sortie du bassin amont. L'alimentation par les pluies des plaines aval est faible ou nulle en année sèche. Les caractéristiques du bilan

Tableau 3- Eléments du climat (S:année sèche-M:année moyenne-H:année humide)

Unités Géographiques		Bassin Amont			Plaines Aval		Lac			Dépressions
		Logone	Chari		Pl. Méridionales	Pl. d'Inondation	Cuvette Sud	Cuvette Nord		Interdunaires
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

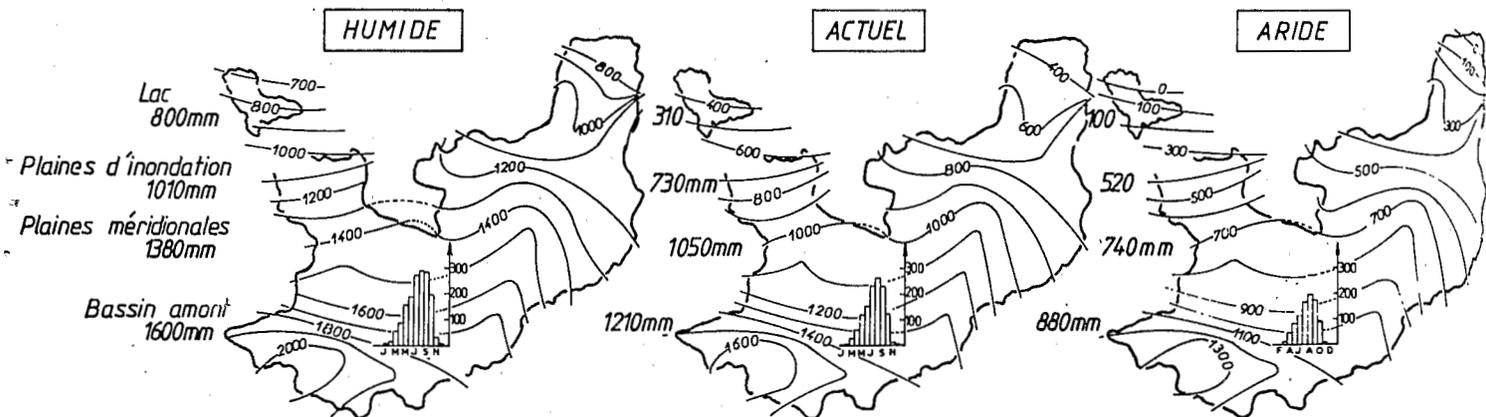


Figure 5- Position des isohyètes en année moyenne, sèche ou humide

hydrologique sont données dans le tableau 4.

Le débit annuel en année moyenne est calculé à partir des mesures effectuées sur 20 ans (1956-1975). Les débits en année sèche et humide sont déduits des pluviosités estimées plus haut et des valeurs obtenues pendant les années exceptionnellement sèches (1973-1974) et humides (1961-1962). Les valeurs de l'écoulement annuel sont calculées par le rapport débit:surface. Le déficit d'écoulement est égal à la hauteur d'eau de pluie diminuée de la valeur de l'écoulement. Deux cas sont distingués: un chiffre positif pour le bassin amont et les plaines de l'aval où l'évaporation est au plus égal à la pluviosité et un chiffre négatif pour le lac et les dépressions où les pertes par évaporation dépassent effectivement l'apport météorologique. Le ruissellement superficiel est calculé à partir des teneurs en suspension (charge solide constante de 1 g/l, GAC, 1979).

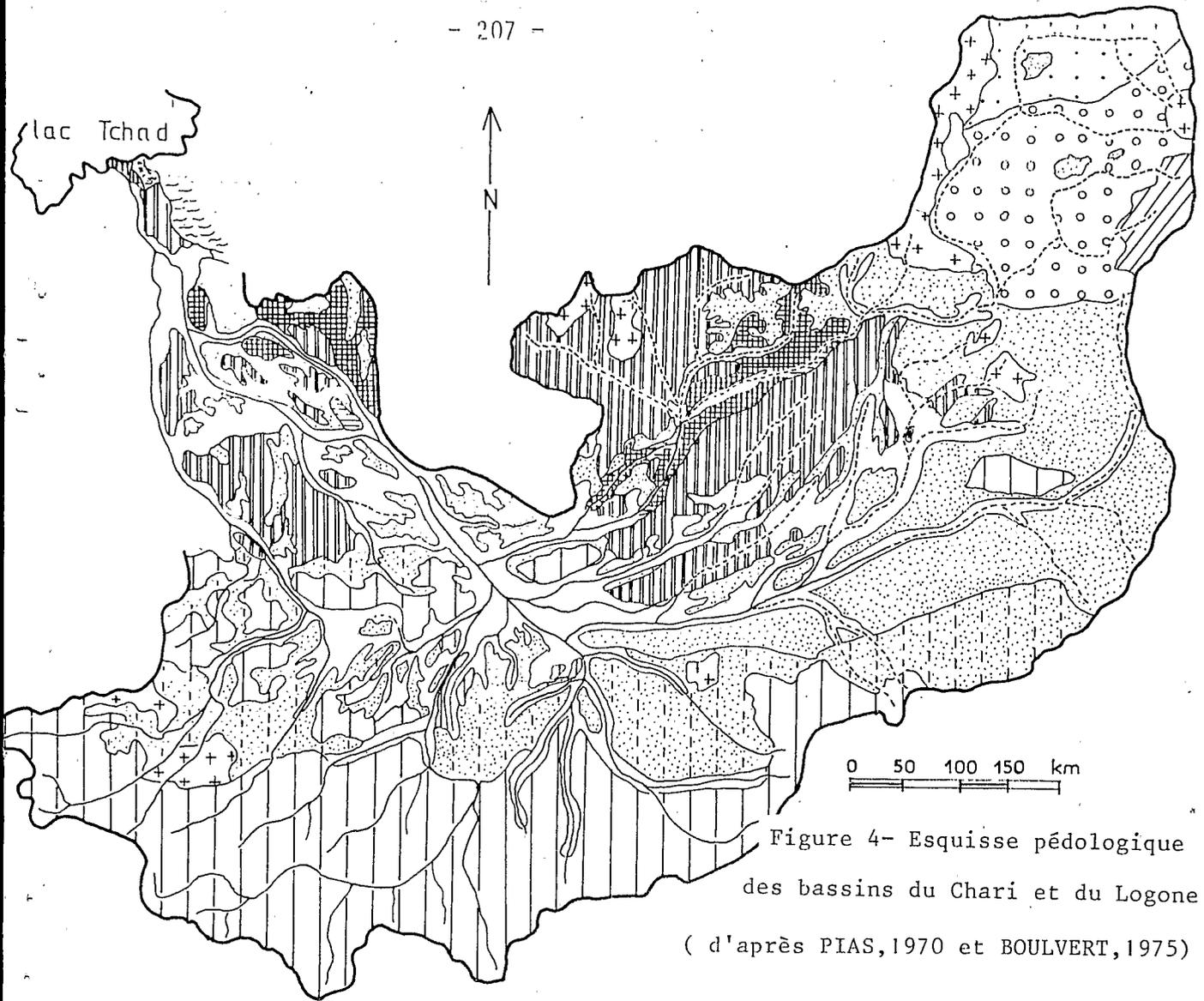


Figure 4- Esquisse pédologique
des bassins du Chari et du Logone
(d'après PIAS,1970 et BOULVERT,1975)

- | | | | |
|--|----------------------------------|---|-------------------------------|
|  | sols sub-arides sur sable |  | sols ferrallitiques |
|  | sols hydromorphes et halomorphes |  | sols brun-rouge sub-arides |
|  | sols hydromorphes |  | sols brunseutrophes tropicaux |
|  | sols halomorphes |  | sols peu évolués |
|  | vertisols |  | affleurements rocheux |
|  | sols ferrugineux tropicaux | | |

La répartition des débits en cours d'année aux exutoires amont et aval est donnée par la figure 7. On remarque un décalage d'un mois des pointes de crue, entre année sèche et année humide pour le bassin amont et de trois semaines entre l'amont et l'aval, temps nécessaire à la traversée des plaines.

En période de crue, le Chari et le Logone débordent et submergent les plaines inondation ($6,9 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ soit 17,5% du débit en année moyenne). Ces masses d'eau stagnent et environ 30% retournent soit au Chari soit directement au lac par un effluent El-Beïd (Fig. 8). On peut considérer que le débordement se produit lorsque le débit devient supérieur à $1100 \text{ m}^3/\text{s}$. Ce seuil n'est généralement pas atteint lorsque le débit annuel d'une année sèche est inférieur à $18,10^9 \text{ m}^3$. Dans ce cas les apports du bassin amont parviennent en totalité au lac.

VII. EROSION MECANIQUE ET SEDIMENTATION DETRITIQUE

Les eaux de ruissellement entraînent des matières en suspension qui constituent la charge solide des rivières. A l'amont, l'alluvionnement est faible; à l'aval, dans les plaines d'inondation, il est important. En année humide, le ruissellement sur le bassin amont est fort ($4,2 \cdot 10^9 \text{ m}^3$) et l'érosion mécanique est également forte ($4,2 \cdot 10^6$ tonnes), le débordement dans les plaines aval est fort ($42,8 \cdot 10^9 \text{ m}^3$) et l'alluvionnement est important ($2,5 \cdot 10^6$ tonnes). En année sèche, le ruissellement sur le bassin amont est plus faible ($1,8 \cdot 10^9 \text{ m}^3$) et l'érosion mécanique est faible ($1,8 \cdot 10^6$ tonnes), tandis que le débordement et l'alluvionnement dans les plaines sont nuls, la totalité des matières en suspension gagnent le lac. L'apport détritique au lac reste à peu près constant: $2,89 \cdot 10^6$ tonnes en année humide, $2,93 \cdot 10^6$ tonnes en année moyenne et $2,66 \cdot 10^6$ tonnes en année sèche. Ainsi, le débordement dans les plaines d'inondation qui filtrent toutes les arrivées en suspension, assure la régulation des apports détritiques à la cuvette sud du lac, constants quelque soit le climat. Ces résultats sont consignés dans le tableau 5 et sur la figure 9.

Tableau 5 - Bilan des transferts des matières en suspension (10^6 tonnes an)

Année	Erosion mécanique		Alluvionnement	Sédimentation
	Bassin amont	Berges *	Plaines d'inondation	Lac
Humide	4,17	1,20	2,48	2,89
Moyenne	3,28	1,20	1,55	2,93
Sèche	1,79	1,20	0,33	2,66

* Erosion des berges dans le lit des fleuves au cours de la traversée des plaines aval.

Les quantités en suspension calculées par rapport au volume d'eau sont telles que:

- la charge en suspension des eaux de ruissellement sur le bassin amont est constante (1 g/l), quelle que soit l'importance du ruissellement (GAC, 1979);
- la charge en suspension, rapportée au débit annuel total est plus faible en année humide (61 mg/l) et en année moyenne (81 mg/l) qu'en année sèche (101 mg/l) parce que le % de volume ruisselé est plus faible en année humide qu'en année sèche.

Les matières en suspension sont constituées (en m moles/litre):

- à l'amont, de kaolinite (0,198), goethite (0,061) (rapport Fe/Al = 0,151), quartz (0,195), illite (0,040) et de faibles quantités de matières amorphes;
- à l'aval, de kaolinite (0,143), goethite (0,026), montmorillonite (0,028), matières amorphes (0,022) (rapport Fe/Al = 0,186), quartz (0,148), illite (0,035) et de feldspaths (0,014). La montmorillonite et les feldspaths sont dans ce cas fournis par l'érosion des berges.

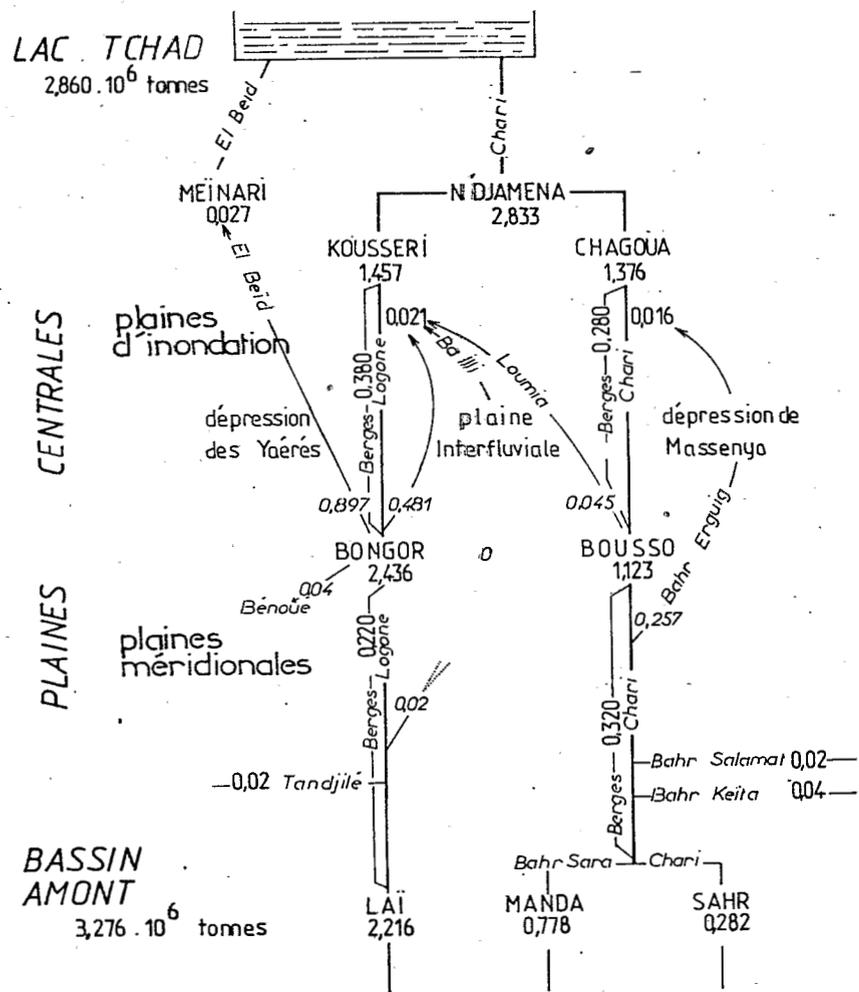


Figure 9- Bilan des matières en suspension (10⁶ tonnes)

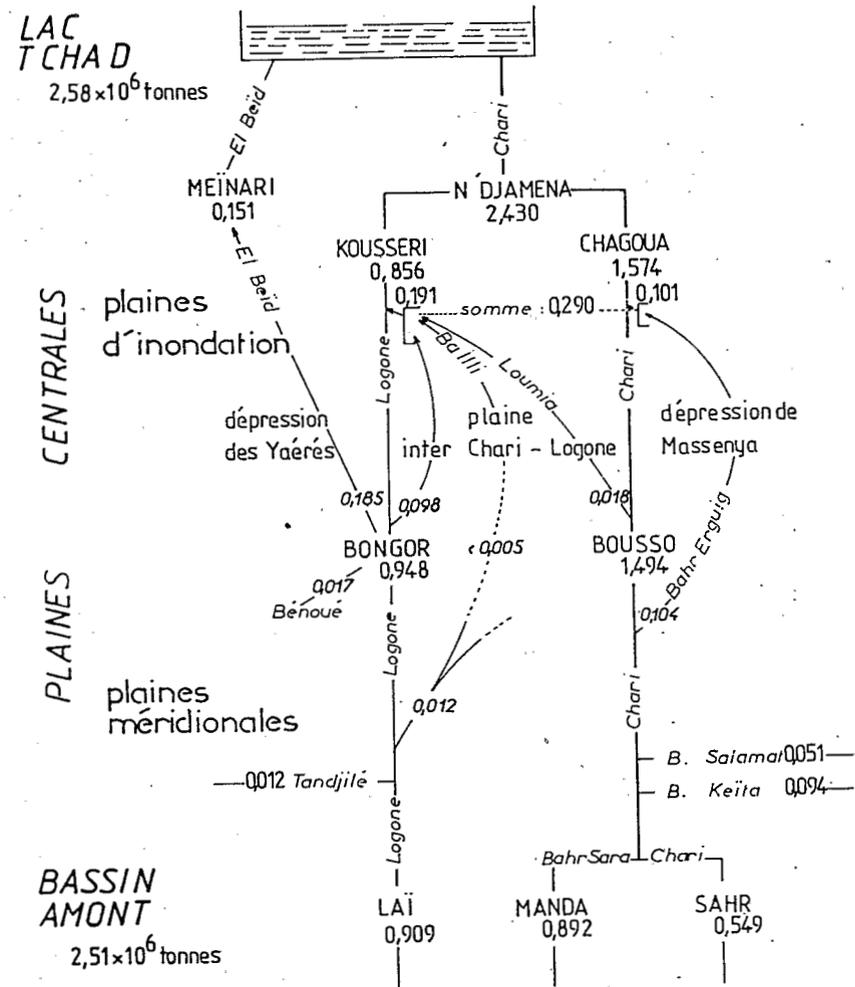


Figure 10- Bilan des matières en solution (10⁶ tonnes)

VIII. EROSION ET SEDIMENTATION CHIMIQUES

Les eaux qui à l'amont s'infiltrent dans les profils d'altération, se chargent en substances dissoutes et parviennent à l'aval par le lit des fleuves. Une partie de ces eaux déborde dans les plaines d'inondation, s'évapore et rejoint le lac, plus concentrée. Dans ces plaines, on perçoit qualitativement que des événements géochimiques se produisent mais on constate que quantitativement le bilan des entrées et des sorties de substances dissoutes s'équilibre en année moyenne. Toute la charge dissoute qui sort du bassin amont parvient donc au lac.

Les quantités et les concentrations de substances dissoutes exportées du bassin amont sont les suivantes:

- $3,92 \cdot 10^6$ tonnes et 57,0 mg/l en année humide,
- $2,35 \cdot 10^6$ tonnes et 58,6 mg/l en année moyenne,
- $1,12 \cdot 10^6$ tonnes et 63,5 mg/l en année sèche.

Le bilan de l'érosion et de la sédimentation chimique est donc environ quatre fois plus important en période humide qu'en période sèche. Cependant, les concentrations sont du même ordre. Le bilan de l'année moyenne est donné sur la figure 10.

Dans le détail, la composition chimique moyenne des eaux issues du bassin amont est donnée pour les trois années dans le tableau 6. Ces eaux sont bicarbonatées calcomagésiennes et sodiques. On remarque l'absence des anions Cl et SO₄, ce qui témoigne du caractère exclusivement continental et granitique de ce bassin.

IX. LES DIFFERENTS PAYSAGES GEOCHIMIQUES

De l'amont vers l'aval, des points hauts vers les points bas, de l'humide à l'aride, plusieurs paysages géochimiques se succèdent. La nature chimique des eaux reflète les évolutions minéralogiques.

L'étude du bilan d'exportation des cations et de la silice permet de préciser le type d'altération dominant dans le paysage. La valeur du rapport

$$R_E = \frac{\text{SiO}_2}{\text{Al}_2\text{O}_3} \quad (\text{molaire}) \quad \text{dans les sols se calcule à partir des molalités () dans les}$$

eaux:

$$R_E = 2 \frac{3(\text{Na}) + 3(\text{K}) + 2(\text{Ca}) - (\text{SiO}_2)}{(\text{Na}) + (\text{K}) + 2(\text{Ca})}$$

$R_E = 0$ témoigne de la formation de la gibbsite

$R_E = 2$ indique la formation de la kaolinite

$R_E = 3$ à 3,5 reflète la formation de la montmorillonite

(TARDY, 1968, 1969).

A- LE BASSIN AMONT: VARIATIONS SAISONNIERES; DILUTION DES EAUX DE NAPPE PAR LES EAUX DE RUISSELLEMENT.

Les minéraux qui caractérisent les profils d'altération du bassin amont sont: gibbsite ($\text{Al}(\text{OH})_3$), la goethite ($\text{FeO}(\text{OH})$), la kaolinite ($\text{Al}_2\text{Si}_2\text{O}_5(\text{OH})_4$) et le quartz (SiO_2). A la base des profils et à la racine des arènes, la montmorillonite est présente. La composition des eaux traduit cette séquence minéralogique.

1- Variations du rapport R_E

D'une saison à l'autre, et en année moyenne, la composition chimique des eaux du bassin amont change (Tableau 7).

On remarque que la valeur du rapport R_E est la plus faible en octobre et la plus élevée en mai. En moyenne, la valeur de ce rapport est de 2 et correspond ainsi à la formation de kaolinite, minéral effectivement dominant dans les sols. En saison humide ou en année pluvieuse ($R_E = 1,7$) on forme plus de gibbsite. En saison sèche ou en année aride ($R_E = 2,4$) on forme plus de montmorillonite.

Le mécanisme de ces fluctuations se calcule tout d'abord en admettant que l'hydrogramme des débits mensuels est le résultat d'un mélange de trois types d'eau.

- Une eau de nappe à composition à peu près constante (C_n : 74 mg/l et à volume variable. Cette eau de nappe est le résultat d'une dilution entre de l'eau de nappe profonde où se forme la montmorillonite et de l'eau de nappe plus superficielle ($R_E = 2,4$)

- Une eau dite de ruissellement hypodermique de volume variable V_h et de concentration constante C_h plus faible que celle de la nappe ($C_h = 53$ mg/l)

- Une eau de ruissellement superficiel caractérisé par un volume V_r , une concentration de matières en solution $C_r = C_h$ et une charge en suspension constante et égale à 1 g/l.

- La contribution de ces trois types d'écoulement (de nappe, hypodermique et superficielle) aux volumes totaux mensuels est donnée sur la figure 11 pour les trois années: sèche, moyenne et humide. On remarque que la crue de la nappe se situe après la crue du ruissellement hypodermique qui se situe après la crue du ruissellement superficiel. En année sèche, la recharge de la nappe est la plus faible; en année humide le ruissellement hypodermique est beaucoup plus élevé.

- Une démarche analogue permet de calculer les volumes d'eau qui correspondent à la formation de gibbsite ($R_E = 0$) de kaolinite ($R_E = 2$) et de montmorillonite ($R_E = 3,5$) en admettant la proportionnalité des valeurs de R_E et des volumes, et sur la base des relations (Fig. 12):

$$R_E \text{ mesuré} \times V_{\text{total}} = 2 \times V_{\text{kaol.}} + 3,5 \times V_{\text{montmo.}}$$

$$V_t = V_{\text{Gib.}} + V_{\text{kaol.}} \quad \text{ou} \quad V_t = V_{\text{kaol.}} + V_{\text{montmo.}}$$

Tableau 6 - Composition chimique moyenne pour les trois années: moyenne (M) humide (H) et sèche (S) des eaux issues du bassin amont. (m moles/kg H₂O)

Années	Na	K	Ca	Mg	HCO ₃	SiO ₂	Tot. mg/l
H	0,105	0,037	0,078	0,074	0,448	0,349	57,0
M	0,120	0,045	0,088	0,073	0,461	0,330	58,6
S	0,132	0,052	0,094	0,086	0,536	0,330	63,5

Tableau 7 - Composition chimique mensuelle des eaux du bassin amont en année moyenne (m moles/kg H₂O)

Mois	Na	K	Ca	Mg	HCO ₃ ⁻	SiO ₂	Tot. mg/l	R _E	pH
Janv.	0,130	0,047	0,130	0,104	0,616	0,313	70	2,19	7,2
Fév.	0,137	0,052	0,132	0,112	0,656	0,331	74	2,21	7,5
Mars	0,142	0,055	0,132	0,105	0,650	0,344	74	2,22	7,3
Avr.	0,145	0,067	0,120	0,100	0,638	0,345	74	2,35	7,3
Mai	0,136	0,066	0,091	0,085	0,537	0,320	64	2,44	7,3
Juin	0,127	0,062	0,080	0,079	0,471	0,318	59	2,34	7,3
Juil.	0,094	0,058	0,064	0,077	0,410	0,286	52	2,13	6,8
Aout	0,118	0,043	0,063	0,054	0,364	0,308	50	2,09	6,3
Sept.	0,123	0,038	0,076	0,065	0,419	0,337	56	1,90	6,6
Oct.	0,109	0,043	0,090	0,071	0,455	0,347	59	1,74	6,5
Nov.	0,126	0,044	0,106	0,080	0,520	0,342	64	1,99	6,8
Déc.	0,134	0,050	0,122	0,092	0,586	0,325	68	2,20	6,9
Année	0,120	0,045	0,088	0,073	0,461	0,330	58,6	2,00	6,0

On remarque ainsi que 88% du volume total se rapporte à la kaolinite, 6% du volume se rapporte à la gibbsite durant les mois de septembre et d'octobre (ruissellements hypodermiques les plus forts) et que 6% du volume concerne la montmorillonite qui se forme de mai à août alors que la recharge de la nappe n'est pas assurée. Si l'on ne compte pas les volumes qui à la base des arènes sont attribués tout au long de l'année à la montmorillonite et qui correspondent au volume de l'étiage, on peut dire que gibbsite et montmorillonite s'excluent dans le temps. En année sèche, on ne forme plus de gibbsite. En année humide, les quantités de montmorillonite formées sont réduites.

La composition chimique moyenne des eaux du bassin amont, en année moyenne présente un rapport $R_E = 2,00$. Dans le bilan qui suit, on fera comme si ce rapport correspondait à la formation de kaolinite seule, les faibles quantités de gibbsite et de montmorillonite annulant leurs effets.

2- Bilan de l'altération

Les roches du bassin amont sont formées des granites du socle et des formations récentes tertiaires ou quaternaires. Ces deux types de roche occupent des superficies équivalentes mais l'essentiel des débits et de l'altération chimique concerne le socle cristallin. D'autre part, la composition chimique des roches du socle est bien connue, tandis que celle des formations sédimentaires l'est moins. Le bilan présenté ici en détail est celui du socle, il sera ensuite étendu à l'ensemble du bassin amont.

En reprenant la composition chimique de l'eau moyenne du bassin amont sur socle, on obtient:

Na	0,130 m mole/l
K	0,057 m mole/l
Ca	0,068 m mole/l
Mg	0,064 m mole/l
SiO ₂	0,341 m mole/l

Si l'on admet que le sodium provient de l'albite, le calcium de l'anorthite, le magnésium de la gedrite et que la répartition du potassium entre le microcline et l'annite est telle que le rapport molaire Fe/Al des minéraux = 0,192 (des matières en suspension du socle précambrien).

Une roche constituée de:	m mole
Albite Na Al Si ₃ O ₈	: 0,130
Anorthite Ca Al ₂ Si ₂ O ₈	: 0,068
Microcline K Al Si ₃ O ₈	: 0,030
Annite K Fe ₃ Al Si ₃ O ₁₀ (OH) ₂	: 0,027
Gedrite Mg ₄ Al ₆ Si ₅ O ₂₂ (OH) ₂	: 0,016

l'altère dans 1 litre d'eau dont la composition chimique est celle de l'eau moyenne. Au même temps, on forme 0,081 m mole de goethite (FeOOH) et 0,210 m mole de kaolinite (Al₂Si₂O₅(OH)₄). Le rapport Fe/Al est bien dans ce cas de 0,192.

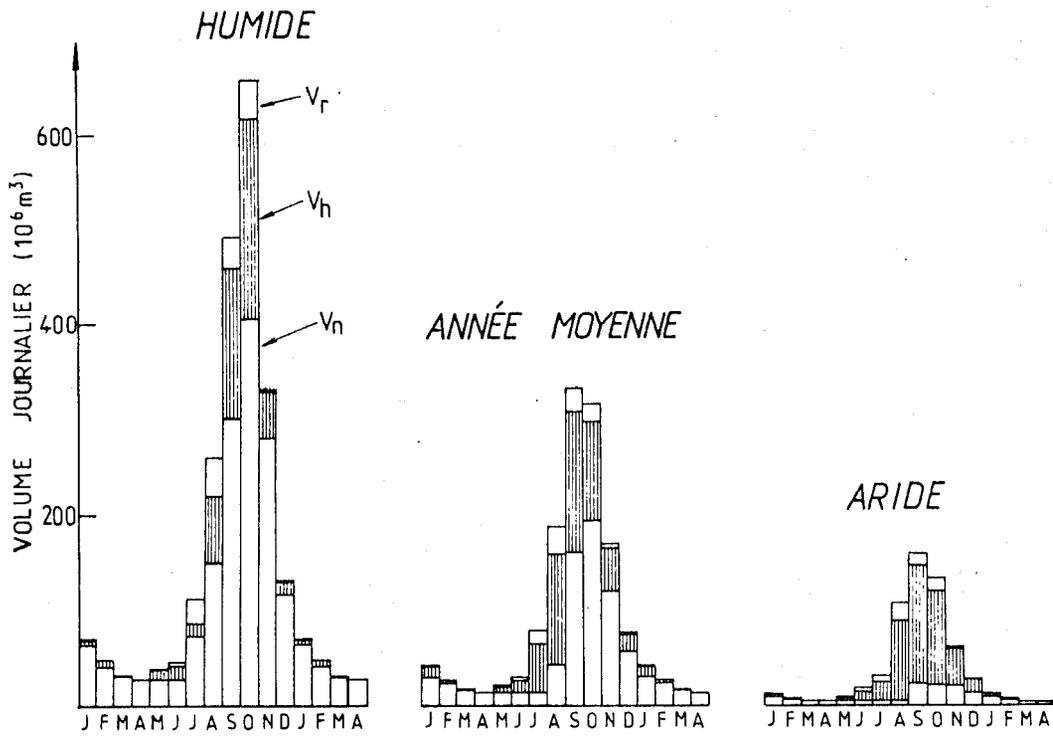


Figure 11- Hydrogrammes de crue de l'ensemble du bassin amont, en année moyenne, sèche et humide (V_r : ruissellement superficiel; V_h : hypodermique et V_n : volume d'eau de la nappe)

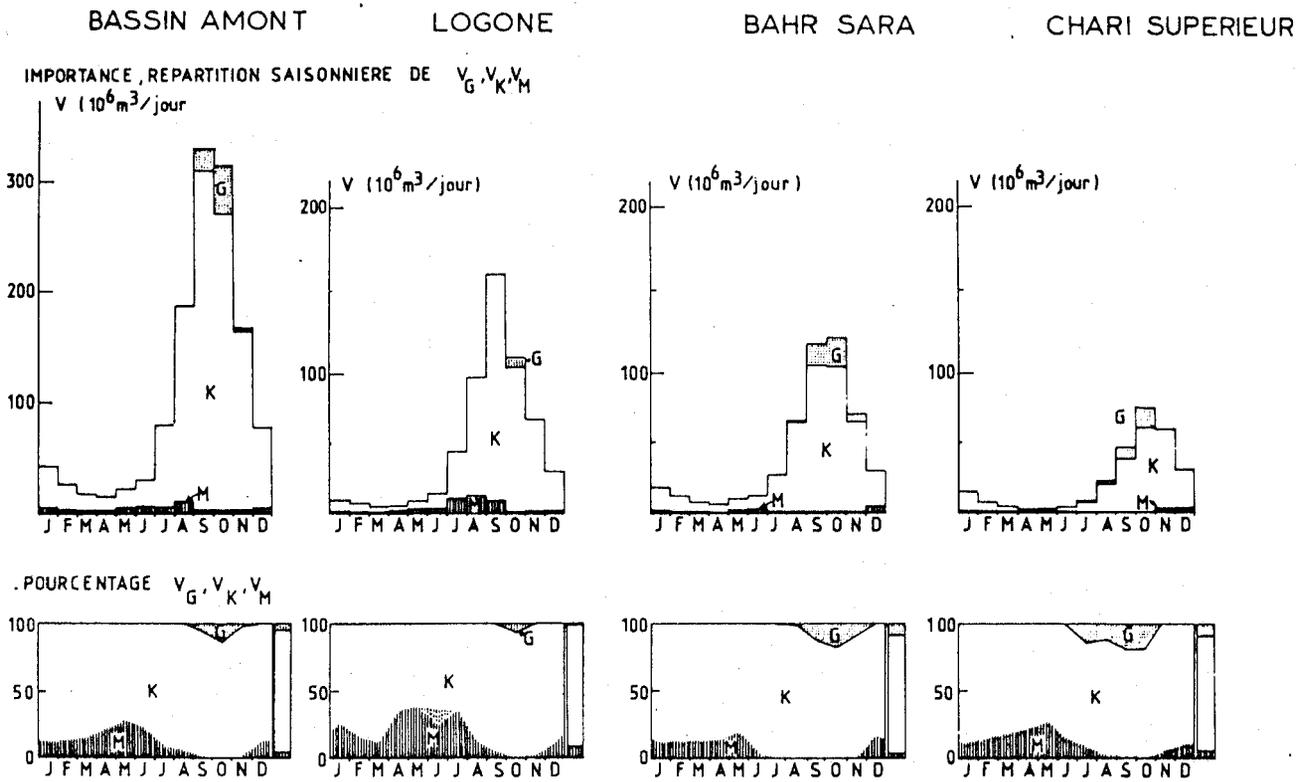


Figure 12- Volumes d'eau correspondant à la formation de gibbsite, de kaolinite et de montmorillonite, en année moyenne

La quantité de silice libérée par altération est de 0,777 m mole. La formation de kaolinite en consomme 0,420. On devrait obtenir 0,357 m mole/litre et on en mesure en fait 0,341. Le bouclage du bilan est presque parfait et on peut penser que l'excédent de silice en solution provient de la dissolution du quartz (5%).

La composition de la roche ainsi obtenue, est très proche de celle du socle que l'on a donnée auparavant, si l'on admet que la teneur correspondante en quartz est de 0,057 m moles (38% en poids).

Tableau 8 - Composition moyenne des roches du socle (1) et composition de la roche reconstituée (2)..

	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O
(1)	71,6	13,3	4,2	1,2	2,3	2,8	3,2	0,9
(2)	70,2	16,4	3,5	1,5	2,3	2,4	2,7	0,9

Le rapport Fe/Al = 0,192 est tout à fait comparable à celui que l'on obtient à partir des teneurs en fer et aluminium des matières en suspension dans les eaux qui drainent le socle. On calcule ainsi qu'en année moyenne pour un volume d'eau de $3,1 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ drainant les formations du socle, on forme une quantité de $6,95 \cdot 10^9$ moles de kaolinite, ce qui est du même ordre de grandeur que les quantités évacuées en suspension soit: $5,82 \cdot 10^9$ moles.

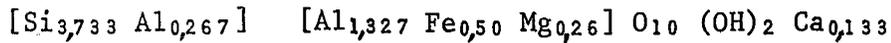
Un calcul analogue entrepris pour l'ensemble des formations de l'amont montre qu'en année moyenne et pour $40,05 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ s'écoulant à l'exutoire, on forme $9 \cdot 10^9$ moles de kaolinite alors que seulement $7,93 \cdot 10^9$ tonnes migrent en suspension vers l'aval. Dans ces suspensions, le rapport Fe/Al = 0,151 reflète la contribution des sédiments quartzo-feldspathiques plus alumineux et moins riches que le socle en éléments ferromagnésiens.

Une partie des matériaux en suspension et en solution dans les eaux qui quittent le bassin amont vont rejoindre directement le lac, l'autre séjourne dans les plaines d'inondation.

B- LES PLAINES D'INONDATION

Lorsque le débit du Chari ou du Logone excède $1100 \text{ m}^3/\text{s}$, les eaux franchissent les berges et gagnent les dépressions voisines. Dans ces dépressions temporairement inondées, deux types de sols ont été décrits par BOCQUIER (1973). Aux sols ferrugineux tropicaux à kaolinite et goethite des levées sableuses, succèdent les vertisols à kaolinite, montmorillonite et calcite des dépressions argileuses.

PAQUET (1969) et KARPOFF (1973) ont donné la formule de cette montmorillonite qui est en fait une beidellite ferrifère:



Le rapport Fe/Al = 0,143, dans un sol où coexistent 14% de montmorillonite (P. Mol. = 382 g) et 9% de kaolinite (P. Mol. = 258 g) (Tableau 2).

1- Evaporation des eaux de débordement

Quinze jours après avoir franchi les biefs de l'amont, l'eau des fleuves se répand dans les plaines d'inondation, y séjourne en moyenne deux mois, s'évapore et se concentre environ trois fois. Une faible partie que l'on n'a pas comptée dans le bilan reste piégée dans les mares résiduelles et s'évapore sur place. Dans ce cas, le magnésium et la silice se combinent à la kaolinite et la goethite pour engendrer la montmorillonite tandis que le calcium précipite avec la calcite. Cinq analyses caractéristiques des eaux de cette région sont données dans le tableau 9.

Tableau 9 - Analyses chimiques des cinq eaux caractéristiques des plaines d'inondation: (1) eau de déversement; (2) eau de drainage de la plaine (El-Beïd); (3) lame de submersion; (4) mare résiduelle; (5) eau des vertisols (m moles/kgH₂O).

	Na	K	Ca	Mg	HCO ₃	SiO ₂	Tot. mg/l	R _E	pH	fCO ₂
1	0,123	0,042	0,091	0,065	0,478	0,329	61	2,0	6,80	10 ^{-2,3}
2	0,335	0,119	0,213	0,154	1,190	0,570	131	2,8	7,70	10 ^{-2,8}
3	0,444	0,143	0,189	0,140	1,199	0,481	129	3,4	7,30	10 ^{-2,5}
4	0,591	0,286	0,387	0,300	2,011	0,622	208	3,4	7,35	10 ^{-2,3}
5	1,335	0,685	1,740	0,860	6,420	0,950	296	3,1	7,45	10 ^{-1,9}

Le rapport R_E augmente de la valeur 2 jusqu'à la valeur 3,4 indiquant la formation de montmorillonite. La valeur du pH augmente avec la charge en solution et la valeur de fCO₂ augmente quand les eaux se maintiennent au contact du sol. L'évolution de la composition chimique des eaux de crue dans les plaines est reportée sur la figure 13.

On remarque que jusqu'à un facteur de concentration de l'ordre de 3, tous les éléments se concentrent dans les mêmes proportions. A partir de ce stade, les concentrations en silice, en magnésium et en calcium augmentent moins rapidement ou diminuent. L'alcalinité et le pH suivent ces variations. Cette évolution traduit la formation de la beidellite et de la calcite.

La réaction de formation de la beidellite est la suivante:

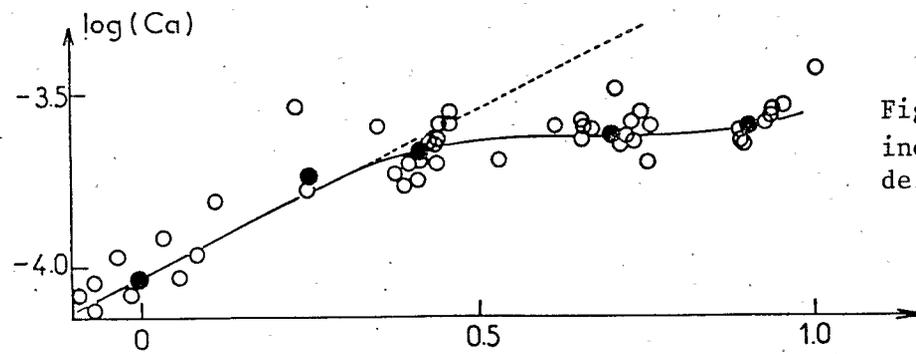
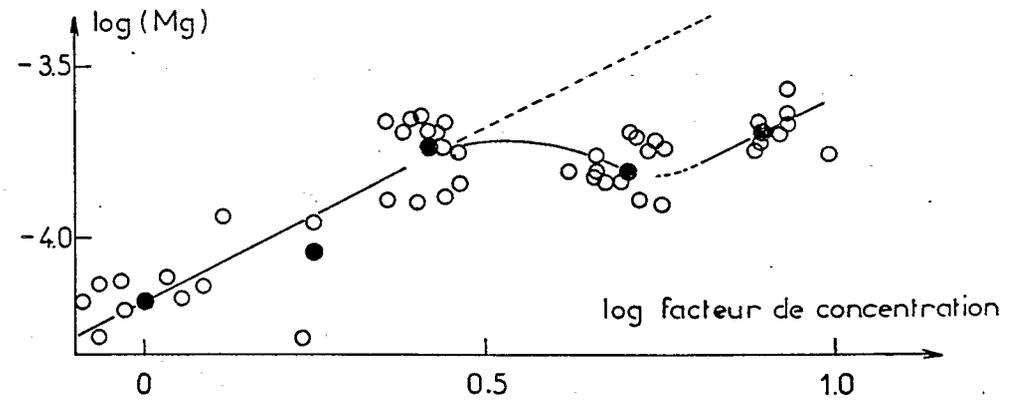
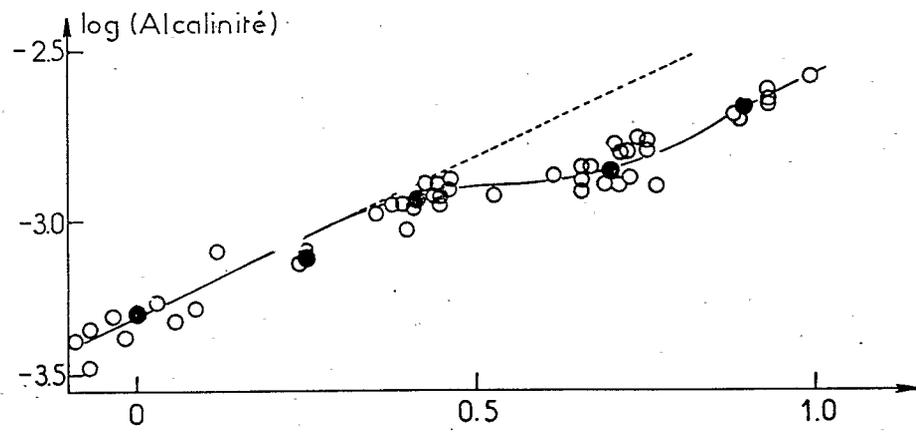
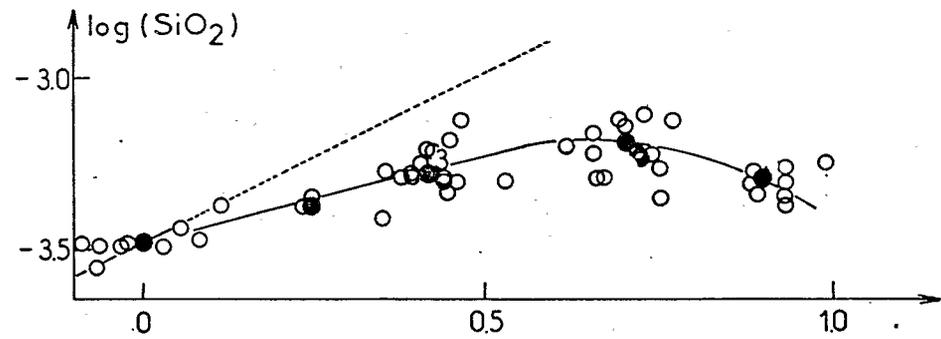
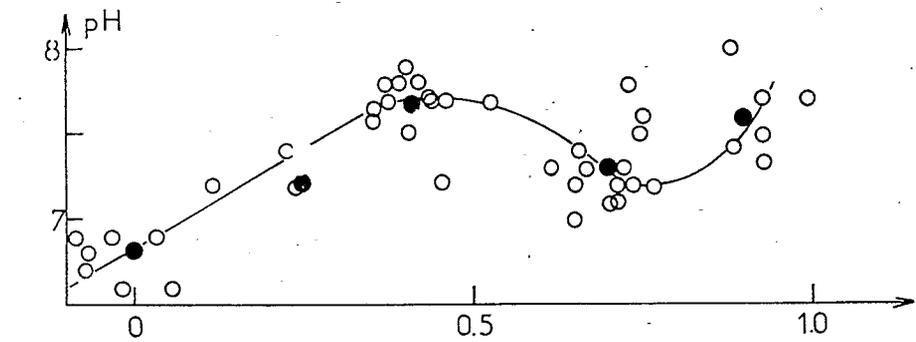
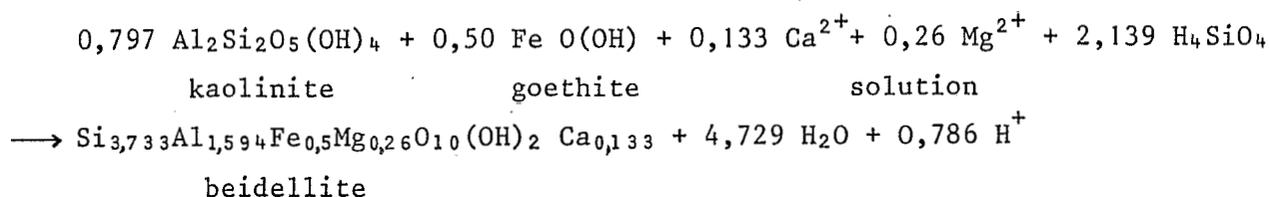


Figure 13- Evolution de la composition chimique des eaux des plaines d'inondation, en fonction du facteur de concentration (ϕ), calculé à partir de la molalité du sodium: $\log \phi = \log(\text{Na})$



En année moyenne, l'apport en suspension vers les plaines d'inondation est de:
0,526 m mole de kaolinite par litre d'eau,
0,159 m mole de goethite par litre d'eau.

On forme ainsi 0,318 m mole de montmorillonite qui coexistent avec 0,273 m mole de kaolinite non transformée, en consommant 0,681 m mole de H_4SiO_4 0,083 m mole de Mg et 0,042 m mole de calcium en solution. Le rapport des poids de beidellite et de kaolinite est de 1,7 ce qui est voisin du rapport de 1,6 obtenu à partir des données du tableau 2. On remarque également que les quantités en silice, calcium et magnésium de l'eau n° 1 du tableau 9 qui est l'eau du débordement, suffisent à peine à alimenter la transformation de kaolinite. Etant donné qu'en année moyenne, comme on l'a déjà dit la grande partie de la charge dissoute retourne au lac, la presque totalité de kaolinite et de goethite apportée chaque année dans les plaines est maintenue intacte. A l'heure actuelle, la tendance est favorable au développement des sols ferrugineux à kaolinite et goethite plutôt qu'à l'extension des vertisols à montmorillonite.

C- LE LAC TCHAD

Le lac Tchad se divise en cinq parties principales:

- le delta du Chari,
- la cuvette sud,
- la cuvette nord séparée de la précédente par un haut-fond,
- les bras interdunaires,
- les salines.

Les eaux qui entrent au lac par le delta se concentrent progressivement jusqu'aux bras interdunaires qui évoluent par la suite en salines.

1- Evolution de la composition chimique des eaux du lac

Quatre analyses chimiques rendent compte de l'évolution géochimique longitudinale des eaux du lac recueillies par ROCHE (1973) et CARMOUZE (1976) (Tableau 10).

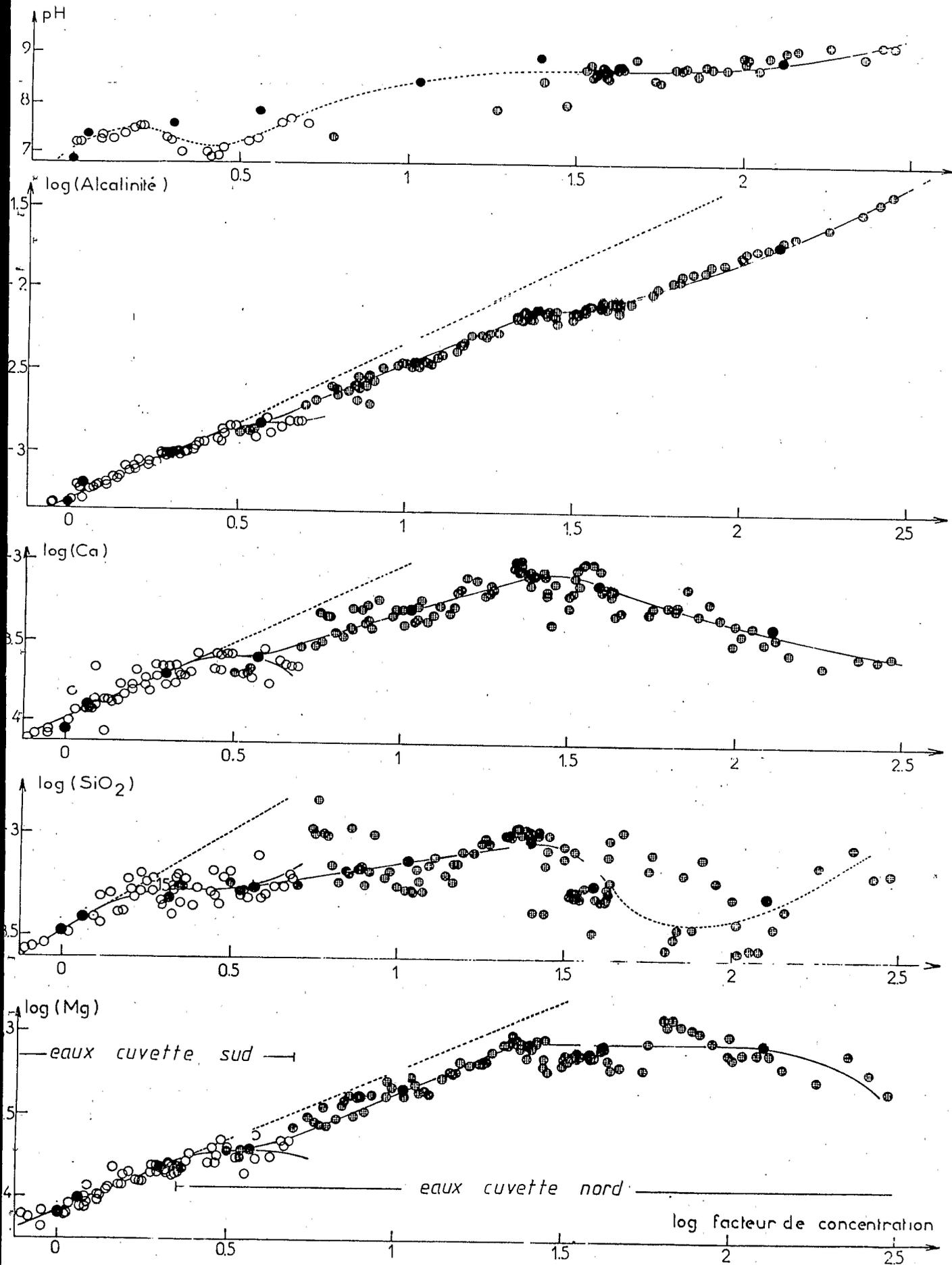


Figure 14- Evolution de la composition chimique des eaux du lac Tchad en fonction du facteur de concentration par évaporation

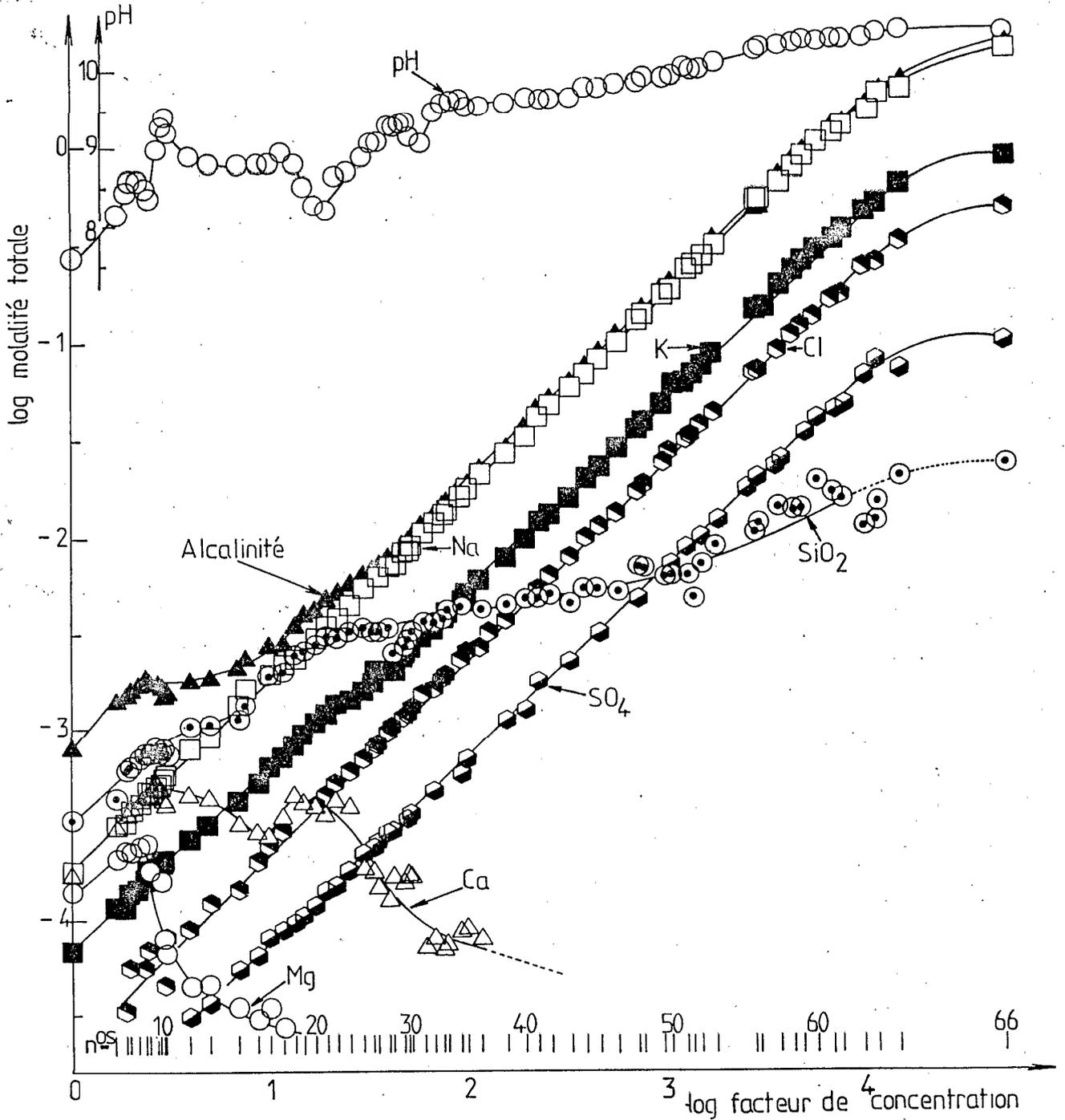


Figure 15- Evolution de la composition des eaux du Chari, au cours d'une expérience d'évaporation.

Tableau 10 - Composition chimique (m moles/kg H₂O) des eaux du lac Tchad:

1) delta, 2) cuvette sud, 3) cuvette nord, 4) bras interdunaires.

	Na	K	Ca	Mg	HCO ₃	SO ₄	Cl	SiO ₂	Tot. mg/l	R _E	pH	fCO ₂
1	0,141	0,060	0,126	0,099	0,626	0,010	0,020	0,385	76,0	2,08	7,4	10 ^{-2,8}
2	0,353	0,111	0,206	0,152	1,150	0,015	0,030	0,593	132,7	2,8	7,6	10 ^{-2,8}
3	2,060	0,605	0,625	0,480	3,950	0,090	0,150	0,879	548,3	4,0	8,8	10 ^{-3,3}
4	16,039	2,294	0,409	0,845	18,380	0,887	0,730	0,496	1759,2	5,8	8,9	10 ^{-2,9}

Sur la figure 14, on a reporté l'évolution de la composition chimique des eaux du lac en fonction du facteur de concentration caractérisé par le rapport des concentrations en sodium.

On remarque que, comme dans le cas des plaines d'inondation, les concentrations en calcium, en magnésium, en silice, l'alcalinité et le pH n'augmentent plus régulièrement ou diminuent après un facteur de concentration de 3. Après un facteur de concentration de 100, le magnésium et le calcium diminuent fortement et les eaux deviennent bicarbonatées sodiques.

Cette évolution est semblable à celle que l'on observe au cours d'une expérience d'évaporation en bac des eaux du Chari (GAC *et al.*, 1977 a; GAC *et al.*, 1977 b; GAC, 1979) (Fig. 15). Comme l'a montré AL-DROUBI (1976), la composition des eaux du lac est contrôlée par la formation de montmorillonite, de calcite et de silice amorphe.

2- Evolution de la composition chimique des saumures

Dans les salines, l'évaporation se poursuit. Les saumures évoluent soit vers la voie carbonatée sodique qui est le prolongement de celle des eaux du lac, soit vers la voie sulfatée sodique qui résulte de la dissolution de gypse fossile et de l'évaporation des eaux sulfatées des nappes dunaires (CHEVERRY, 1973; MAGLIONE, 1974; AL-DROUBI *et al.*, 1976; AL-DROUBI, 1976; AL-DROUBI *et al.*, 1979). Quatre analyses d'eau caractéristiques sont données dans le tableau 11.

Tableau 11 - Analyses chimiques de quatre eaux caractéristiques: de la voie carbonatée sodique (1 et 2) et de la voie sulfatée sodique (3 et 4) (m moles/kg H₂O).

	Na	K	Ca	Mg	Alcalin. HCO ₃ +2CO ₃	SO ₄	Cl	SiO ₂	Tot. (mg/l)	R _E	pH	fCO ₂
1	0,180	0,07	0,17	0,14	0,85	0,010	0,020	0,34	91,0	2,5	7,6	10 ^{-2,9}
2	580,0	64,0	0,30	0,90	606,0	15,0	63,0	2,26	5667,5	6,0	9,9	10 ^{-3,4}
3	1,30	0,40	1,45	0,70	2,85	1,5	0,15	0,92	60,7	3,1	7,0	10 ^{-1,8}
4	230,0	2,20	11,00	9,50	20,00	120,0	10,2	1,33	1923,0	5,6	7,4	10 ^{-1,5}

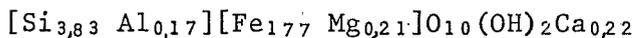
La voie carbonatée sodique résulte de la concentration des eaux du lac après précipitation de smectite-Mg et de calcite. Les concentrations en calcium et en magnésium diminuent fortement, l'alcalinité résiduelle est positive, le pH augmente et atteint la valeur de 12. De ce fait, le rapport $\text{Na}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ augmente considérablement dans le complexe échangeable. Les argiles gonflent sous l'effet de l'alcalinisation, les sols ne sont plus aérés, les sulfates sont réduits, il y a formation de H_2S et de CH_4 (CHEVERRY, 1973).

La voie sulfatée sodique est suivie par les solutions venant de la nappe dunaire et ayant lessivé d'anciens dépôts gypseux. L'ion sulfate est en quantité importante, l'alkalinité résiduelle est plus faible, le pH des saumures reste bas (6,5 - 7), la calcite et le gypse précipitent mais le rapport $\text{Na}/(\text{Ca} + \text{Mg})$ reste élevé dans la solution. Il y a salinisation mais non alcalinisation. Les sols restent structurés et aérés.

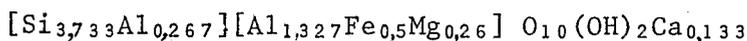
3- Séquences de minéraux argileux

Du delta aux salines les paragenèses minérales qui se succèdent sont les suivantes:

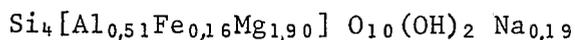
Nontronite du delta (LEMOALLE et DUPONT, 1972; CARMOUZE, 1976):



Beidellite ferrifère des sédiments du lac (CARMOUZE, 1976) dont la composition est semblable à celle des vertisols:

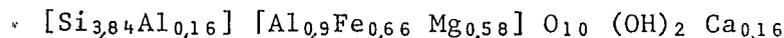


Saponite magnésienne du Nord du lac et des salines carbonatées sodiques (TARDY *et al.*, 1974):



En association avec ces argiles, on trouve la goethite dans les oolithes ferrugineux du delta et la kaolinite présente en quantité variable dans tous les milieux.

Le bilan géochimique du lac est conduit à partir de l'estimation de la composition d'une beidellite moyenne:



L'apport au lac en suspension est donné en m moles/litre d'eau au delta:

kaolinite : 0,143	goethite : 0,026
beidellite : 0,028	amorphes : 0,022

Ceci correspond à la formation dans le sédiment de:

0,069 m mole de beidellite moyenne coexistant avec,
0,131 m mole de kaolinite non transformée,
0,104 m mole de silice amorphe,
0,038 m mole de calcite.

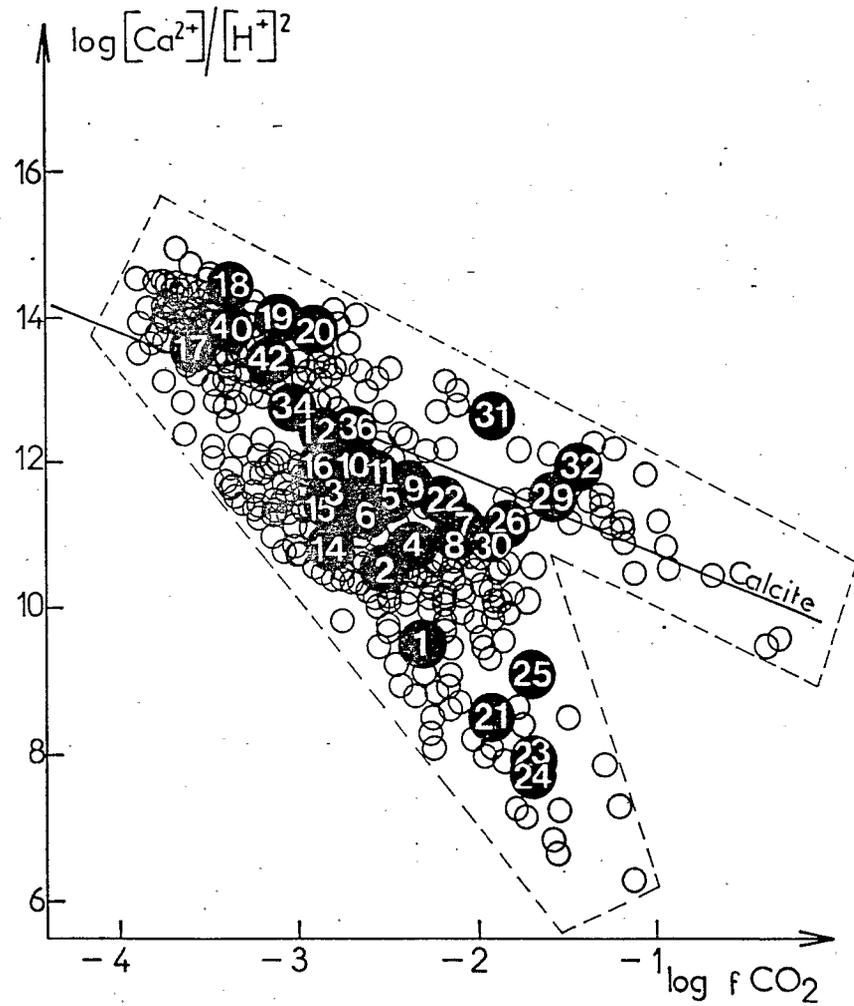
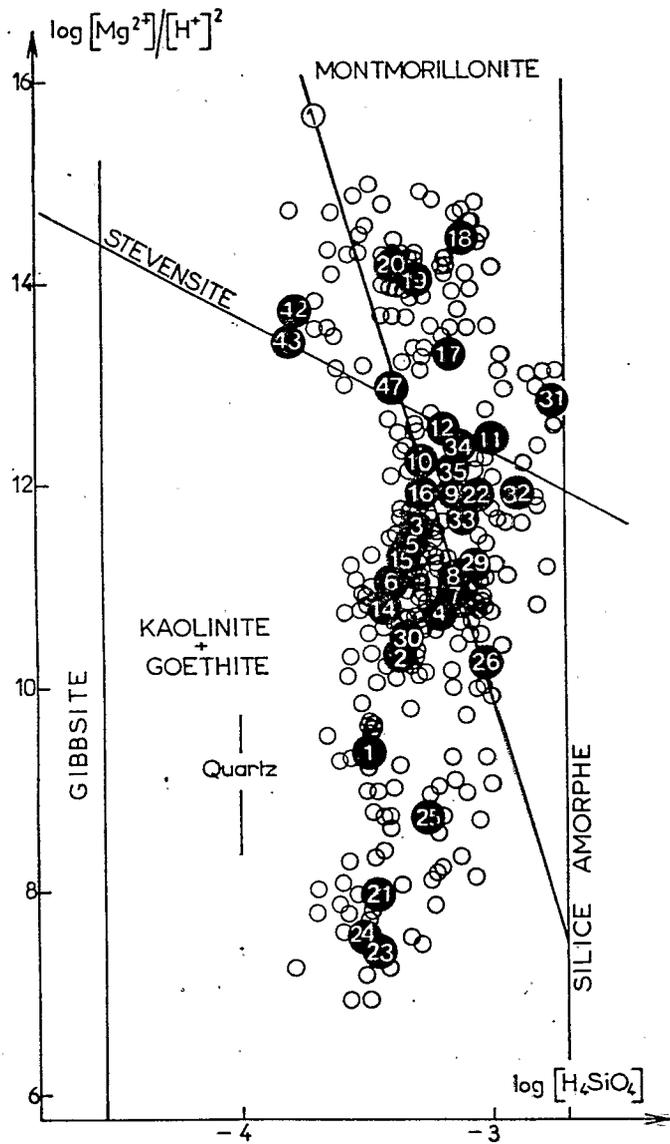


Figure 16- Nuages représentatifs des différents types d'eau du bassin du lac Tchad par rapport aux droites d'équilibre avec la calcite, la beidellite et la stévensite. (Les numéros correspondent à ceux de GAC, 1979).

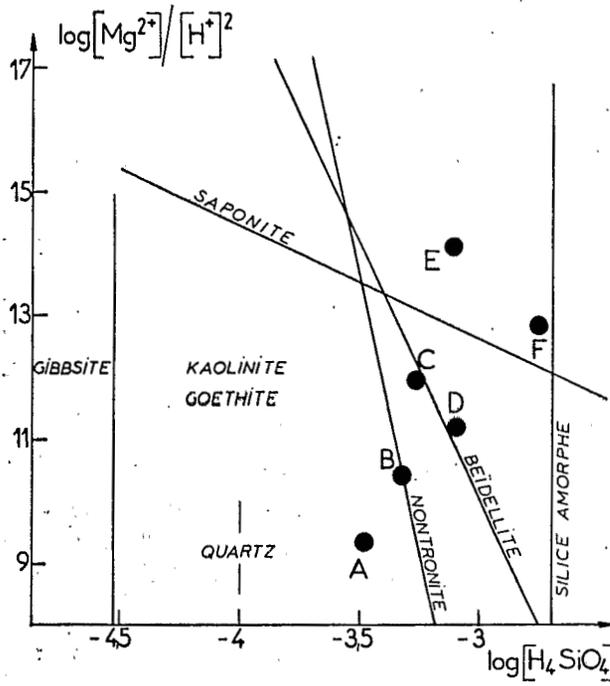


Figure 17- Position des eaux caractéristiques du bassin amont(A), du delta(B), de la partie médiane du lac (C), des vertisols (D) et de la cuvette nord (E et F) dans le sens d'une concentration croissante.

MODELES D'EVAPORATION

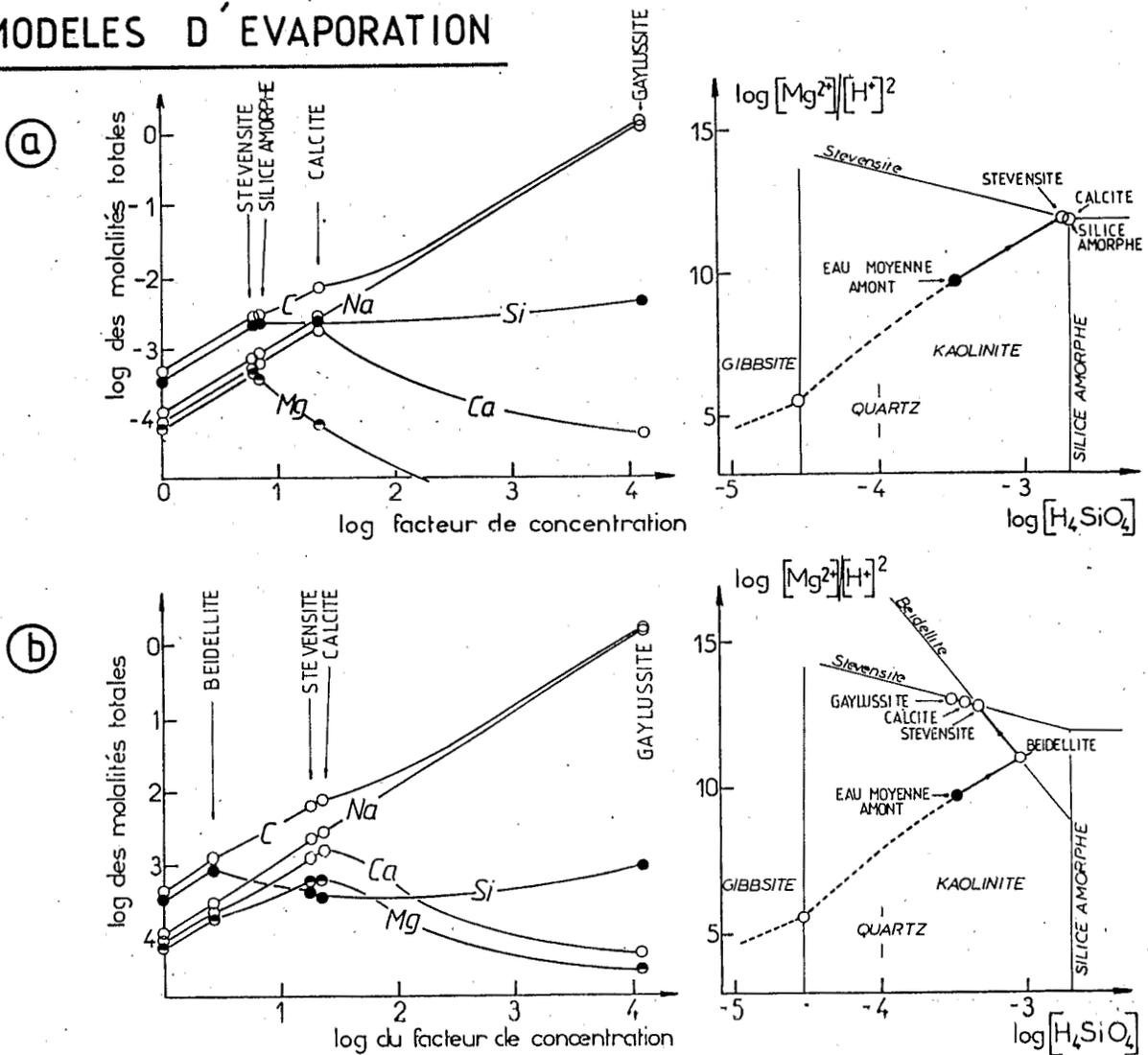


Figure 18- Evolution calculée de la concentration par évaporation de l'eau du bassin amont, en l'absence de matières en suspension (a) et en présence de kaolinite et de goethite (b)

Ceci correspond aussi à un rapport Fe/Al = 0,135 voisin de celui qui caractérise bassin amont et les matières en suspension. La composition du sédiment en montmorillonite, kaolinite et calcite est identique à celle donnée dans le tableau 1.

4- Séquences des sels

Dans la partie nord du lac et sur les bordures des dépressions interdunaires, la calcite ($\text{Ca}_{0,95} \text{Mg}_{0,05} \text{CO}_3$) est le sel dominant. Viennent ensuite (CHEVERRY, 1973; MAGLIONE, 1968, 1974; MAGLIONE et TARDY, 1971; AL-DROUBI, 1976; RIEU, 1978): le gypse ($\text{CaSO}_4 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), la jarosite ($\text{KFe}_3(\text{SO}_4)_2(\text{OH})_6$), la thénardite (Na_2SO_4), la mirabilite ($\text{Na}_2\text{SO}_4 \cdot 10 \text{H}_2\text{O}$) et la bloedite ($\text{Na}_2\text{Mg}(\text{SO}_4)_2 \cdot 4\text{H}_2\text{O}$) dans la voie sulfatée sodique;

le trona ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{NaHCO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$), le natron ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 10\text{H}_2\text{O}$), la thermonatrite ($\text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$), la nahcolite (NaHCO_3), la gaylussite ($\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$), la northupite ($\text{Na}_3\text{Mg}(\text{CO}_3)_2\text{Cl}$), l'halite (NaCl) ainsi que la silice amorphe (SiO_2), la magadiite ($\text{NaSi}_7\text{O}_{13}(\text{OH})_3 \cdot 3\text{H}_2\text{O}$), la kanémitite ($\text{NaH}(\text{Si}_2\text{O}_4(\text{OH})_2 \cdot 2\text{H}_2\text{O})$), la makatite ($\text{NaSi}_2\text{O}_3(\text{OH})_3 \cdot \text{H}_2\text{O}$) et la mordénite ($\text{NaAlSi}_5\text{O}_{12} \cdot 3,5\text{H}_2\text{O}$), dans la voie carbonatée sodique.

5- Le chemin chimique des solutions

La précipitation des sels intervient tardivement lorsque les solutions sont très concentrées. Bien avant, dans des eaux encore relativement diluées, le comportement de la silice, du magnésium et du calcium est réglé par la formation de la nontronite, de la beidellite ferrifère accompagnée de la calcite, de la saponite magnésienne et finalement de la stévensite. Ces contrôles sont perceptibles sur les figures 16, 17 et 18.

On constate que les chemins suivis par l'évaporation sont différents selon qu'elle a lieu en présence ou en l'absence de kaolinite et de goéthite. Lorsque l'évaporation a lieu dans les vertisols ou dans la cuvette sud du lac, la formation de la beidellite maintient la silice à un niveau relativement bas.

Lorsque l'évaporation a lieu en eau libre comme par exemple dans la cuvette nord du lac, la concentration en silice augmente et l'eau parvient à saturation vis à vis de la silice amorphe.

L'évolution de la composition chimique de la solution dépend ainsi des rapports de sels entre solution et suspension. Elle dépend aussi du rapport Fe/Al dans ces mêmes suspensions. Plus le milieu est riche en fer, plus la montmorillonite formée (nontronite) est stable et se forme tôt. Plus le milieu est décanté, plus l'argile formée est siliceuse et magnésienne, moins la saponite est stable et plus elle apparaît tardivement.

X. EVOLUTION DU PAYSAGE

L'ensemble des mécanismes décrits permet maintenant de saisir le paysage dans son évolution et de prévoir le comportement du bassin en cas de changement du climat. Trois situations clefs seront examinées:

- l'érosion et la formation des sols sur le bassin amont,
- la sédimentation dans le lac,
- les fluctuations du niveau du lac.

A- L'EROSION ET LA FORMATION DES SOLS SUR LE BASSIN AMONT.

L'évolution des profils d'altération 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.

En année moyenne, l'érosion en surface se marque par l'exportation annuelle de 3.280.000 tonnes de matières en suspension dont 2.050.000 de kaolinite. L'exportation en silice dissoute se montre, par ailleurs, égale à 795.000 tonnes.

Pour chaque litre d'eau de percolation à travers une roche de densité 2,65, on forme 0,225 m mole de kaolinite, soit 58,1 mg. Dans le profil d'altération reconstitué, chaque m³ de roche altérée contient 743 kg de kaolinite. Il faut donc $12,8 \cdot 10^6$ litres d'eau pour kaoliniser 1 m³ de roche.

Le bassin versant qui couvre une superficie de 330.000 km² draine chaque année, $40,05 \cdot 10^9$ m³ d'eau, c'est à dire 121 litres par m² et par an. Il faut donc $12,8 \cdot 10^6 / 121 = 106.000$ ans pour transformer la roche en kaolinite sur une épaisseur de un mètre, et l'altération progresse chaque année de $9,4 \cdot 10^{-6}$ mètre (ou encore de 9,4 microns/an).

Le tonnage de kaolinite exporté annuellement avec les matières en suspension est de $2,05 \cdot 10^6$ tonnes, tonnage qui correspond au départ, par litre d'eau, de 51,2 mg soit 0,198 m mole 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 m mole 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.

Tous les 100.000 ans, en admettant que les conditions climatiques sont celles de l'année moyenne, les sols s'approfondissent donc de 94 cm et s'érodent de 83 cm.

En année humide, 4.168.000 tonnes en suspension et 1.435.000 tonnes de silice en solution correspondent à une ablation mécanique de 105 cm et à une progression du front

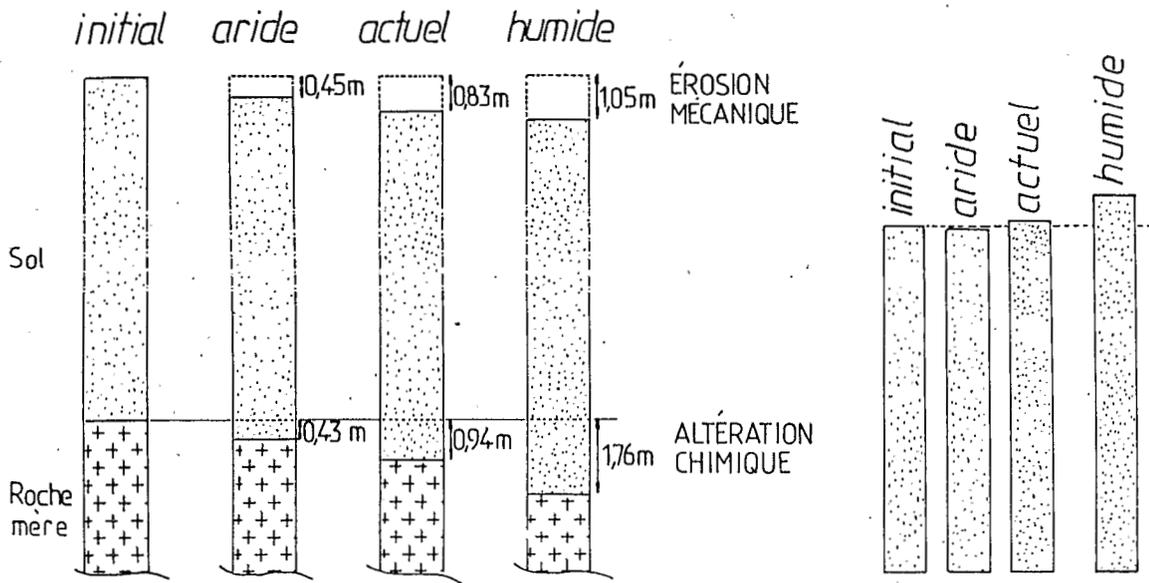


Figure 19-Bilan de l'altération chimique et de l'érosion mécanique en année moyenne, humide ou sèche, pour une période de 100 000 ans

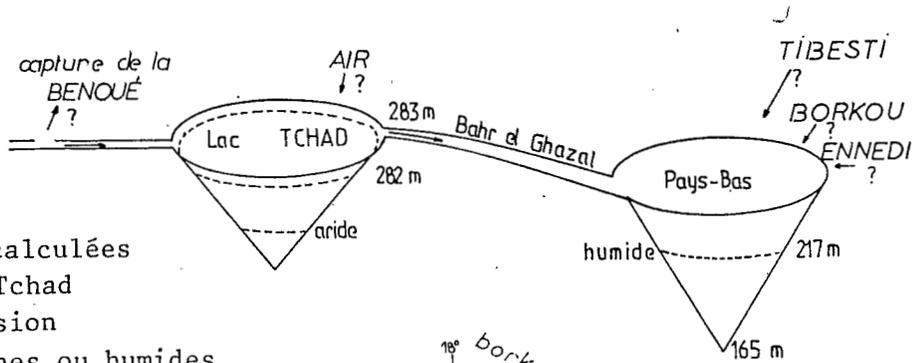
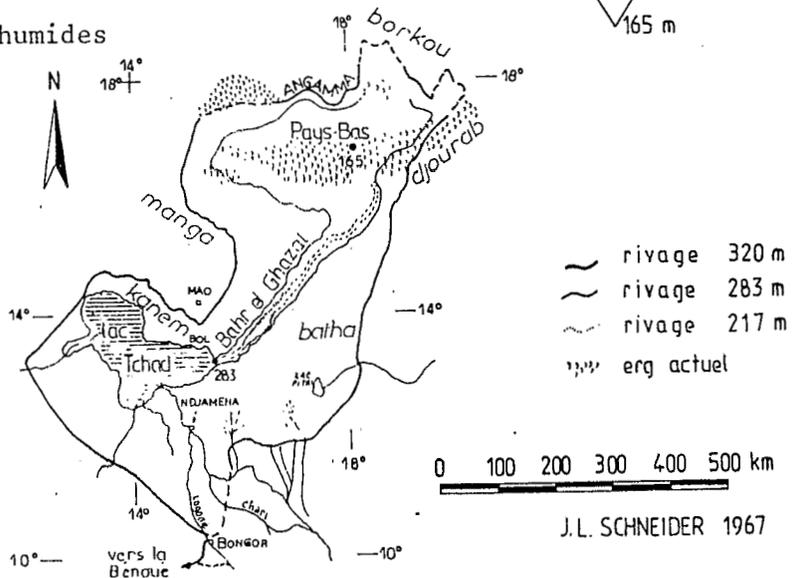


Figure 20- Positions calculées des rives du Lac Tchad après une succession d'années moyennes, sèches ou humides



d'altération de 176 cm tous les 100.000 ans.

En année sèche, le départ est de 1.790.000 tonnes en suspension et de 351.000 tonnes de silice en solution, ce qui correspond à une érosion mécanique de 45 cm et un approfondissement des sols de 43 cm tous les 100.000 ans (Fig. 19).

Ainsi, les érosions mécaniques et chimiques sont toutes deux d'autant plus intenses que la période est plus humide. L'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 km². Pour un tonnage annuel de 2.930.000 tonnes, on forme, tous les 10⁵ ans, 14m de sédiments. En année sèche, le sédiment se dépose sur une surface de 8.150 km². Pour un tonnage annuel de 2.660.000 tonnes, on forme 34 m de sédiment tous les 100.000 ans. En année humide, le sédiment se dépose sur une surface de 53.000 km². Pour un tonnage annuel de 2.890.000 tonnes on forme 5,5 m de sédiment compacté 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: $330.000/21.000 = 15,7$ (km²/km²) 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.

B- LA SEDIMENTATION DANS LE LAC

A cause de la régulation des flux détritiques par les plaines d'inondation, l'apport en suspension au lac est constant quelque soit le régime hydrologique, soit: 2.830.000 tonnes/an. (Tableau 5).

Les quantités de matière en solution sont en revanche très différentes d'une année à l'autre:

4.100.000 tonnes en année humide,

2.580.000 tonnes en année moyenne,

927.000 tonnes en année sèche.

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 m mole de goethite, de 0,233 m mole de kaolinite et de 0,028 m mole de beidellite (héritée des berges), aboutit à la formation d'un sédiment contenant:

0,166 m mole de beidellite,
0,128 m mole de kaolinite,
0,050 m mole de calcite.

La formation de 100 grammes de sédiment qui occupent un volume de 62 cm^3 et une épaisseur de $62 \cdot 10^{-6} \text{ m}$ par m^2 de surface correspond donc à un apport d'eau au lac de $62,8 \text{ m}^3$. Or l'apport annuel du Chari au lac Tchad équivaut à $1,83 \text{ m}^3/\text{m}^2$ de surface ($38,5 \cdot 10^9 \text{ m}^3/21 \cdot 10^9 \text{ m}^2$). Ceci revient à déposer $142 \cdot 10^{-6} \text{ m}$ de sédiment par an. Une durée de l'ordre de 7.000 ans serait donc nécessaire, au rythme des apports actuels, pour constituer au sein du lac une colonne sédimentaire compactée de 1 mètre d'épaisseur.

C- LES MOUVEMENTS DU LAC

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:
 $6,3 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ (Chari) + $0,15 \cdot S$ (pluie) = $2,15 \cdot S$ (évaporation); d'où $S = 8,15 \cdot 10^9 \text{ m}^2 = 8.150 \text{ km}^2$. 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'épisodes 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 éga-

ler les apports d'eaux météoriques et fluviatiles. De la même manière qu'en période sèche, on peut établir le bilan suivant:

$61,0 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ (Chari) + $0,7 \cdot S$ (pluies) = $1,85 \cdot S$ (évaporation) avec $S = 53,04 \cdot 10^9 \text{ m}^2 = 53.000 \text{ km}^2$, en suposant 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. Un modèle simplifié est proposé pour établir les relations entre la surface et la configuration géométrique 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 Pays-Bas dont la partie la plus déprimée vers le 17° parallèle se situe à la cote 165 (SCHNEIDER, 1967), 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 d'un cône droit à base circulaire ($h/r = 1,259 \cdot 10^{-4}$, $S = 1,983 \cdot h^2$). Le second 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 (sillon du Bahr El Ghazal) de 400 km de long et de 25 km de large. La perte annuelle de $13 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ 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 $25,28 \cdot 10^9 \text{ m}^2$, le volume du lac de $95,1 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ et pour un déficit annuel de 0,9 m, on perd par évaporation $22,75 \cdot 10^9 \text{ m}^3$.

L'alimentation annuelle de la dépression nord s'élève à $25,25 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ d'eau. Lorsque l'ensemble du système hydrologique fonctionne en régime d'équilibre hydrique, le nouveau lac formé occupe une surface de 19400 km^2 ce qui correspond à un cône dont la hauteur est de 53 m, le rayon de 79 km et le volume de $340 \cdot 10^9 \text{ m}^3$.

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 20 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 Pays-Bas.

Pour le lac Tchad, le calcul montre qu'une hauteur d'eau de 11,3 m (hauteur qui correspond au seuil de débordement) est atteinte au bout de 7 mois. Pour la dépression du Bodelé, l'équilibre hydrique est obtenu après 150 ans (Fig. 20).

Autrement dit, lorsqu'après une longue période de sécheresse, une période humide se met en place et permet une alimentation de 61.10^9 m³/an, il faut moins d'une année pour remplir le lac Tchad jusqu'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 côte de 217 m, aux pieds des massifs du Tibesti.

CONCLUSION

1- Une situation particulière au centre du Continent africain

Le bassin du lac Tchad est entièrement localisé sur roches cristallines et sur les produits d'altération de ces mêmes roches. A l'heure actuelle, ce bassin est fermé et ne présente aucun débouché vers la mer. Le lac, au centre de la cuvette, n'est alimenté que par la partie méridionale du bassin dont la dynamique actuelle résulte des pulsations climatiques qui ont affecté la région au 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 est d'origine lacustre et qu'il a été ensuite remanié par les eaux fluviales et par une pédogénèse 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 est devenu moins humide au Sud 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

En cas d'aridité accentuée (pluviosité de 900 mm sur le bassin amont), l'étendue du lac se réduit considérablement, la cuvette nord s'assèche et la cuvette sud se morcelle. En cas de retour aux conditions humides (1600 mm sur le bassin amont), le lac est plein, le seuil de 283 m est franchi et les Pays-Bas se remplissent par la gouttière du Bahr El Ghazal. Le lac du Nord est immense et son évolution en saline très lente (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.

4- Sédimentation et subsidence

L'alluvionnement détritique et chimique est au total constant quel que soit le climat. Mais ce sont les sites de dépôt qui diffèrent en période humide et en période aride. Dans la plupart des systèmes hydrologiques, l'accumulation des eaux se fait dans les points les plus bas durant les périodes les plus arides, alors que les rivages amont ne sont submergés qu'en période humide. Il est curieux de constater que dans le cas du Tchad, l'inverse est observé : les points les plus 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. Le rôle de filtre est chaque fois joué par les seuils qui séparent les milieux où les eaux se concentrent en présence ou en l'absence de matériel détritique.

5- Les chemins chimiques des solutions au cours de l'évaporation

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 moyennement 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 îlots 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.

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 et dans les sédiments du lac ouvert en période humide,
- goethite et nontronite : dans les oolithes du delta en période de régression,
- kaolinite et beidellite: dans les vertisols des plaines d'inondation,

- beidellite et stévensite: dans les sédiments de la cuvette nord,
- stévensite, calcite, : dans les bras interdunaires de la cuvette nord du lac, silice amorphe, gaylussite : dans les salines du Kanem site et trona

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 manifestent dans la composition chimique des eaux, la "respiration géochimique" d'un bassin se lit dans son hydrologie.

REMERCIEMENTS - Les auteurs remercient M. Michel MEYBECK, de l'École Normale Supérieure de Paris, pour ses critiques constructives du manuscrit.

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., n°46, 177 p.

- AL-DROUBI A., FRITZ B., GAC J-Y., TARDY Y. (1977) - Prediction of the chemical evolution of natural waters during evaporation. 2nd Int. Symp. on Water-Rock Inter., Strasbourg, 1977, PAQUET et TARDY ed. 2, p. 13-22.
- AL-DROUBI A., FRITZ B., GAC J-Y., TARDY Y. (1979) - Generalized residual alkalinity concept. Application to prediction of the chemical evolution of natural waters by evaporation. Am. J. Sci. (à paraître).
- AUBREVILLE A. (1949) - Climats, forêts et désertification de l'Afrique tropicale. Soc. Ed. Géogr. Maritime, Paris, 351 p.
- BOCQUIER G. (1973) - Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique. Mém. O.R.S.T.O.M., Paris, 62, 350 p.
- BOULVERT Y. (1966) - Reconnaissance pédologique dans l'Ouham. Contribution à l'étude du passage des sols beiges aux sols rouges. Rapport O.R.S.T.O.M., Bangui, 161 p.
- 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. O.R.S.T.O.M., Sér. Pédol., Paris, IV, 3-4, p. 259-275.
- BOULVERT Y. (1969a) - Note sur les savanes de l'Ouham. Rapport O.R.S.T.O.M., Bangui, 27.
- BOULVERT Y. (1969b) - Notice explicative. Carte pédologique de l'Ouham. Batangafo-Moussafoyo en cinq feuilles au 1/100.000. Rapport O.R.S.T.O.M., Bangui, 85 p.
- BOULVERT Y. (1971a) - Carte pédologique de l'Ouham. Kouki en quatre feuilles au 1/100.000. Notice explicative. Rapport O.R.S.T.O.M., Bangui, 79 p.
- BOULVERT Y. (1971b) - Relations entre sols et modelé sur socle précambrien et formations du Continental Terminal dans la région de Kouki (République Centrafricaine). Rapport O.R.S.T.O.M., Bangui, 28 p.
- BOULVERT Y. (1975) - Cartes pédologiques de l'Ouham (République Centrafricaine). Feuilles Bossangoa, Bouca, Batangafo, Kouki au 1/200.000. O.R.S.T.O.M., Paris, 58, 152 p.
- CARMOUZE J.P. (1976) - La régulation hydrogéochimique du lac Tchad. Contribution à l'analyse biodynamique d'un système lacustre endoréique en milieu continental. Trav. et Doc. O.R.S.T.O.M., Paris, 58, 418 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 Sci. Nat. Strasbourg et Mém. O.R.S.T.O.M., Paris, 275 p.
- DENHAM D., CLAPPERTON H., OUDNEY W. (1826) - Narratives of travels and discoveries in northern and central Africa. Trad. Arthus Bertrand, Paris (1926).
- DUPONT B. (1970) - Distribution et nature des fonds du lac Tchad. Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol., II, 1, p 9-42.
- FAURE H. (1966) - Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. Mém. B.R.G.M., 47, 630 p.

- GAC J.Y. (1979) - Géochimie du bassin du lac Tchad. Bilan de l'érosion de l'altération et de la sédimentation. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 249 p.
- GAC J.Y., AL-DROUBI A., FRITZ B. et TARDY Y. (1977a) - Geochemical behavior of silica and magnesium during the evaporation of waters in Chad. Chem. Geol., 19, p. 215-228.
- GAC J.Y., AL-DROUBI A., PAQUET H., FRITZ B. et TARDY Y. (1977b) - 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, U.N.E.S.C.O., Paris, 1977, AHRENS ed., p. 149-158.
- GARDE G. (1911) - Description géologique des régions situées entre le Niger et le Tchad et à l'Est et au Nord-Est du Tchad. Thèse, Librairie scientifique, A. Hermannet Fils, Paris, 284 p.
- GERARD G. (1961) - Contribution à l'étude géologique et minière de la région de Bossangoa (RCA). Rapport I.E.R.G.M., Brazzaville, 3, 209 p. (B.R.G.M.)
- GERARD G. (1963) - Notice explicative sur la feuille de Bossangoa-Est. Rapport B.R.G.M. Brazzaville, 61 p.
- HERVIEU J. (1975) - Evolution du milieu naturel en Afrique et à Madagascar. L'interprétation paléoclimatique du Quaternaire. Essai de synthèse. Init. Doc. Tech., O.R.S.T.O.M Paris, 26, 1, 170 p.
- KARPOFF A.M. (1973) - Géochimie de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Thèse 3^e cycle, Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, 70 p.
- LE MARECHAL A. (1976) - Géologie et géochimie des sources thermominérales du Cameroun. Trav. et Doc. de l'O.R.S.T.O.M., 59, 176 p.
- LEMOALLE J. et DUPONT B. (1973) - Iron bearing oolites and the present conditions of iron sedimentation in Lake Chad (Africa). Ores in sediments: AMSTUTZ and BERNARD ed., Springer, Berlin, p. 167-178.
- 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. et TARDY Y. (1971) - Néof ormation pédogénétique d'une zéolite, la mordénite, associée aux carbonates de sodium dans une dépression interdunaire des bords du Lac Tchad. C.R. Acad. Sci., Paris, 272 D, p. 772-774.
- MAGLIONE G. (1974) - Géochimie des évaporites et silicates néoformés en milieu continental confiné. Trav. et Doc., O.R.S.T.O.M., Paris, 50, 335 p.
- MERMILLOD J. (1961) - Note préliminaire sur les structures et le remplissage de la fosse de Doba. Rapport I.E.R.G.M., 52 p. (B.R.G.M.)
- MESTRAUD J.L. (1958) - Esquisse géologique du Tchad. in: Le Tchad, Chambre de Commerce, Fort-Lamy, p. 24-30. (B.R.G.M.)
- MESTRAUD J.L. (1964) - Carte Géologique de la République Centrafricaine au 1/1.500.000. B.R.G.M.

- 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., 30, 212 p.
- PIAS J. (1958) - Transgressions et régressions du lac Tchad à la fin de l'ère tertiaire et au quaternaire. Commission Scientifique du Logone et du Tchad. C. R. Acad. Sci., Paris, 246, p. 800-803.
- 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. O.R.S.T.O.M., Paris, 2, 438 p.
- PIAS J. (1967a) - Quatre deltas successifs du Chari au Quaternaire (République du Tchad et du Cameroun). C.R. Acad. Sci., Paris, 264 D, p. 2357-2360.
- PIAS J. (1967b) - Chronologie du dépôt des sédiments tertiaires et quaternaires dans la cuvette tchadienne (République du Tchad). C.R. Acad. Sci., Paris, 264 D, p. 2432-2435.
- PIAS J. (1968) - Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette Tchadienne et les sols qui en dérivent. Mém. O.R.S.T.O.M., Paris, 43, 408 p.
- POUIT G. (1958) - Etude géologique des formations métamorphiques, granitiques et charnockitiques de la région de Fort-Crampel (Oubangui-Chari). Bull. Dir. Mines. et Géol., A.E.F., Brazzaville, 13, 28 p. (B.R.G.M.)
- POUIT G. (1959) - Notice explicative sur la feuille de Fort-Crampel Ouest. Rapport I.E.R.G.M., Brazzaville, 13, 28 p. (B.R.G.M.)
- QUANTIN P. (1965) - Les sols de la République Centrafricaine. Mém. O.R.S.T.O.M., Paris 16, 114 p.
- RIEU M. (1978) - Elément d'un modèle mathématique de prédiction de la salure dans les sols irrigués. Application aux polders du Tchad. Thèse Univ. Paul Sabatier, Toulouse, 134 p.
- RIOU Ch. (1972) - Etude de l'évaporation en Afrique Centrale (Tchad, République Centrafricaine, Congo). Mém. O.R.S.T.O.M., Paris, 80, 226 p.
- ROCHE M.A. (1973) - Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad. Thèse, Univ. Paris VI, 398 p.
- SCHNEIDER J.L. (1967) - Evolution du dernier Lacustre et peuplements préhistoriques aux Pays-Bas du Tchad. Bull. Assoc. Sénégalaise Et. Quat. Ouest Afr., 14-15, p. 18-23.
- SERVANT M. (1973) - Séquences continentales et variations climatiques. Evolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Thèse Univ. Paris VI, 348 p.
- TARDY Y., CHEVERRY C. et FRITZ B. (1974a) - Néof ormation 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. Sc., Paris, D, 278, p. 999-2002.

TARDY Y. (1968) - Une méthode de détermination des types d'altération actuelle par l'étude des eaux en pays granitiques et gneissiques. C.R. Acad. Sci., 267 D, 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., 31, 199 p.

TEMPORAL J. (1830) - Traduction de l'ouvrage "Description de la barbarie par Léon l'Africain". in: de l'Afrique, t 1, p. 14-16.

TILHO J. (1906) - Exploration du lac Tchad (février-mai 1904). Géographie, 13, p. 195-214.

TILHO J. (1910-1914) - Documents scientifiques de la mission TILHO (1906-1909). Imp. Nat., Paris, 3 vol.

WACRÉNIER P. (1953) - Rapport de fin de mission, feuilles de Lai-Garoua de la carte géologique. Rapport I.R.G.M., Brazzaville. (B.R.G.M.)

B.R.G.M. B.P. 555, 45 Orléans la Source.

O.R.S.T.O.M. 24 rue Bayard, 75008 Paris.

Yves TARDY



GÉOCHIMIE DES INTERACTIONS

ENTRE

LES EAUX, LES MINÉRAUX ET LES ROCHES

O.R.S.T.O.M.

Fonds Documentaire

N° : 2241 ex 1

Cote B

Date : 31 DEC. 1982

- 1980 -

B-