

THÈSE

présentée

A L'UNIVERSITÉ DE PARIS VI

pour obtenir le grade de

DOCTEUR ÈS SCIENCES NATURELLES

par

Michel-Alain ROCHE

TRAÇAGE NATUREL SALIN ET ISOTOPIQUE DES EAUX DU SYSTEME HYDROLOGIQUE DU LAC TCHAD

Soutenue le 19 Octobre 1973 devant la Commission d'examen

composée de : M.M.L. GLANGEAUD, Président

H. FAURE

J.-C. FONTES

J. RODIER

G. CONRAD

OFFICE DE LA RECHERCHE SCIENTIFIQUE ET TECHNIQUE OUTRE-MER

24, Rue Bayard 75008 PARIS (8^{ème})

R E M E R C I E M E N T S

Je suis heureux de pouvoir exprimer ma gratitude à tous ceux qui par leur travail, leur conseils ou leur amitié, m'ont apporté leur aide.

Monsieur L. GLANGEAUD, Professeur à l'Université de Paris VI, Membre de l'Institut, m'accueillit il y a douze ans dans son Laboratoire de Géologie dynamique où j'acquis alors une formation de base qui me fut toujours de la plus grande utilité. Je suis très sensible à l'honneur qu'il me fait en voulant bien accepter de présider ce jury de thèse.

Mes remerciements s'adressent aussi à Monsieur H. FAURE, Professeur à l'Université de Paris VI et Directeur du Laboratoire du Quaternaire du C.N.R.S., promoteur de l'opération multidisciplinaire "Cuvette tchadienne", pour la confiance qu'il m'a témoignée et l'intérêt qu'il a montré pour mes recherches.

Monsieur J. RODIER, Ingénieur en Chef à l'E.D.F. et Directeur de la Section d'Hydrologie de l'O.R.S.T.O.M. a encouragé et facilité la réalisation de ces travaux. Il les a suivis et l'attention qu'il leur a portée fut pour moi d'un grand soutien. Qu'il trouve ici l'expression de ma reconnaissance.

Mes pensées vont également à Monsieur J.C. FONTES, Maître-Assistant au Laboratoire de Géologie dynamique de Paris. Il m'a conseillé avec compétence et gentillesse jusqu'à l'achèvement de cette étude et pendant l'élaboration du manuscrit. Sa contribution aux recherches isotopiques fut pour moi l'occasion unique d'enrichir les connaissances qu'il m'avait enseignées en ce domaine plusieurs années auparavant. J'ai reçu un accueil cordial dans son laboratoire d'analyses où j'ai pu m'initier aux techniques de mesures isotopiques tout en complétant mes résultats.

Monsieur G. CONRAD, Maître de conférence à l'Université de Rouen, mérite une place particulière dans ma reconnaissance. Il a réussi à me communiquer, dès le début de mes recherches au Sahara, une partie de sa foi dans la géologie et l'hydrologie des zones arides. En guidant mes premiers pas scientifiques, il m'a fait bénéficier de toute son expérience. Les discussions que nous avons eues depuis lors sur les problèmes d'hydrologie m'ont permis de préciser la comparaison des régions désertiques, sahéliennes et tropicales.

Je tiens à remercier Messieurs G. BOCQUIER et P. AUDRY Directeurs du Centre O.R.S.T.O.M. de Fort-Lamy, d'avoir mis à ma disposition le maximum de moyens, en personnel et en matériel, pour la réalisation d'un programme souvent chargé.

J'adresse également mes remerciements aux Chercheurs et Techniciens de l'équipe pluridisciplinaire O.R.S.T.O.M. à laquelle j'étais intégré. Je n'oublie pas en particulier les échanges amicaux réalisés au cours de ces années passées à Fort-Lamy ou en brousse avec mes collègues B. BILLON, P. CARRE et A. CHOURET que j'ai parfois mis à contribution. Mes amis M. et S. SERVANT m'ont offert la précieuse confrontation des phénomènes quaternaires avec l'Actuel. Mes missions communes avec eux ainsi qu'avec C. CHEVERRY et G. MAGLIONE ont toujours été riches en échanges de vue. Je pense en outre à Messieurs R. RANDON, G. DUBOIS, A. BERNARD et R. GATHELIER qui ont participé à de nombreuses observations. Je citerai aussi mes Aides techniques J. BOUHARI, S. BEN SIDI et H. DJIME qui, avec beaucoup de conscience, ont participé à des tâches souvent fastidieuses.

Messieurs BONNET-DUPEYRON et HIERNAUT m'ont accordé des facilités pour l'illustration de l'ouvrage, Monsieur DOSSEUR a supervisé l'exécution de la partie schéma qui a été réalisée au Bureau de l'Hydrologie. L'illustration est due essentiellement à Mademoiselle M. ROCHE. Mesdames RIOTTON et LETHOREY et Monsieur METAYER se sont chargés du travail bien ingrat de la mise au net du manuscrit.

Je suis redevable à la Direction Générale de l'Office d'avoir pu disposer en France du temps nécessaire à la mise au point de l'ouvrage.

P L A N

Programme de recherche et conditions générales d'exécution.

Première partie : REGIME DES TRANSPORTS DE MATIERES VERS LE LAC.

Deuxième partie : TRACAGE NATUREL SALIN ET ISOTOPIQUE DES EAUX DANS LE LAC TCHAD.

Premier chapitre : Le cadre physique du lac Tchad.

Deuxième chapitre : Variations spatio-temporelles des caractéristiques physico-chimiques des eaux du lac Tchad.

Troisième chapitre: Tracage hydrochimique naturel des mouvements des eaux dans le lac Tchad.

Quatrième chapitre: Bilan salin et régulation saline du lac Tchad.
Evaluation des pertes liquides par infiltration.

Troisième partie : TRACAGE NATUREL ISOTOPIQUE ET SALIN DES RAPPORTS ENTRE LE LAC TCHAD ET LA NAPPE PHREATIQUE COTIERE.

CONCLUSION

Bibliographie.

S O M M A I R E

Remerciements

<u>PROGRAMME DE RECHERCHES ET CONDITIONS GENERALES D'EXECUTION.</u>	14
1. Les travaux antérieurs.	14
2. Thèmes, motivation et cadre de l'étude.	15
3. Liaisons avec les études adjacentes.	17
4. Conditions générales d'exécution.	18
4.1. Travaux de terrain	18
4.2. Travaux de laboratoire.	21
4.2.1. Méthodes et précisions des mesures de conductivité.	21
4.2.2. Méthodes de dosage des ions et de la silice.	24
4.2.3. Méthodes de mesure des compositions isotopiques.	25

— PREMIERE PARTIE :

<u>REGIME DES TRANSPORTS DE MATIERES VERS LE LAC TCHAD.</u>	27
<u>1. FACTEURS CONDITIONNELS DE L'ECOLEMENT ET DE L'EROSION DANS LES BASSINS VERSANTS.</u>	29
1.1. Morphologie et réseau hydrographique des bassins versants.	29
1.1.1. Morphologie et réseau hydrographique du bassin du Logone et de l'El Beïd.	29
1.1.2. Morphologie et réseau hydrographique du bassin du Chari.	31
1.1.3. Morphologie et réseau hydrographique du bassin de la Komadougou.	32
1.2. Géologie des bassins versants.	33
1.3. Pédologie des bassins versants.	34
1.4. Climatologie des bassins versants.	34
1.5. Végétation des bassins versants.	35
1.6. Conclusion sur les facteurs conditionnels de l'écoulement et de l'érosion .	35

2. <u>REGIMES HYDROLOGIQUES DES TRIBUTAIRES ET APPORTS LIQUIDES AU LAC TCHAD.</u>	36
2.1. Le régime des hauts bassins.	36
2.2. Le régime des bassins inférieurs.	36
2.3. Les apports liquides au lac Tchad par les tributaires.	37
2.4. Les apports pluviaux au lac Tchad.	41
2.5. Conclusion et choix des stations	41
3. <u>REGIME DES TRANSPORTS EN SUSPENSION VERS LE LAC TCHAD.</u>	42
3.1. Exportation des bassins amonts.	42
3.2. Evolution des transports vers l'aval et apports au lac Tchad.	43
3.3. Nature minéralogique des matériaux transportés en suspension.	44
4. <u>REGIME DES TRANSPORTS EN SOLUTION VERS LE LAC TCHAD.</u>	44
4.1. <u>Expression des salures et corrélation conductivité-salure globale.</u>	45
4.2. <u>Méthode de calcul des concentrations moyennes, des débits et des quantités d'ions transportés.</u>	47
4.2.1. Salures globales.	47
4.2.2. Salures spécifiques.	48
4.3. <u>Variations spatio-temporelles des salures dans les tributaires.</u>	48
4.3.1. Variations saisonnières des salures aux stations amont.	49
A. Variations saisonnières de la salure globale aux stations amont.	49
B. Variations saisonnières des salures spécifiques aux stations amont.	53
4.3.2. Evolution des salures dans le cours inférieur des tributaires.	56
4.3.2.1. Evolution des salures dans le Chari moyen et inférieur.	56
4.3.2.2. Evolution des salures dans le Logone inférieur, de Lafi à Bongor.	56
4.3.2.3. Evolution des salures dans le Grand Yaéré et l'El Beid.	57
A. Stockage des sels en saison sèche.	57
B. Mobilisation des sels par les précipitations.	58
C. Balayage des sels par les débordements du Logone.	59
4.3.2.4. Evolution des salures dans le Logone inférieur de Bongor à Fort-Foureaux.	64
4.3.3. Variations saisonnières des salures du Chari à Fort-Lamy et au Delta.	65

4.4. <u>Salures moyennes des apports fluviaux au lac Tchad.</u>	66
4.4.1. Salures moyennes du Logone à Fort-Foureaux et du Chari à Chagoua, à Fort-Lamy et au Delta.	66
4.4.1.1. Salures globales.	66
4.4.1.2. Salures spécifiques.	69
4.4.1.3. Silice dissoute.	72
4.4.2. Salures moyennes de l'El Beid à Meinari.	73
4.4.3. Salures moyennes de la Komadougou à Gueskéro.	74
4.4.4. Salures interannuelles de l'apport fluvial au lac Tchad.	76
4.5. <u>Quantités de sels transportées par les tributaires.</u>	78
4.5.1. Evolution longitudinale des transports ioniques annuels.	79
4.5.2. Altération ionique spécifique.	79
4.5.3. Variations saisonnières des transports ioniques dans l'ensemble du bassin.	79
4.5.4. Apports interannuels en sels au lac Tchad par les tributaires.	80
4.5.5. Apports en sels au lac Tchad par les tributaires en 1969-1970.	84
4.6. <u>Conclusion.</u>	85
5. <u>APPORTS METEORIQUES DE POUSSIÈRES AU LAC TCHAD.</u>	88
5.1. Apports de poussières insolubles et solubles par les vents.	88
5.2. Apports de sels par les pluies.	89
6. <u>CONCLUSION SUR LES APPORTS EN SELS AU LAC TCHAD.</u>	91
7. <u>COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DES EAUX D'ALIMENTATION DU LAC TCHAD.</u>	91
7.1. Rappel théorique.	92
7.2. Compositions isotopiques de la vapeur atmosphérique.	94
7.3. Compositions isotopiques des pluies.	95
7.3.1. Compositions isotopiques de l'oxygène des pluies.	95
7.3.2. Teneurs des pluies en tritium.	98
7.4. Compositions isotopiques des eaux fluviales.	98
7.4.1. Variations de la composition isotopique de l'oxygène des eaux du Chari et du Logone.	98
7.4.2. Variations de la composition isotopique des eaux de l'El Beid.	101
7.4.3. Compositions isotopiques moyennes des apports fluviaux au lac Tchad.	101
7.4.4. Teneurs en tritium des eaux du Chari et du Logone.	102
7.5. Conclusion sur les compositions isotopiques des apports au lac Tchad.	102
8. <u>APPENDICE : TEMPERATURES DES EAUX DU CHARI.</u>	103

DEUXIEME PARTIE :

<u>TRACAGE NATUREL SALIN ET ISOTOPIQUE DES EAUX DANS LE LAC TCHAD.</u>	105
Premier chapitre :	
<u>LE CADRE PHYSIQUE.</u>	107
1. <u>LA MORPHOLOGIE DU LAC TCHAD.</u>	109
1.1. Description générale du lac Tchad.	109
1.2. Superficie du lac Tchad.	111
1.3. Altitude des fonds et profondeurs des eaux du lac Tchad.	114
1.4. Relation entre le niveau et la superficie des eaux du lac Tchad.	116
1.5. Relation entre le niveau et le volume des eaux du lac Tchad.	118
2. <u>NATURE ET DISTRIBUTION DES FONDS DU LAC TCHAD.</u>	118
2.1. Nature des fonds du lac Tchad.	119
2.2. Distribution des fonds du lac Tchad.	121
3. <u>LA CLIMATOLOGIE DU LAC TCHAD.</u>	122
3.1. Les vents.	123
3.2. Les températures de l'air.	123
3.3. L'humidité relative.	124
3.4. L'insolation.	124
3.5. L'évaporation.	124
3.6. Les précipitations.	126
4. <u>LE REGIME HYDROLOGIQUE DU LAC TCHAD.</u>	126
4.1. Le bilan hydrologique du lac Tchad.	127
4.1.1. Alimentation.	127
4.1.2. Les pertes par évaporation et infiltration.	127
4.2. Les variations du niveau du lac Tchad.	128
4.2.1. Les variations journalières du niveau du lac Tchad.	128
4.2.2. Les variations annuelles du niveau du lac Tchad.	128
4.2.3. Les variations pluriannuelles du niveau du lac Tchad.	128
4.2.4. Les variations spatiales du niveau du lac Tchad.	129

— Deuxième chapitre :

VARIATIONS SPATIO-TEMPORELLES DES CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES

<u>DES EAUX DU LAC TCHAD.</u>	131
1. <u>TEMPERATURES DES EAUX DU LAC TCHAD.</u>	133
1.1. Méthodes et représentativité des mesures.	133
1.2. Présentation des résultats.	135
1.3. Heures des minimums et des maximums.	135
1.4. Stratification thermique.	135
1.5. Températures moyennes.	141
1.6. Températures minimales et maximales.	142
1.7. Ecartes diurnes.	144
1.8. Variations spatiales des températures.	145
1.9. Conclusions et recommandations.	148
2. <u>TRANSPARENCE DES EAUX DU LAC TCHAD.</u>	150
3. <u>pH DES EAUX DU LAC TCHAD.</u>	151
4. <u>SALURES GLOBALES DES EAUX DU LAC TCHAD.</u>	152
4.1. Représentativité de l'échantillonnage.	152
A. Variations verticales de salures.	152
B. Variations locales de salures.	154
4.2. Relations entre la conductivité et la teneur ionique des eaux du lac Tchad.	155
4.3. Présentation des résultats de base sur la salure globale des eaux du lac Tchad.	157
4.3.1. Cartes de conductivité des eaux du lac Tchad.	157
4.3.2. Courbes de variations temporelles de la conductivité à des stations fixes.	157
4.4. Répartition spatiale des salures globales dans le lac Tchad.	158
4.4.1. Principales caractéristiques des salures globales.	158
4.4.2. Gammes régionales de salures globales.	160
4.4.3. Accroissement spatial des salures globales.	162
4.4.4. Gradients de salures globales et principales masses d'eau du lac Tchad.	162
A. Gradients et principales masses d'eau dans l'ensemble du lac.	162
B. Gradients dans les bras côtiers.	170
4.4.5. Salures globales moyennes des eaux du lac Tchad.	172
A. Répartition spatiale des salures globales moyennes annuelles.	172
B. Distribution des salures globales moyennes annuelles en fonction des superficies et des volumes d'eau.	173

4.5. Variations temporelles des salures globales des eaux du lac Tchad.	174
4.5.1. Variations diurnes des salures globales.	174
4.5.2. Variations plurijournalières des salures globales.	175
4.5.3. Variations annuelles des salures globales.	177
A. Présentation des documents.	177
B. Dates des minimums et des maximums annuels des salures globales.	181
C. Amplitudes annuelles des salures globales.	186
4.5.4. Variations pluriannuelles des salures globales du lac Tchad.	187
 5. <u>SALURES IONIQUES SPECIFIQUES DES EAUX DU LAC TCHAD.</u>	 191
5.1. Evolution spatio-temporelle des teneurs ioniques.	191
5.1.1. Les anions.	192
A. Les sulfates et les chlorures.	192
B. Les bicarbonates et les carbonates : l'alcalinité.	192
5.1.2. Les cations.	193
5.2. Evolution spatio-temporelle des teneurs ioniques relatives.	194
5.2.1. Présentation des résultats.	194
5.2.2. Proportions cationiques des eaux fluviales.	195
5.2.3. Proportions cationiques des eaux du lac Tchad.	196
5.3. Rôle du mouvement des eaux dans la répartition des compositions cationiques.	201
 6. <u>TENEURS EN SILICE DISSOUTE DES EAUX DU LAC TCHAD.</u>	 203
 7. <u>COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DES EAUX DU LAC TCHAD.</u>	 204
7.1. Oxygène ¹⁸ dans les eaux du lac Tchad.	204
7.1.1. Evolution spatio-temporelle des compositions isotopiques de l'oxygène.	204
7.1.2. Variations annuelles des compositions isotopiques de l'oxygène.	
7.1.3. Relation entre la composition isotopique de l'oxygène et la salure globale.	212
7.2. Deutérium dans les eaux du lac Tchad.	
7.3. Corrélation entre la composition isotopique de l'oxygène et de l'hydrogène.	214
7.4. Teneurs en tritium des eaux du lac Tchad.	214
 8. <u>CONCLUSION SUR LES CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX DU LAC TCHAD.</u>	 216

— Troisième chapitre :

<u>TRACAGE HYDROCHIMIQUE NATUREL DES MOUVEMENTS DES EAUX DU LAC TCHAD.</u>	217
<u>1. PRINCIPE ET METHODE DU TRACAGE HYDROCHIMIQUE NATUREL DU MOUVEMENT DES EAUX DANS LE LAC TCHAD.</u>	221
1.1. Principe.	221
1.2. Estimations des variations de salure par influence climatique.	224
1.2.1. La présentation du problème.	224
1.2.2. Principe et démonstration mathématique des modèles.	224
1.2.3. Validité temporelle des modèles.	228
1.2.4. Les éléments numériques des modèles.	229
<u>2. CHRONOLOGIE ET SENS DES MOUVEMENTS DES EAUX DANS LE LAC TCHAD.</u>	232
2.1. Mouvements des eaux de juin à septembre.	232
2.2. Mouvements des eaux d'octobre à février.	242
2.3. Mouvements des eaux de février à mai.	252
<u>3. VITESSES DE DEPLACEMENT DES EAUX DANS LE LAC TCHAD.</u>	257
3.1. Estimation des vitesses de déplacement par le traçage hydrochimique naturel.	257
3.1.1. Méthodes d'estimation.	257
3.1.2. Résultats.	259
3.2. Mesures de vitesses au moulinet.	260
<u>4. ESTIMATION DES VOLUMES DEVERSES DANS LA PARTIE SEPTENTRIONALE DU LAC TCHAD.</u>	261
<u>5. CAUSES DE LA CIRCULATION DES EAUX DANS LE LAC TCHAD.</u>	262
5.1. Rôle directeur de la morphologie.	263
5.1.1. Les Golfes.	263
5.1.2. La configuration et l'orientation des rives.	263
5.1.3. La forme et l'orientation des chenaux.	264
5.1.4. Profondeur et section utile.	264
5.2. Déversement des eaux d'alimentation.	265
5.2.1. Conséquences de la distribution spatiale de l'alimentation.	265
5.2.2. Conséquences de la variation temporelle des débits d'alimentation.	265
5.2.3. Coefficients de renouvellement des eaux.	267
5.3. Le frottement des vents.	268
5.4. Le gradient "évaporation-pluie".	269
5.5. Les infiltrations.	270

6. <u>ESSAI D'ESTIMATION DU TEMPS DE SEJOUR DES EAUX DANS LE LAC TCHAD EN FONCTION DES TENEURS EN SODIUM.</u>	270
6.1. Expression du temps.	270
6.2. Valeurs moyennes et écarts des paramètres.	272
6.3. Exemple d'application.	272
6.4. Conclusion sur l'estimation du temps de séjour des eaux dans le lac Tchad.	274
Quatrième chapitre :	
:	
<u>BILAN SALIN ET REGULATION SALINE DU LAC TCHAD.</u>	275
1. <u>SALURES MOYENNES ET QUANTITES DE SELS DISSOUS DANS L'ENSEMBLE DU LAC TCHAD.</u>	279
1.1. Méthode d'estimation.	279
1.2. Variations saisonnières des teneurs moyennes en sels dissous dans l'ensemble du lac. Valeurs annuelles.	280
1.3. Quantités d'ions dissous dans l'ensemble du lac.	280
2. <u>NATURE DES IONS PIEGES DANS LE LAC TCHAD.</u>	284
2.1. Teneurs et proportions ioniques.	284
2.2. Comparaison des rapports de concentrations observés et estimés par formule.	286
2.3. Temps moyens de résidence des sels dans le lac.	286
3. <u>EVALUATION DES PERTES EN SELS DANS LE LAC TCHAD.</u>	287
3.1. Evolution des pertes en sels dans le lac	287
3.2. Pertes moyennes dans l'ensemble du lac.	288
4. <u>LES PHENOMENES BIOCHIMIQUES ET PHYSICO-CHIMIQUES MODIFICATEURS ET REGULATEURS DES SALURES DANS LE LAC TCHAD.</u>	291
4.1. Absorption biochimique de cations.	291
4.1.1. Absorption par la faune.	291
4.1.2. Absorption par la flore.	292
4.2. Précipitation de carbonates.	295
4.3. Phénomènes d'interaction avec les minéraux argileux.	297
4.3.1. Hypothèse d'une dégradation de la kaolinite.	298
4.3.2. Néof ormation de montmorillonites.	299
4.3.3. Adsorption de cations par les argiles.	300

5. <u>EVALUATION DES PERTES EN IONS ET EN EAUX PAR INFILTRATION ET ABANDON SUPERFICIEL.</u>	302
TROISIEME PARTIE :	
<u>TRACAGE NATUREL ISOTOPIQUE ET SALIN DES RAPPORTS ENTRE LE LAC TCHAD ET LA NAPPE PHREATIQUE COTIERE.</u>	307
1. <u>INTRODUCTION.</u>	309
2. <u>CONDITIONS DE GISEMENT DES EAUX SOUTERRAINES.</u>	311
2.1. Les grands systèmes aquifères de la cuvette tchadienne.	311
2.2. Conditions de gisement de la nappe phréatique des rives du lac Tchad.	312
2.2.1. Kanem.	312
2.2.2. Au sud du 13ème parallèle.	313
3. <u>PALEOHYDROLOGIE DU BASSIN TCHADIEN.</u>	314
4. <u>PROFONDEUR DE LA SURFACE PIEZOMETRIQUE DE LA NAPPE PHREATIQUE.</u>	315
5. <u>PIEZOMETRIE DE LA NAPPE PHREATIQUE.</u>	316
6. <u>TRACAGE ISOTOPIQUE ET SALIN NATUREL DES EAUX SOUTERRAINES.</u>	322
6.1. No.	322
6.2. Tchingam.	329
6.3. Soro.	332
6.4. Bol.	335
6.5. Ndjowa, Daguil, Baga Kiskra.	336
6.6. Baga Sola.	337
6.7. Ouyde, Tataverom.	338
6.8. Rives méridionales : régions d'Hadjer el Hamis et de Meinari.	339
7. <u>TENEURS EN TRITIUM DES EAUX DE LA NAPPE PHREATIQUE COTIERE A TCHINGAM ET A BOL (Addendum).</u>	340
8. <u>ANNEXE.</u>	343
<u>CONCLUSION</u>	355
Bibliographie	375

PROGRAMME DE RECHERCHES ET CONDITIONS GENERALES D'EXECUTION.

Le bassin tchadien, cuvette fermée de quelque 2 300 000 km² (fig. 1) se subdivise de nos jours en bassins secondaires endoréiques. Le plus vaste, celui du lac Tchad, qui s'étend entre 6° et 15° N et 7° et 25° E, correspond à la partie essentielle de l'activité hydrologique actuelle de la cuvette. En fait, 99 % de l'alimentation fluviale proviennent des 600 000 km² des bassins du Chari, du Logone et de l'El Beïd, soit d'une superficie équivalente à celle de la France. Par système hydrologique du lac Tchad, nous entendons ainsi les tributaires, le lac lui-même et la nappe phréatique côtière qui lui est associée.

1. LES TRAVAUX ANTERIEURS.

Au siècle dernier, les explorateurs qui découvrirent le lac Tchad furent étonnés par la faible salure des eaux. Les premières données sur les teneurs en sels furent présentées dans les documents de la Mission Tilho (1906-1909). Elles montraient sommairement que la partie septentrionale était la plus minéralisée. E. GUICHARD (1957) et A. BOUCHARDEAU (1958) apportèrent les premières précisions en dressant une carte de conductivité électrique des eaux. Un gradient croissant des concentrations en sels, ayant pour origine le Delta du Chari, était ainsi mis en évidence. A. BOUCHARDEAU (1958) précisait alors l'hypothèse, déjà émise par TILHO, de l'écoulement des eaux et par suite des sels dans une nappe souterraine marginale, phénomène qui expliquerait les concentrations relativement faibles des eaux. R. GRAS (1962-1964) contribua largement à la connaissance de la physico-chimie des eaux de la zone sud-est du lac, en particulier par des mesures de conductivité que complétèrent R. GRAS, A. ILTIS, S. LEVEQUE-DUWAT (1967) et B. DUPONT (1967). En 1957, A. BOUCHARDEAU et R. LEFEVRE présentaient, dans une première monographie du lac (qui a précédé une seconde publication revue et complétée en 1969), des données précises sur la géographie physique et l'hydrologie et établissaient en particulier le bilan hydrologique mensuel. P.J. DIELEMAN et

N.A. de RIDDER (1963) puis J.L. SCHNEIDER (BRGM - 1966) précisèrent certaines relations entre le lac et la nappe de bordure mais, comme tous les anciens auteurs, voyaient une infiltration massive des eaux lacustres à travers les rives en direction des natronières du Kanem.

Ces études préliminaires, qui ne portaient que sur les salures globales, soulevaient évidemment plus de problèmes qu'elles n'en résolvaient. Elles n'en avaient pas moins le mérite de mettre en évidence, d'une part les possibilités que laissaient présumer le régime hydro-climatique et la morphologie du système hydrologique, d'autre part l'intérêt de recherches plus approfondies en ce domaine. Elles posaient en particulier le problème de la régulation saline, lui-même partiellement lié à celui des pertes par infiltration que le bilan hydrologique ne peut séparer des pertes par évaporation. En d'autres termes, tout un domaine nouveau sur la dynamique des sels et des eaux paraissait accessible et d'un intérêt certain pour les Hydrologues.

2. THEMES, MOTIVATION ET CADRE DE L'ETUDE.

L'étude descriptive de l'évolution spatio-temporelle des teneurs en sels (ions majeurs et silice) et en isotopes (oxygène 18, et dans certains cas deutérium, tritium) des tributaires du lac, du lac et de la nappe phréatique associée, a permis de développer les thèmes suivants :

- Régime des transports en solution dans les tributaires du lac Tchad.

- Etablissement d'un bilan salin, avec estimation des quantités déversées et piégées dans le lac et évacuées de celui-ci. Ce bilan conduit à :

- . une explication de la régulation saline du lac,
- . la séparation, dans le bilan hydrologique, des pertes par infiltration et évaporation.



Fig. 1 : Le bassin tchadien.

- Détermination des mouvements des eaux dans le lac et des phénomènes qui les régissent et essai d'évaluation des temps de séjour des eaux dans le lac.

- Rapports entre le lac et la nappe phréatique riveraine.

Ces problèmes intimement liés à la dynamique des eaux ne pouvaient être résolus par des méthodes hydrométriques directes, faute de moyens humains et matériels considérables ou en raison des limites mêmes de ces méthodes. Au moins dans un premier temps, il apparaît préférable de se tourner vers des méthodes indirectes, basées sur le traçage naturel, qualitatif ou quantitatif, que représente l'évolution spatio-temporelle des teneurs en sels (ions majeurs et silice) et en isotopes (oxygène 18, deutérium et tritium) des eaux. Ces méthodes n'ont évidemment pas la prétention de se passer d'un solide contexte hydro-climatique, morphologique, géologique et géochimique sans lequel elles seraient pratiquement inapplicables. Elles ont même impliqué des investigations supplémentaires sur la bathymétrie, la superficie, l'hydrométrie du lac ; sur les conditions de gisement et la piézométrie de la nappe phréatique ... Outre les réponses, spécifiques à la cuvette tchadienne, qu'elle permet d'apporter, cette étude cherche aussi, par sa forme, à préciser la méthodologie du traçage naturel en hydrologie continentale.

Ces travaux s'intègrent à un programme multidisciplinaire de géodynamique externe, entrepris par l'ORSTOM sur l'altération, l'érosion, le transport et la sédimentation dans la cuvette tchadienne. Ils contribuent en particulier à la détermination de la dynamique du vecteur des matières, à la caractérisation physique et chimique du milieu et à l'établissement du bilan géochimique.

Nous espérons, car ce fut une de nos préoccupations, que cette étude fournit par ailleurs les données nécessaires non seulement à d'autres domaines de recherches, mais encore à des problèmes de mise en valeur régionale. Nous pensons en particulier aux recherches biologiques menées par l'ORSTOM dans le système hydrologique du lac et à la mise en valeur agricole qui semble promise à un grand avenir sur les bordures du lac.

3. LIAISONS AVEC LES ETUDES ADJACENTES.

Les données hydrométriques utilisées proviennent de l'exploitation d'un réseau assurée par la Section d'Hydrologie de l'ORSTOM (A. BOUCHARDEAU, B. BILLON, P. CARRE). Les résultats antérieurs à 1968 sont tirés des monographies du Chari (B. BILLON et coll. - 1969 -), du Logone (A. BOUCHARDEAU et coll. - 1968 -), de l'El Beïd, de la Komadougou et du lac Tchad (P. TOUTCHÉBEUF - 1969 -). Il en est de même des données climatologiques pour lesquelles une synthèse sur l'évaporation a été réalisée (CH. RIOU - 1972 -).

L'étude multidisciplinaire qui débuta de 1966 à 1968 entraîna la mise au point de programmes adjacents, parfois partiellement chevauchants, qui furent menés par divers Chercheurs. Les liaisons s'avérèrent ainsi nombreuses et variées.

- Les premières estimations des apports en sels au lac, effectuées dans le cadre des travaux préliminaires (M.A. ROCHE - 1967 -, B. DUPONT - 1968 -), furent complétées par celles des apports en suspension (B. BILLON - 1969 -, P. CARRE - 1972 -, A. CHOURET - 1973 -). Par ailleurs J.Y. GAC (1970) étudiait l'altération et l'érosion dans divers domaines pétrographiques des hauts bassins du Chari-Logone.

- Sur le lac, les liaisons concernaient essentiellement les recherches sur les salures spécifiques (M.A. ROCHE - 1967 à 1972 -, J.P. CARMOUZE - 1968 à 1972 -), le fer (B. LEMOALLE - 1969 -, B. DUPONT et B. LEMOALLE - 1970 -) et les sédiments (B. DUPONT - 1970 -).

- L'alimentation des natronnières et des polders en eaux et en sels amenait G. MAGLIONE (1968 à 1973) et C. CHEVERRY (1967 à 1973) à effectuer des études sur la nappe phréatique.

- Les résultats sur les compositions isotopiques des eaux du lac furent en partie interprétés en collaboration avec les spécialistes de ces méthodes d'analyses (J.C. FONTES, G. MAGLIONE, M.A. ROCHE - 1969, 1970 -, J.C. FONTES, R. GONFIANTINI, M.A. ROCHE - 1970 -).

- La "Commission du Bassin tchadien", qui regroupe les Etats riverains au lac, sollicitait le concours de l'U.N.E.S.C.O. (1969) puis de la F.A.O. (1971) pour l'établissement de synthèses hydrologiques. Sur le plan pratique, une campagne de sondages systématiques était réalisée par la F.A.O. dans les différentes nappes de la cuvette tandis que l'étude isotopique des eaux alors échantillonnées était menée par l'A.I.E.A. (1972).

4. CONDITIONS GENERALES D'EXECUTION.

Une recherche et une homogénéisation des archives disponibles, accompagnée d'une première phase de prospection, nous a permis, de 1966 à 1968, de tenter une approche préliminaire des problèmes (M.A. ROCHE - 1967 à 1970 -, P. TOUCHEBEUF - 1969 -) et de mieux définir le programme que nous avons achevé de 1968 à 1970.

4.1. TRAVAUX DE TERRAIN.

Commencés de 1966 à 1968, les travaux de terrain ont été terminés de 1968 à 1970 par l'étude d'un cycle annuel complet. Ils ont été menés par nous-mêmes, avec parfois l'aide d'un technicien hydrologue (A. MAHIEUX, R. RANDON, A. BERNARD, R. GATHELIER) ou de collègues et amis (P. CARRE, C. LEVEQUE, J.L. LE GUILLOU, R. GOUYET). Ils représentent au total environ une année passée sur le lac ou ses rives et un parcours de 50 000 km en brousse. Les vastes dimensions régions étudiées, le caractère inhospitalier du lac et les conditions très particulières de navigation (faibles profondeurs, tempêtes, isolement en cas de panne...), ont toujours entraîné de grosses difficultés dans le déroulement des travaux. Les missions ont été effectuées avec des moyens très différents selon les possibilités, parfois précaires, du moment, et les difficultés d'accès des régions prospectées. Land Rover, zodiac, pinasse, bateau Jacques Daget, hydravion Cessna (campagne de Juillet 1969) ou aéroglisseur Hovercraft (campagne de décembre 1969) ont été utilisés tour à tour.

4.1.1. Sur les fleuves, l'échantillonnage, en flacons de polyéthylène, comprenait :

- 50 ml, chaque jour ou chaque semaine selon les stations, pour la mesure des conductivités par nous-mêmes au laboratoire à Fort-Lamy,

- 1 ou 2 l, une à cinq fois par mois selon les stations et l'époque de l'année, pour l'analyse des teneurs ioniques au Laboratoire du Centre ORSTOM de Fort-Lamy.

Les prises d'eau étaient faites généralement par les lecteurs d'échelle limnimétrique et recueillies lors des campagnes de contrôle du réseau hydrométrique, tous les deux mois environ. Des prélèvements de contrôle étaient alors effectués.

La fréquence des prélèvements était déterminée à la fois par les contraintes imposées par le nombre d'analyses réalisable et la recherche d'une précision acceptable. Les variations de salures globales observées et la cohérence des bilans dans l'ensemble du bassin montreront que la fréquence des mesures peut être considérée comme satisfaisante. Par contre les proportions ioniques auraient pu être probablement définies avec une meilleure précision aux stations amont par des prélèvements plus fréquents en liaison avec les écoulements distincts qui composent l'hydrogramme annuel.

4.1.2. Sur le lac, le programme de mesures directes et de prélèvements pour l'analyse des eaux en laboratoire a été réalisé lors de missions itinérantes et à des stations fixes.

- Un total de seize campagnes a été effectué sur le lac. Chaque campagne durait d'une à quatre semaines selon la superficie couverte et la densité de l'itinéraire. Pour l'étude du cycle annuel sur l'ensemble du lac, on a essayé de respecter au mieux, avec six campagnes, une fréquence bimestrielle. Les échantillons étaient prélevés en surface (ce qu'autorise l'absence de stratification verticale notable) dans des flacons de polyéthylène : 1 litre pour l'analyse chimique, 1 à 2 litres pour l'analyse du tritium, 10 ml pour l'analyse de l'oxygène 18 et du deutérium. Outre ces prélèvements

d'eau, des mesures directes de températures et de conductivités des eaux et, à certaines campagnes, des mesures d'humidité relative de l'air, de profondeur, de transparence et d'alcalinité des eaux ainsi que des observations sur la nature des fonds, la topographie ... étaient faites systématiquement. Les méthodes détaillées de mesures seront présentées dans les paragraphes correspondants. Plusieurs centaines de valeurs de la conductivité, de deux cents à un millier selon les campagnes, ont été mesurées tous les 2 km en moyenne, le long des trajets empruntés. Ceux-ci visaient à couvrir le lac de façon à obtenir la répartition la plus homogène possible des points de mesures et de prélèvements sur l'ensemble du lac. En moyenne 150 échantillons étaient recueillis lors des grandes campagnes.

- Des stations de prélèvements périodiques, au nombre de 18, fonctionnaient sur le lac. Leur répartition (fig. 66) résulte d'un compromis entre l'intérêt dû à la situation même de la station, son accessibilité et la possibilité de trouver des "préleveurs" en des régions généralement inhabitées ou peuplées de nomades. L'échantillonnage, pour la mesure à Fort-Lamy des conductivités, était journalier en neuf stations, hebdomadaire en deux et mensuel en sept. La fréquence était hebdomadaire pour les échantillons destinés à l'analyse de l'oxygène ^{18} et mensuel pour ceux destinés à l'analyse chimique. Aux deux premiers types de stations, les prélèvements étaient assurés par des "préleveurs" locaux que nous visitions lors des campagnes itinérantes. Les prélèvements mensuels étaient effectués par le "préleveur" local ou de préférence par nous-mêmes, lors des campagnes sur le lac, et sur les rives, dans le cadre de l'étude simultanée des rapports entre le lac et la nappe phréatique.

4.1.3. Dans la nappe phréatique. Les rapports entre le lac et la nappe phréatique côtière ont été étudiés par des sondages effectués soit à la tarière à main dans la partie supérieure de la nappe (0 à 4 m), soit avec une sondeuse sur toute l'épaisseur (70 m). Ces sondages étaient répartis sur les rives orientales (Cameroun et Tchad) selon des axes piézométriques partant du lac jusqu'à des distances pouvant atteindre 20 km à l'intérieur des terres. Le plus souvent, des mesures piézométriques et un nivellement très précis accompagnaient les prélèvements destinés aux analyses chimiques et isotopiques.

Des campagnes mensuelles étaient réalisées sur les rives du Kanem. La fréquence des mesures et de l'échantillonnage dans la partie supérieure était ainsi mensuelle dans quelques points d'eau et trimestrielle sur certains profils côtiers. Les prélèvements effectués à différentes profondeurs ou dans des régions relativement vastes ont été réalisés une seule fois.

4.2. TRAVAUX DE LABORATOIRE.

Les conductivités des échantillons provenant des stations étaient mesurées par nous-mêmes à Fort-Lamy. La conductivité, le pH, les teneurs en ions Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+ , CO_2H^- étaient mesurés au Laboratoire du Centre ORSTOM de Fort-Lamy, sous la direction de R. BLANC. Compte tenu de leurs teneurs pratiquement nulles ou très faibles, Cl^- et SO_4^{2-} n'ont pas été analysés systématiquement.

Les analyses d'oxygène 18 et de deutérium ont été effectuées au Laboratoire de Géologie dynamique sous la direction de J.C. FONTES, en partie par nous-mêmes, et au Laboratoire de Géologie nucléaire de Pise sous la direction de R. GONFIANTINI. Les mesures des teneurs en tritium ont été réalisées par A. MARCE au BRGM.

On peut finalement évaluer que cette étude repose, en ce qui concerne la qualité des eaux, sur environ 20 000 mesures des conductivités, 8000 dosages d'ions ou de silice, 1200 mesures isotopiques d'oxygène, 100 de deutérium, 30 de tritium.

4.2.1. Méthodes et précisions des mesures de conductivité.

A. Méthodes de mesure de la conductivité :

La conductivité, exprimée en $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C, a toujours été mesurée avec le même conductimètre Philips PR 9500. Sur le lac, les mesures ont généralement été effectuées sur place avec une alimentation électrique fournie par une batterie 12 volts et un convertisseur Philips à transistors. Des mesures complémentaires ont parfois été faites avec le même appareil à Fort-Lamy, sur des eaux échantillonnées en flacons de polyéthylène, quand les conditions de déplacement rendaient difficile l'embarquement des appareils. C'était aussi le cas pour les eaux prélevées aux stations périodiques par des agents locaux ou au cours des campagnes sur l'ensemble du système hydrologique.

L'expérience a montré qu'il n'y avait le plus généralement aucune différence significative entre les mesures effectuées sur place ou en laboratoire. Il convenait toutefois que le flacon fut parfaitement propre et rincé au moment du prélèvement.

Sur le bateau, trois dispositifs de mesures ont été employés :

- Une cellule à circulation PR 9511, située dans la cabine, était alimentée directement en eau, soit par l'intermédiaire d'une pompe, soit selon le principe du tube de Pitot lorsque l'embarcation se déplaçait. L'eau était alors prélevée à 0,7 m en dessous de la surface. L'inconvénient majeur était dû au colmatage fréquent du circuit, notamment au niveau de la cellule, par des corps solides en suspension dans l'eau.

- L'eau était prélevée dans un bécber en surface puis amenée à la cabine où la conductivité était mesurée avec une micro-cellule PR 9512-01 ou PR 9513.

- Une pompe (WAB), à galets rotatifs écrasant un tuyau en polyéthylène, prélevait l'eau à 0,6 m en dessous de la surface et l'amenait à la cabine où elle était prélevée dans un bécber et sa conductivité mesurée comme précédemment. Ce procédé s'est révélé le meilleur.

B. Précisions des mesures de conductivité.

La conductivité mesurée est donnée par l'expression :

$$C = \frac{f}{KR} = \frac{A}{R}$$

f est un coefficient de correction fonction de la température, K le coefficient de cellule, R la résistance lue sur l'appareil.

Des mesures faites à différentes températures sur une eau du Chari et de l'Archipel de Bol, ont permis de contrôler la table de correction utilisée pour les coefficients f. Pour une gamme de températures de 15 à 40°C, la déviation est de 0,2 à 0,1 % par dixième de degré et peut engendrer une erreur correspondante en fonction de l'incertitude de lecture.

D'après la notice de l'appareil, pour l'échelle I utilisée, l'erreur relative de mesure est de 1,5 % au milieu de l'échelle et augmente vers les extrémités jusqu'à un maximum de 3 %. L'erreur de lecture est englobée dans ces valeurs. Nous avons vérifié à plusieurs opérateurs l'erreur de réglage qui apparaît négligeable.

Les coefficients des cellules étaient contrôlés au départ et à l'arrivée de chaque campagne par la mesure de conductivité de solutions étalons de KCL N/50 et N/100. Les mesures s'écartaient chaque fois de 0 à $\pm 5\%$ des conductivités théoriques. Ces écarts sont sensiblement en accord avec la somme des erreurs commises sur f et R ; il conviendrait en outre de tenir compte de l'erreur sur le titre des solutions étalons.

Quatre cellules ont été utilisées au cours de l'étude. Bien que faibles, des écarts spécifiques aux cellules ont été constatés. Des corrélations ont été établies entre les valeurs fournies par les cellules sur une gamme d'eaux lacustres de conductivité comprise entre 50 et 1250 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Par souci d'homogénéité, la plupart des valeurs de l'étude ont pu ainsi être ramenées à celles qui ont été fournies par une seule cellule, de coefficient $K = 0,60$, qui a été de loin la plus utilisée. Par rapport aux valeurs données par cette cellule de référence, celles fournies par les autres cellules s'écartaient de $\pm 5,3$ à $- 1,3 \%$ (fig. 2). La cellule 0,73 a été employée avec un appareil différent, automatique, à lecture directe (Philips). Les écarts variaient entre $+ 6,0$ et $- 2,5 \%$ dans la gamme mesurée.

En fait, en se plaçant dans des conditions toujours analogues, c'est-à-dire avec le même montage et le même observateur, un écart supérieur à 1 % sur une même série de mesures peut être significatif. Nous avons eu l'occasion de le vérifier fréquemment sur le lac lors de la mesure de faibles gradients spatiaux de salure. Un exemple est aussi fourni par les mesures effectuées sur un prélèvement unique d'eau du Chari, réparti immédiatement en 20 flacons. Les mesures de conductivité faites au laboratoire une heure plus tard, ont donné les résultats suivants :

- Valeur moyenne de la lecture brute : $R = 0,132 \cdot 10^5 \Omega \cdot \text{cm}$, elle est située vers l'extrémité de l'échelle.

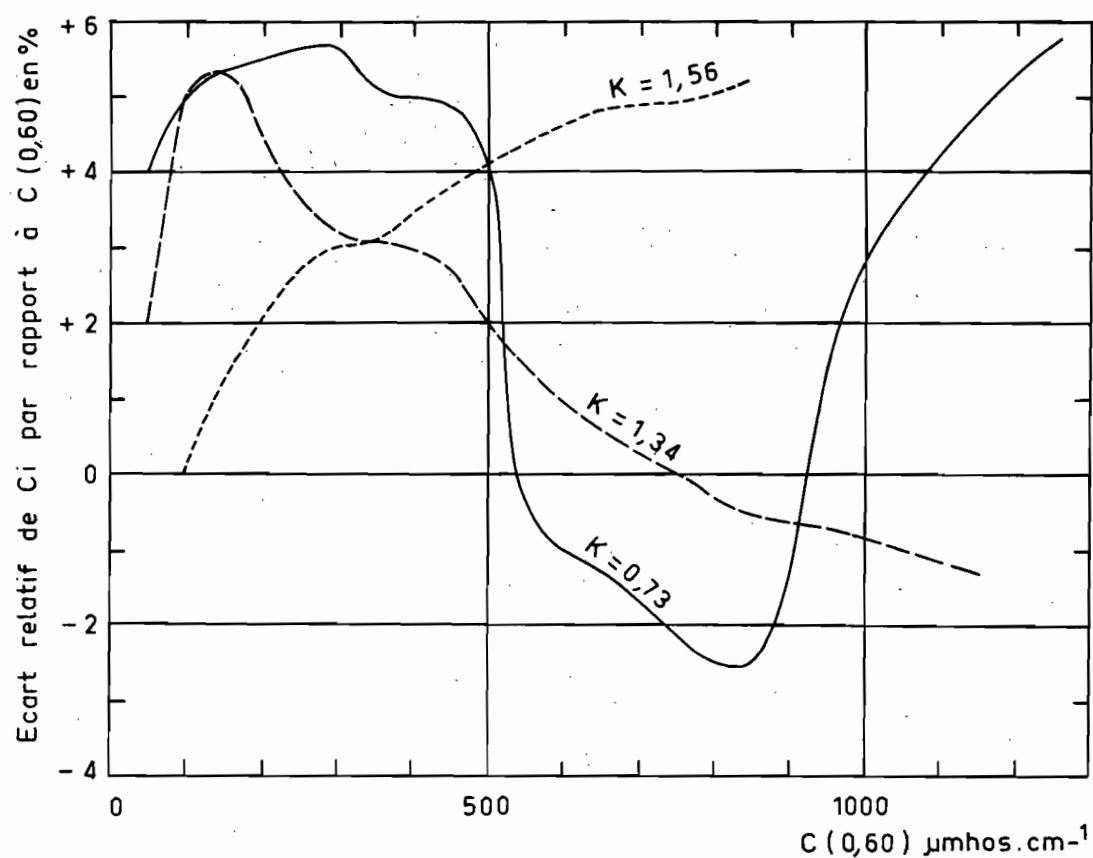


Fig. 2 : Ecart relatif de conductivité (en %) spécifiques de diverses cellules de mesure en fonction de la conductivité. Les valeurs fournies par une cellule de coefficient 0,60 ont été prises comme référence.

- Conductivité moyenne	: 51,1 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$
- Conductivité médiane	: 51,1 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$
- Valeurs extrêmes	: 50,6 et 51,5 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$
- Intervalle de variation	: 0,9 ou 1,8 %
- Ecart type	: 0,267 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$
- Erreur relative maximale	: + 0,8 % et - 1 % soit $\pm 1,0$ %
- Ecart probable	: 0,19 relatif à la moyenne 0,4%

En conclusion, dans la gamme des mesures effectuées simultanément par nos soins et avec le même appareil (exemple d'une campagne), la conductivité est appréciée avec une précision meilleure que 1 % relatif. D'une campagne à l'autre, nous estimons que la comparaison des résultats est significative au-delà de 3 % de variation relative.

4.2.2. Méthodes de dosage des ions et de la silice.

Les teneurs en alcalins et en silice ont été déterminées au spectrophotomètre de flamme JOBIN-YVON. Les autres dosages ont été effectués sur appareil METHROM E 436, avec enregistrements.

Quelques analyses de chlorures ont été effectuées par potentiométrie à l'électrode d'argent et électrode de référence au calomel, en utilisant le nitrate d'argent comme réactif. En pratique, la limite de sensibilité est de 0,1 me/l. Cette limite peut être abaissée par addition d'une solution de chlorures titrée (méthode de l'étalon interne). Les résultats présentés ont été obtenus par colorimétrie au Technicon. La limite de sensibilité est de 0,02 me/l mais la fidélité des résultats n'est guère satisfaisante, la variation peut atteindre 50 % pour une même eau.

Les bicarbonates et carbonates ont été dosés par potentiométrie, avec l'acide sulfurique N/20 à N/100 comme réactif. La limite de sensibilité est de 0,01 me/l et la précision de l'ordre de 1 %.

Le calcium et le magnésium ont été dosés par complexométrie du sel dissodique de l'acide EDTA, N/50 ou N/100. Un échantillon interne est ajouté pour les teneurs inférieures à 0,13 me/l. On détermine sur prises séparées la teneur en Ca à pH supérieur à 12, avec le réactif de Ridder et Patton HHSNN comme indicateur de concentration d'ions, puis la teneur en Ca + Mg, à pH 10, avec le noir ériochrome T. Le virage de l'indicateur est déterminé par colorimétrie. La teneur en Mg est déduite par différence. La précision est meilleure que 5 % relatifs pour le calcium et 7 % pour le magnésium.

Les teneurs en sodium et en potassium ont été déterminées par photométrie de flamme. Les eaux peuvent être diluées jusqu'à 1/10 pour le sodium, selon les concentrations, et jusqu'à 1/2 pour le potassium. La précision peut être évaluée, en fonction des concentrations, de 1 % à 5 % pour le sodium et de 1 à 7 % pour le potassium.

Les concentrations en silice ont été dosées par spectrophotométrie en utilisant le molybdate de potassium comme réactif. La précision des analyses est d'environ 3 %.

4.2.3. Méthodes de mesure des compositions isotopiques.

Oxygène 18. La préparation des échantillons a été effectuée selon la technique en usage au Laboratoire de Géologie dynamique de Paris (FONTES et al. - 1962 -). La prise d'eau (3 ml) est dégazée à plusieurs reprises par condensation-liquéfaction sous vide. L'eau est ensuite équilibrée avec du gaz carbonique à 25° C pendant 12 heures. La composition isotopique du gaz carbonique sec est ensuite mesurée au spectromètre de masse de type NIER (marque VARIAN modèle C H 7) permet de déterminer celle de l'eau. La déviation standard des résultats est de l'ordre de 0,1 ‰.

Deutérium. Les mesures s'effectuent après réduction de l'eau par l'uranium métallique à 700° C selon la technique adoptée par le Laboratoire de Géologie nucléaire de Pise. L'hydrogène sec est analysé au spectromètre de masse ATLAS WERKE M 86 avec une déviation standard de 0,5 ‰.

Tritium. Les mesures des teneurs en tritium ont été réalisées par comptage en scintillation liquide (spectromètre PACKARD du Bureau de Recherches Géologiques et Minières) après enrichissement électrolytique. Le calcul d'incertitude, dont le résultat est précisé pour chaque valeur, tient compte des erreurs dues au comptage, à la détermination du rendement et à l'enrichissement électrolytique.

PREMIERE PARTIE
- o - o - o - o - o - o - o -

REGIME DES TRANSPORTS DE MATIERES
VERS LE LAC TCHAD

1. FACTEURS CONDITIONNELS DE L'ÉCOULEMENT ET DE L'ÉROSION DANS LES BASSINS VERSANTS.

1.1. MORPHOLOGIE ET RESEAU HYDROGRAPHIQUE DES BASSINS VERSANTS.

La superficie, l'altitude moyenne et l'indice de pente des bassins étudiés sont indiqués dans le tableau I.

1.1.1. Morphologie et réseau hydrographique du bassin du Logone et de l'El Beïd.

La partie haute du bassin du Logone correspond au versant nord du plateau de l'Adamaoua qui, du Cameroun, s'étend jusqu'en République Centrafricaine (fig. 3). De cette région descendent les branches mères du Logone : la Vina, la Mbéré, la Lim et la Pendé. Le point culminant est un sommet volcanique de 1923 m d'altitude. Les hauts bassins de la Lim et de la Pendé sont un plateau moins élevé (maximum à 1200 m) que celui du bassin de la Vina. Vers le nord, des massifs, dont les altitudes maximales (1200 à 800 m) sont parfois supérieures à celles de la tête du bassin, obligent les rivières à les franchir par des chutes ou des rapides ou à faire un détour. Au nord de la ligne Bafbokoum-Goré, le Logone et la Pendé pénètrent enfin dans une plaine (altitude de 400 à 500 m), en pente douce vers le nord.

Les altitudes du bassin supérieur du Logone, relativement élevées, favoriseront donc la pluviosité et l'érosion tandis qu'elles limiteront l'évaporation.

Sensiblement au niveau de Laï, après sa confluence avec la Pendé, le Logone pénètre dans une plaine sans relief et la dégradation du réseau hydrographique devient systématique. De Laï à Fort-Foureau, les inondations en hautes eaux peuvent couvrir jusqu'à 25000 km², soit une superficie du même ordre de grandeur que celle du lac Tchad. En rive gauche, les eaux du Logone franchissent les seuils d'Eré et de Dana pour s'écouler par le Mayo Kebbi dans le bassin du Niger. Cette capture du Logone n'évolue pas et les quantités d'eau ainsi soustraites au bassin restent relativement très faibles. Au niveau d'Eré, le Logone reçoit son dernier affluent, la Tandjilé,

Tableau I : Caractéristiques physiques, climatiques et hydrologiques des bassins versants du Chari, du Logone, de l'El Beïd et de la Komadougou (d'après A. BOUCHARDEAU, B. BILLON, P. TOUCHEBEUF et al. - 1968, 1969 -).

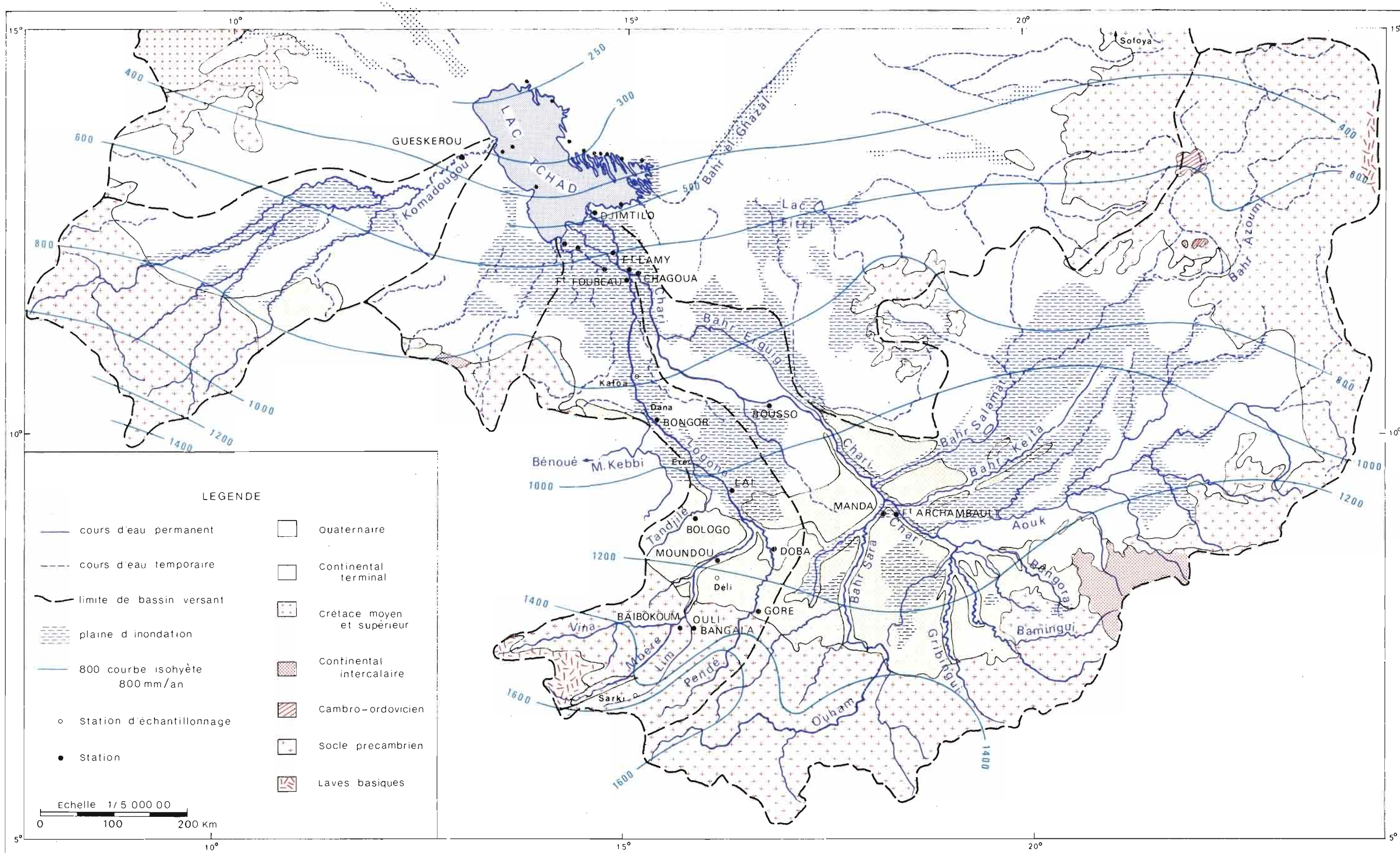
Bassins versants	Superficie (km ²)	Altitude moyenne (m)	Indice de pente	Pluviosité moyenne (mm/an)	Module m ³ /s	Module spéc. l/s.km ²
Logone à Baïbokoum	21 360	922	0,060	1 450	346	16,2
Lim à Ouli-Bangala	4 360	955	0,066	1 410	76	17,4
Logone à Moundou	33 970	807	0,054	1 395	398	11,7
Pendé à Goré	12 020	681	0,053	1 490	139	11,5
Pendé à Doba	14 300	632	0,048	1 450	140	9,8
Logone à Lai	56 700	708	0,044	1 370	544	9,6
Tandjilé à Bologo	3 850	(425)	-	1 145		
Logone à Bongor	71 400	(650)	-	-		
Logone à Fort-Foureau	(75 000)	(615)	-	-	417	6,0*
El Beïd à Meinari	12 500	-	-	700	45,3	-*
Bahr Sara à Manda	80 000	490	0,035	1 350	596	7,5
Chari à Fort-Archambault	193 000	475	0,021	1 080	359	1,86
Chari à Bousso (+ Bahr Erguig)	(450 000)	(425)	-	(1 040)	1 010	2,24
Chari à Chagoua	(525 000)	(405)	-	(990)	973	1,85
Chari à Fort-Lamy	(600 000)	(430)	-	(1 041)	1 390	2,32
Komadougou à Gueskerou	(120 000)	-	-	800	15,6	0,13

* Débit spécifique du Logone et de l'El Beïd réunis.

Les valeurs entre parenthèses ont été estimées d'après des données moins précises.

Fig.3 - HYDROGRAPHIE, PLUVIOSITE, GEOLOGIE DU BASSIN DU LAC TCHAD

SITUATION DES STATIONS



issu des formations du Continental Terminal. De Laï à Bongor, la largeur du lit moyen, très difficile à définir varie entre 3 et 9 km, mais de Katoa à Logone Gana les berges sont totalement estompées et on est en présence d'une plaine d'inondation (yaéré) de 70 km de largeur. Dans ces plaines, de nombreuses zones dépressionnaires peu marquées concentrent de façon plus ou moins efficace les eaux de déversement. En rive droite, la dépression du Ba Illi, la plus importante, longe le Logone sur 290 km avant de le rejoindre.

En rive gauche, les eaux inondent le Grand Yaéré à partir de deux défluent du Logone : le Guerléou et la Logomatia. Elles s'écoulent vers le nord, avec celles qui proviennent pour une faible part des petits cours d'eau du Nord-Cameroun. Puis, au niveau de Fort-Lamy, ces eaux sont drainées par l'El Beïd qui représente le second tributaire du lac Tchad (fig. 17).

L'épandage des eaux dans le bassin inférieur du Logone a pour conséquence un fort accroissement du déficit d'écoulement principalement dû à l'évaporation.

1.1.2. Morphologie et réseau hydrographique du bassin du Chari.

La bordure méridionale du bassin du Chari correspond à une bande de montagnes et de collines en arc de cercle qui s'étend du Cameroun jusqu'au Soudan. Centrée sur la cuvette tchadienne, elle présente une longueur de 1100 km et une largeur variable de 100 à 200 km. L'Ouham (ou Bahr Sara), la trilogie Gribingui-Bamingui-Bangoran, et les affluents de rive gauche de l'Aouk y prennent naissance, dans un paysage assez mamelonné où les altitudes maximales sont comprises entre 1100 m à l'ouest et 500 m à l'est. Les bordures orientales du bassin sont constituées par le Darfour, culminant à 3300 m, le massif de l'Ouaddaï relié par une série de plateaux au massif du Guéra (1600 m) qui forme la bordure septentrionale du bassin.

Entre ces bordures 'inscrit une cuvette, d'altitude comprise entre 500 et 400 m, où le réseau hydrographique se dégrade. De vastes marécages se développent alors dans le cours inférieur de l'Aouk et de part et d'autre des Bahr Keïta et Salamat, si bien que le poids hydrologique de ces dernières rivières est réduit. Depuis le confluent du Bangoran jusqu'à Fort-Archambault,

la plaine d'inondation du Chari peut atteindre 2 à 5 km de large. Après la confluence du Bahr Sara, le lit majeur s'élargit (entre 3 et 8 km) tandis que les affluents de rive droite forment des dépressions parallèles avec des mares plus ou moins temporaires qui peuvent porter la largeur inondée à une vingtaine de kilomètres. Divers effluents, dont le plus important est le Bahr Erguig, rejoignent le fleuve après avoir épandu leurs eaux dans de vastes plaines.

En aval de Fort-Lamy, la Serbéouel se détache du Chari par une brèche dans la rive droite et va se jeter dans le lac Tchad. Nous considérons parfois sa contribution à l'alimentation du lac séparément de celle du Chari.

Les altitudes moyennes dans le bassin du Chari sont donc nettement moins élevées que dans le bassin du Logone, avec une part insignifiante au-dessus de 700 m. Compte tenu des faibles modules des affluents à l'est du Bangeran, on peut conclure que l'influence des montagnes sur le régime hydrologique est minime. Les pentes modérées à faibles ne sont pas favorables à de forts débits spécifiques. L'inondation des plaines du cours inférieur du Chari entraîne cependant des pertes et un écrêtement des crues moins conséquents que dans le Logone.

1.1.3. Morphologie et réseau hydrographique du bassin de la Komadougou.

La Komadougou et ses affluents coulent entièrement sur le territoire de la Nigéria. Le relief du bassin est dans l'ensemble très plat, avec une altitude maximale de 1500 m sur le plateau de Jos. La partie centrale comporte une zone marécageuse, véritable delta intérieur de quelque 10 000 km², alimentée par deux branches principales issues de l'ouest et du sud-ouest. La Komadougou en sort très affaiblie pour se diriger vers le lac Tchad au milieu de plaines d'inondation qui atteignent souvent 10 km de large et où les pertes en eaux continuent à être très importantes.

1.2. GEOLOGIE DES BASSINS VERSANTS.

Les formations précambriennes du Bouclier africain constituent en majeure partie les reliefs des hauts bassins (fig. 3). Elles comprennent essentiellement des granites et des migmatites dans le bassin du Logone, avec en outre des gneiss, des micaschistes et des quartzites dans le bassin du Chari. Dans ce dernier, les roches cristallines peuvent être recouvertes de grès dévonien et secondaires, non métamorphisés, qui forment localement des plateaux de superficie réduite. Des lambeaux de couverture crétacé moyen ont aussi été conservés dans le fossé d'effondrement post-crétacé de la Mbéré. Le socle est également recouvert dans le sud-ouest du bassin de la Vina et l'est du bassin du Chari (Darfour) par des coulées essentiellement basaltiques, d'âge quaternaire dans la première région et miocène à quaternaire dans la seconde.

Le socle disparaît au nord de la ligne Baïbokoum-Goré-Batangafo sous le Continental terminal. D'une puissance de 300 m, celui-ci est formé de dépôts fluviaux lacustres interrompus par des périodes d'oxondation sous climat tropical (sables et grès plus ou moins ferrugineux, roches latéritiques d'origine argileuse).

Le Continental terminal s'ennoie lui-même sous les formations quaternaires du centre de la cuvette, au niveau de Laf et peu en amont de Manda et Fort-Archambault. L'histoire géologique des bassins inférieurs est celle des transgressions et des régressions successives de la mer paléotchadienne (PIAS - 1969 - SERVANT - 1973 -) au cours desquelles se déposent essentiellement des argiles et des sables.

Dans le haut bassin de la Komadougou le socle précambrien affleure à l'ouest et sud-ouest tandis que le reste du bassin est recouvert par les formations quaternaires.

En conclusion, hormis les parties secondaires peu étendues, l'amont du bassin est constitué de terrains imperméables. L'infiltration

dans le Continental terminal est beaucoup plus importante. Quant aux plaines, elles sont généralement recouvertes d'un placage argileux qui limite considérablement les pertes par infiltration.

1.3. PEDOLOGIE DES BASSINS VERSANTS.

Dans l'ensemble du bassin supérieur du Logone et du Chari se sont surtout développés des sols à sesquioxides ferralitiques ou ferrugineux tropicaux, généralement formés sur des arènes granitiques ou des sables. Ils sont essentiellement sableux. Font toutefois exception les sols formés sur les basaltes de l'Adamaoua et des argiles à nodules calcaires des fonds de vallée. Il faut souligner cependant dans les sols sableux l'existence fréquente soit d'horizons imperméables qui sont dus au lessivage des horizons supérieurs et à l'entraînement de l'argile jusqu'à un certain niveau d'engorgement, soit la présence de la roche saine à faible profondeur. Ainsi, des sols d'apparence très perméables ne le sont qu'en surface et deviennent en fin de saison des pluies marécageux pour peu que la pente du sol soit faible. Mais ce n'est pas toujours le cas des bassins qui s'étendent sur le Continental terminal par suite de la forte épaisseur des sables.

Les plaines d'inondation sont recouvertes sur leur plus grande superficie de vertisols, de sols hydromorphes (berbéré) et de leur variante, les sols halomorphes. Ils contiennent fréquemment des nodules calcaires. Le minéral argileux est la montmorillonite. Très crovassés en saison sèche, ils deviennent imperméables lorsqu'ils sont gorgés d'eau.

1.4. CLIMATOLOGIE DES BASSINS VERSANTS.

Le climat et en particulier le régime pluviométrique sur l'ensemble de la cuvette tchadienne est lié aux déplacements du front intertropical (FIT), surface de discontinuité entre les masses d'air tropical continental (Harmattan) et équatorial maritime (Mousson). De novembre à février le FIT reste cantonné au-delà des limites méridionales du bassin puis il commence à migrer vers le nord et atteint son maximum d'extension en août. Son passage marque le début de la saison humide, d'autant plus tardive et brève

que l'on se déplace vers le nord : la saison sèche dure trois mois en tête de bassin et neuf mois sur le lac Tchad. Les hauteurs de précipitations sont maximales en août. L'évolution du climat est ainsi continue depuis le type soudanien III, au sud, jusqu'au type sahélien nord qui, il est bon de le préciser, correspondent respectivement aux régimes hydrologiques tropical de transition et subdésertique (J. RODIER - 1963 -).

Les isohyètes interannuelles ont été reportées sur la carte hydrographique (fig. 3) et les hauteurs interannuelles de pluies sur les bassins mentionnées dans le tableau I . Celles-ci varient de 1500 mm par an dans le sud du bassin à 250 mm dans le nord du lac Tchad.

La figure 4 résume par ailleurs les moyennes mensuelles inter-annuelles des hauteurs de pluies, des températures, de l'humidité relative à quatre stations (sites de collection des échantillons isotopiques) réparties en latitude depuis le haut bassin jusqu'au lac.

Le climat du lac sera l'objet d'une présentation plus détaillée dans l'étude consacrée à cette partie du système hydrologique.

1.5. VEGETATION DES BASSINS VERSANTS.

L'évolution de la végétation en latitude suit celle du climat : on passe progressivement de la savane arborée, à galeries forestières fréquentes, à la pseudo-steppe. Le tapis herbacé, formé surtout de graminées, disparaît en grande partie en fin de saison sèche pour se régénérer après les premières averses. Dans les plaines d'inondation, sa densité et sa hauteur sont remarquables.

1.6. CONCLUSION SUR LES FACTEURS CONDITIONNELS DE L'ECOULEMENT ET DE L'EROSION.

A l'échelle envisagée dans cette étude, l'évolution ouest-est des principaux facteurs bio-physiques dans les hauts bassins se réalise dans le sens d'une diminution de l'écoulement et de l'érosion spécifiques :

- L'altitude décroît, le relief s'atténue, les basses plaines encombrées de végétation herbacée prennent une importance croissante,

- la proportion des terrains précambriens, tertiaires et quaternaires, qui paraissent de moins en moins aptes à s'altérer en raison de leurs natures pétrographiques, augmente ainsi que celle des sols peu perméables,

- la pluviosité décroît avec l'altitude.

Depuis les hauts bassins jusqu'au lac Tchad, ces différents facteurs de l'écoulement et de l'érosion évoluent de la même façon. La durée de la saison des pluies et la pluviosité sont notamment divisées par deux, puis par trois.

2. REGIMES HYDROLOGIQUES DES TRIBUTAIRES ET APPORTS LIQUIDES AU LAC TCHAD.

2.1. Le régime des hauts bassins (J. RODIER - 1963 -, B. BILLON et coll. - 1967, 1968, 1969 -, A. BOUCHARDEAU et coll. - 1968 -) est de type tropical de transition pour une hauteur de précipitation annuelle P supérieure à 1200 mm et tropical pur avec P comprise entre 1200 et 750 mm. Il présente :

- une saison de hautes eaux de juin-juillet à octobre, au cours de laquelle l'hydrogramme est dentelé de pointes d'autant plus nombreuses que le bassin est petit ; le maximum de débit est en septembre,

- une décrue rapide en novembre,

- une saison de basses eaux de décembre à juin. Le tarissement se prolonge pratiquement pendant toute la période de basses eaux, mais les premières pluies peuvent provoquer, dès mars, de petites crues qui viennent alors se superposer au tarissement.

2.2. Le régime des bassins inférieurs, en zone sahélienne, est conditionné par l'inondation des plaines au cours des hautes eaux. Cet épandage sur des milliers de kilomètres carrés a d'importantes conséquences :

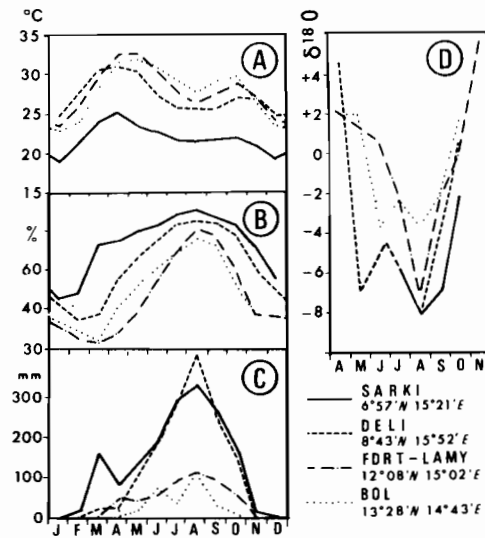


Fig. 4 : Moyennes interannuelles des températures (A), de l'humidité relative (B), de la hauteur de pluies (C), et composition isotopique moyenne pondérée (D) des précipitations en 1969. (J.C. FONTES, R. GONFIANTINI, M.A. ROCHE -1970). Les données climatologiques affectées à la station de collection des pluies de Déli proviennent de la station de Moundou à une vingtaine de kilomètres au nord.

- il entraîne des pertes essentiellement par évaporation, secondairement par infiltration, ou par défluence vers d'autres réseaux hydrographiques (El Beid, Bénoué). Ces pertes sont beaucoup plus fortes en années humides de sorte qu'il y a régularisation sur le plan interannuel. En fait, il convient de souligner que seule la capture du Logone par la Bénoué aux seuils d'Eré et de Dana entraîne une perte effective pour le bassin (0,4 % du module du Logone en année moyenne).

- il régularise l'hydrogramme, abaisse le débit maximal et les débits de crues exceptionnelles. Ainsi, à Fort-Foureau, le débit maximum est presque constant d'une année à l'autre.

- il retarde la décrue, car les effluents et les plaines restituent une partie de leurs eaux. Il s'agit alors d'un report de débit.

Nous avons porté dans le tableau I les modules et les débits spécifiques interannuels aux différentes stations contrôlées. Les volumes écoulés en 1969-1970 sont par ailleurs mentionnés dans le tableau II.

2.3. Les apports liquides au lac Tchad par les tributaires, de 1954-1955 à 1969-1970 sont indiqués dans le tableau II. Cette période de 16 ans est prise en considération pour deux raisons :

- elle correspond en 1969, comme nous le verrons, au temps de résidence moyen du sodium dans le lac (15, 7 ans),

- le niveau du lac en 1953 était voisin de celui de 1969 et l'on se situe ainsi sensiblement dans des conditions d'équilibre.

Les apports fluviaux sont assurés à 91 % par le Chari et le complément par la Serbéouel (5 %), l'El Beid (3 %), la Komadougou (moins de 1 %). Le tableau III permet la comparaison des apports de l'année 1969-1970 et des apports moyens des 16 années précédentes. L'année 1969-1970 apparaît déficitaire par rapport à la moyenne interannuelle, mais les proportions des différents apports sont peu différents.

Tableau II. : Volumes V (10^9 m^3) déversés dans le lac Tchad par les tributaires et les pluies, Altitudes du niveau (m) et superficies A (km^2) maximales et minimales, Volumes V (10^9 m^3) maximum, minimum et moyen ($\bar{V}$) au cours de la période 1954-1955 à 1969-1970.

Année hydrol.	V Chari (1)	V Serbéouel	V El Beïd	V Komadougou	V Fleuve	V Pluie	V Apports	Altitude niveau Lac	A Lac	V Lac	$\bar{V}$ Lac
1954-55	49,2	3,4	2,7	0,3	55,6	10,9	66,5	282,27 281,55	19800 18900	76 63	69,5
1955-56	50,8	3,6	2,6	0,2	57,2	5,6	62,8	282,66 281,99	20100 19400	84 71	77,5
1956-57	45,3	3,0	2,4	0,2	50,9	7,4	58,3	282,96 282,32	20500 19800	89 78	83,5
1957-58	33,6	1,4	0,6	0,3	35,9	5,5	41,4	282,66 281,95	20200 19400	84 70	77,0
1958-59	33,0	1,4	0,6	0,2	35,2	7,1	42,3	282,52 281,62	20050 19000	82 63	72,5
1959-60	38,2	2,0	1,4	0,2	41,8	9,4	51,2	282,52 281,68	20050 19000	81 65	73,0
1960-61	42,0	2,5	1,9	0,2	46,6	5,3	51,9	282,51 281,72	20050 19100	81 65	73,0
1961-62	50,1	3,5	2,3	0,2	56,1	9,3	65,4	283,02 282,42	20600 19950	90 80	85,0
1962-63	48,4	3,3	1,3	0,3	53,3	6,0	59,3	283,32 282,64	20800 20200	97 83	90,0
1963-64	40,2	2,2	1,7	0,2	44,3	5,7	50,0	283,24 282,44	20700 20000	95 80	87,5
1964-65	41,9	2,5	1,1	0,3	45,8	6,6	52,4	283,24 282,47	20700 20000	95 81	88,0
1965-66	27,8	1,1	0,6	0,2	29,7	5,7	35,4	282,80 281,97	20300 19400	87 71	79,0
1966-67	32,6	1,4	0,7	0,3	35,0	6,2	41,2	282,37 281,53	19900 18800	77 63	70,0
1967-68	36,0	1,7	1,5	0,2	39,4	6,6	46,0	282,20 281,50	19700 18800	74 62	68,0
1968-69	31,3	1,3	0,6	0,2	33,4	2,1	35,5	281,80 281,00	19200 18100	68 52	60,0
1969-70	32,5	1,3	1,4	0,2	35,4	3,8	39,2	281,50 280,80	18800 18000	61 49	55,0
Moyenne	39,5	2,2	1,5	0,2	43,4	6,5	49,9	282,23	19650	76	76

(1) Chari au Delta = Chari à Fort-Lamy - Serbéouel à Maltam.

Tableau III : Apports moyens au lac de 1954-1955 à 1969-1970 et apports au cours de l'année 1969-1970.

Année hydrologique : 1er mai au 30 avril :	Unités	Chari	Serbéouel	El Beïd	Komadougou	Total : fleuve :	Pluie	Total : apport :
1954 - 1955	10^9 m^3	39,5	2,2	1,5	0,2	43,4	6,5	49,9
à	%/apports fluviaux	91	5	3	1	100	-	-
1969 - 1970	%/apports totaux	79	4	3	1	87	13	100
1969 - 1970	10^9 m^3	32,4	1,4	1,4	0,3	35,6	4,0	39,5
	%/apports fluviaux	91	4	4	1	100	-	-
	%/apports totaux	82	3,5	3,5	0,5	90	10	100

Le Chari au Delta se caractérise par un régime tropical naturellement régularisé, avec une crue annuelle qui, précédée généralement de petites crues dès avril, débute en juin ou au plus tard début juillet (fig. 24). La pointe de crue se situe presque toujours entre le 15 octobre et le 15 novembre. La décrue puis le tarissement font suite jusqu'en avril, parfois mai. Les apports sont concentrés sur quelques mois : 85 % du volume annuel est déversé au delta du Chari de juillet à décembre, dont 59 % de septembre à novembre. Les volumes mensuels de l'année 1969-1970 sont inférieurs, surtout pendant la crue, aux volumes moyens de la période 1954-1955 à 1969-1970 (tableau IV):

Tableau IV : Volumes (10^9 m^3) déversés par le Chari et la Serbéouel, au cours de la période 1954-1955 à 1969-1970 et de l'année 1969-1970.

Période	M	J	Jt	A	S	O	N	D	J	F	M	A	An
Moyenne de 16 ans	0,6	0,8	1,8	3,7	6,5	9,1	8,9	5,4	2,3	1,2	0,8	0,5	41,7
1969 - 1970	0,5	0,8	1,6	3,6	5,9	7,5	6,6	3,8	1,7	0,9	0,6	0,4	33,8

Le régime de la Serbéouel dépend directement de celui du Chari.

L'El Beïd coule à partir d'octobre, atteint un débit maximum en décembre et janvier puis se tronçonne en mares, en février ou mars. Ses eaux proviennent essentiellement des plaines inondées par les déversements du Logone. Les pluies saturent les plaines auparavant et occasionnent de petites crues de juin à septembre, le plus souvent sans importance pour l'alimentation du lac.

La crue de la Komadougou débute en juin ou juillet. La pointe de crue a lieu en décembre ou janvier. L'écoulement s'arrête en avril ou mai par la formation de mares.

Tableau III : Apports moyens au lac de 1954-1955 à 1969-1970 et apports au cours de l'année 1969-1970.

Année hydrologique : 1er mai au 30 avril :	Unités	Chari	Serbéouel	El Beïd	Komadougou	Total : fleuve :	Pluie	Total : apport :
1954 - 1955	10^9 m^3	39,5	2,2	1,5	0,2	43,4	6,5	49,9
à	%/apports fluviaux	91	5	3	1	100	-	-
1969 - 1970	%/apports totaux	79	4	3	1	87	13	100
1969 - 1970	10^9 m^3	32,4	1,4	1,4	0,3	35,6	4,0	39,5
	%/apports fluviaux	91	4	4	1	100	-	-
	%/apports totaux	82	3,5	3,5	0,5	90	10	100

Le Chari au Delta se caractérise par un régime tropical naturellement régularisé, avec une crue annuelle qui, précédée généralement de petites crues dès avril, débute en juin ou au plus tard début juillet (fig. 24). La pointe de crue se situe presque toujours entre le 15 octobre et le 15 novembre. La décrue puis le tarissement font suite jusqu'en avril, parfois mai. Les apports sont concentrés sur quelques mois : 85 % du volume annuel est déversé au delta du Chari de juillet à décembre, dont 59 % de septembre à novembre. Les volumes mensuels de l'année 1969-1970 sont inférieurs, surtout pendant la crue, aux volumes moyens de la période 1954-1955 à 1969-1970 (tableau IV):

Tableau IV : Volumes (10^9 m^3) déversés par le Chari et la Serbéouel, au cours de la période 1954-1955 à 1969-1970 et de l'année 1969-1970.

Période	M	J	Jt	A	S	O	N	D	J	F	M	A	An
Moyenne de 16 ans	0,6	0,8	1,8	3,7	6,5	9,1	8,9	5,4	2,3	1,2	0,8	0,5	41,7
1969 - 1970	0,5	0,8	1,6	3,6	5,9	7,5	6,6	3,8	1,7	0,9	0,6	0,4	33,8

Le régime de la Serbéouel dépend directement de celui du Chari.

L'El Beïd coule à partir d'octobre, atteint un débit maximum en décembre et janvier puis se tronçonne en mares, en février ou mars. Ses eaux proviennent essentiellement des plaines inondées par les déversements du Logone. Les pluiesaturent les plaines auparavant et occasionnent de petites crues de juin à septembre, le plus souvent sans importance pour l'alimentation du lac.

La crue de la Komadougou débute en juin ou juillet. La pointe de crue a lieu en décembre ou janvier. L'écoulement s'arrête en avril ou mai par la formation de mares.

2.4. LES APPORTS PLUVIAUX AU LAC TCHAD.

L'étude du traçage hydrochimique et isotopique naturel des eaux nécessitera un exposé détaillé de la pluviosité sur l'ensemble de la superficie du lac Tchad (troisième chapitre, paragr. 1.2.4.).

Qu'il nous suffise pour l'établissement du bilan annuel de savoir que les précipitations ont assuré ces seize dernières années un apport variant de 2 à $11.10^9 \text{ m}^3/\text{an}$ (tableau II) ou de 6 à 18 % des apports totaux en eau. La hauteur moyenne estimée à 207 mm en 1969, qui équivaut à 10 % des apports liquides, est parmi les plus faibles observées.

2.5. CONCLUSION ET CHOIX DES STATIONS.

Compte tenu des régimes hydrologiques et des facteurs bio-physiques conditionnels de l'écoulement et de l'érosion, les stations de contrôle (fig. 3 et 17) ont été choisies essentiellement dans le but de caractériser le régime des transports d'ions majeurs.

- depuis la limite des grandes zones d'exportation, à Ouli-Bangala sur la Lim, à Baïbokoum et Moundou sur le Logone, à Goré et Doba sur la Pendé, à Manda sur la Bahr Sara, à Fort-Archambault sur le Chari,

- jusqu'au lac Tchad, à Lai, Bongor et Fort-Fourreau sur le Logone, Tilde Daga et Meinari sur l'El Beïd, Bousso, Chagoua, Fort-Lamy et Djimtilo (Delta) sur le Chari, Gueskéro sur la Komadougou,

- et de définir l'apport fluvial en sels au lac Tchad. Les observations à Fort-Fourreau et à Chagoua permettent d'établir les bilans inter-annuels séparés du Logone et du Chari à leur confluent, situé à Fort-Lamy. Les pertes sont insignifiantes en aval de Fort-Lamy, si bien que le transit à cette station représente l'apport au lac par le Chari (au Delta) et par la Serbéouel.

3. REGIME DES TRANSPORTS EN SUSPENSION VERS LE LAC TCHAD.

Après quelques mesures préliminaires de débits solides dans la cuvette tchadienne (BERTHELOT R. - 1958 -, ROCHE M.A. - 1968 -, DUPONT B. - 1968 -), l'étude du régime des transports en suspension vers le lac Tchad, commencée de façon systématique par BILLON B. (1968), a été continuée par CARRE P. (1972) et CHOURET A. (1973). Nous en présentons, ci-après, les principaux résultats. Parallèlement à ces travaux, GAC J.Y. et al. (1970) ont caractérisé les transports en suspension de l'Ouham à Batangafo en 1969. Par ailleurs, NOUVELOT J.F. (1972) a mené au Cameroun, également en régime tropical, des recherches analogues dont les conclusions générales sont souvent valables pour les hauts bassins du Chari-Logone.

3.1. EXPORTATION DES BASSINS AMONTES.

Les charges (ou concentrations en sédiment) moyennes mensuelles sont minimales (15 à 25 mg/l) pendant l'étiage, en fin de saison sèche. Elles croissent brutalement avec les premières crues, par suite du ruissellement sur sol sec et dénudé de végétation, et atteignent leur maximum au début de la montée des eaux, en juin et juillet dans le Logone à Moundou (250 à 300 mg/l), en juillet dans la Pendé à Doba (250 à 300 mg/l), dans le Bahr Sara à Manda (120 à 150 mg/l) et en juillet ou août dans le Chari à Fort-Archambault (80 à 150 mg/l). Elles décroissent ensuite et atteignent en septembre un minimum plus ou moins marqué, souvent assez voisin des valeurs de l'étiage dans la Pendé et le Chari. P. CARRE y voit la conséquence de la vidange des plaines d'inondation où les eaux sont efficacement filtrées par les hautes herbes. En fait, comme NOUVELOT J.F. l'a montré au Cameroun, la diminution des concentrations au cours de la montée des eaux est provoquée également et dans des proportions beaucoup plus fortes par la croissance de la végétation herbacée, générale dans tout le bassin, et consécutive à l'humectation des sols. Ceci a également été vérifié sur petits bassins représentatifs. Le minimum de septembre est dû ainsi principalement à l'effet conjugué optimal de la végétation, éventuellement dans les plaines inondées, et de la dilution maximale.

En liaison directe avec l'évolution est-ouest des facteurs conditionnels, les concentrations moyennes annuelles en sédiment diminuent de 150 mg/l dans le Logone, 75 mg/l dans la Pendé, 50 mg/l dans le Bahr Sara et 53 mg/l dans le Chari.

Les quantités exportées sont évidemment minimales en saison sèche. Par contre le débit solide maximum, plus ou moins étalé, a lieu au cours de la montée des eaux. Les dégradations spécifiques diminuent fortement de l'ouest vers l'est, étant respectivement de 60, 25, 10 et 1,2 t/km².an à Moundou, Doba, Manda et Fort-Archambault. Ces chiffres ne peuvent guère être utilisés que pour des comparaisons, car pour des bassins versants de 10 000 km² et plus, dans ces régions la signification physique de la dégradation spécifique n'est plus très claire puisqu'il y a déjà eu sédimentation d'une partie des apports et érosion des berges.

3.2. EVOLUTION DES TRANSPORTS VERS L'AVAL ET APPORTS AU LAC TCHAD.

A Fort-Foureau et à Chagoua (fig. 5), le minimum de concentration (15 à 30 mg/l) se produit en octobre ou novembre, à la vidange des plaines d'inondation. Ces valeurs sont inférieures à celles de l'étiage (15 à 30 mg/l). Nous avons personnellement observé près de Logone Birni, dans un drain important de la plaine en rive droite, que la transparence (2 à 4 m) varie comme la hauteur d'eau ; elle décroît en particulier dès que le niveau commence à baisser.

La concentration moyenne mensuelle maximale (440 à 600 mg/l) ainsi que la concentration annuelle (111 à 105 mg/l) à Fort-Foureau individualisent nettement le Logone par rapport au Chari où les valeurs correspondantes sont à Chagoua nettement plus faibles (150 à 120 mg/l et 49 à 57 mg/l). Dans les deux fleuves, ces valeurs sont en liaison avec celles qui ont été mesurées aux stations amont. On remarque, sur trois années d'observation, une faible variabilité des charges moyennes annuelles qui peuvent ainsi être provisoirement définies : 109 ± 4 mg/l à Fort-Foureau, 53 ± 4 mg/l à Chagoua, 71 ± 5 mg/l à Fort-Lamy. L'écart est donc inférieur à ± 10 %. J.F. NOUVELOT (1972) constate également au Cameroun de faibles variabilités interannuelles.

Les quantités annuelles transportées par le Logone et le Chari (fig. 5), de 1,0 à 1,4 million de tonnes sont pratiquement les mêmes. L'évolution défavorable des facteurs conditionnels vers l'aval limite les possibilités d'érosion au voisinage immédiat du réseau et en particulier des berges. L'apport des affluents des cours inférieurs semble négligeable. Une partie des matériaux décante en outre dans les plaines d'inondation. Ainsi le transport annuel à Fort-Foureau représente seulement la moitié ou le tiers des apports réunis du Logone supérieur et de la Pendé. Par contre, la somme des exportations du Bahr Sara et du Chari supérieur est de 20 à 50 % plus faible que le tonnage transité à Chagoua. L'érosion des berges du Chari paraît donc fournir plus de matériaux que les plaines n'en retiennent.

En 1969 (DUPONT) et de 1969-1970 à 1971-1972, années pour lesquelles le module est inférieur à la moyenne, l'apport au lac Tchad varie entre 2,0 et 2,6 millions de tonnes, en admettant que les pertes en aval de Fort-Lamy sont négligeables. Si la concentration interannuelle de 71 mg/l était confirmée par la continuité des mesures, l'apport interannuel serait en réalité voisin de 3 millions de tonnes. Il convient enfin de souligner que près de 60 % de cette quantité est déversée de juillet à septembre, c'est-à-dire au début de la montée des eaux.

3.3. NATURE MINÉRALOGIQUE DES MATÉRIAUX TRANSPORTÉS EN SUSPENSION.

Les analyses granulométriques indiquent qu'en moyenne 55 % de la charge en suspension est constituée d'argiles et le complément de limons et de sables. Par ailleurs, l'analyse diffractométrique aux rayons X révèle une très large dominance de la kaolinite puis du quartz et la présence d'illite (un peu ou traces). A l'exception du Bahr Sara à Manda, les feldspaths sont en faibles quantités ou à l'état de traces. Identifiée dans le Logone, la gibbsite (un peu ou traces) n'apparaît pas aux autres stations. La montmorillonite dont on trouve des traces à Moundou est généralement très peu abondante (un peu ou traces) aux stations aval du Logone et du Chari. On retiendra donc qu'environ 1,5 million de tonnes de kaolinite est déversé annuellement dans le lac. P. CARRE (1972), en soulignant la nature kaolinique des apports pose ainsi le problème de la sédimentation dans le lac Tchad où

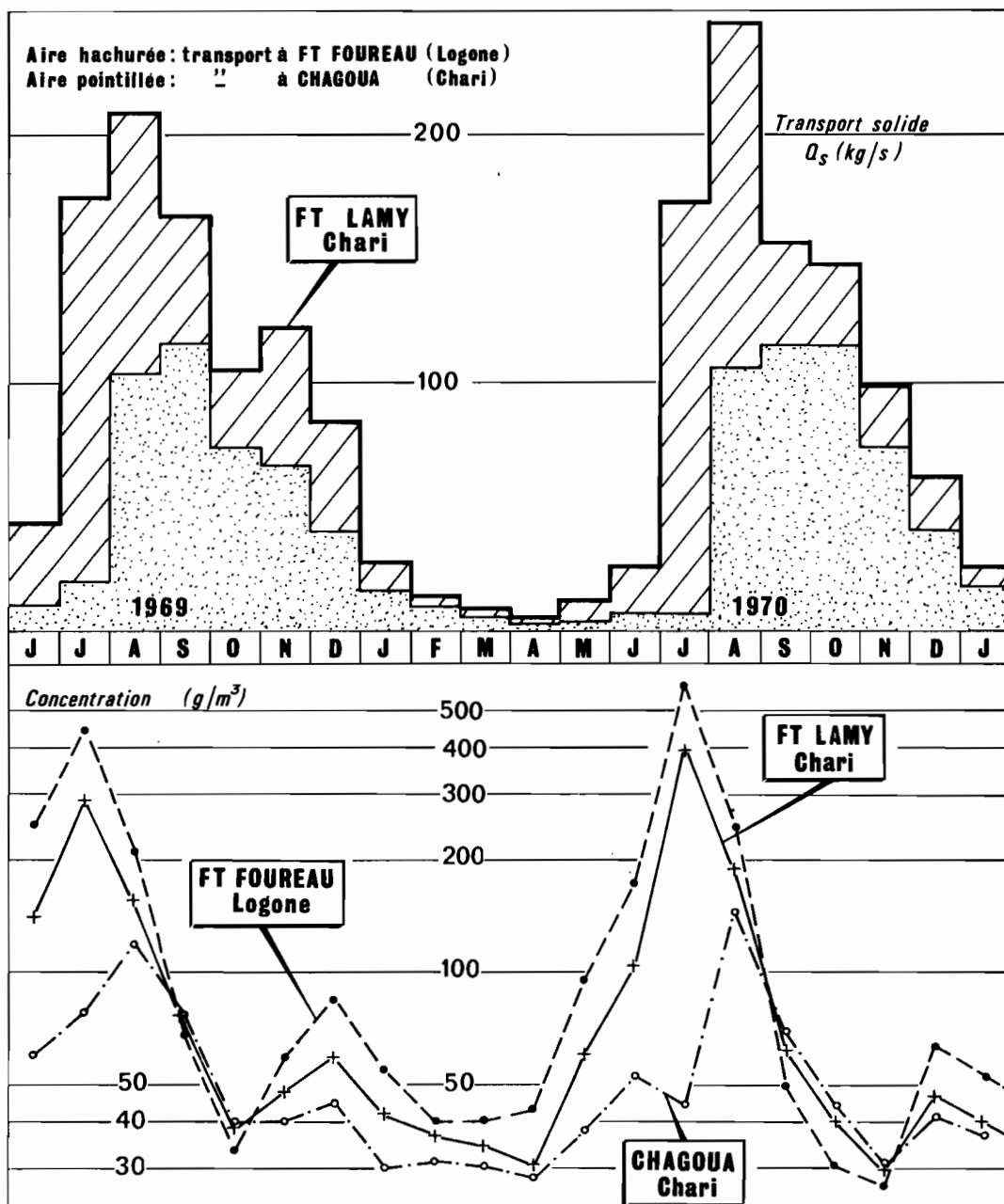


Fig. 5 : Concentrations (mg/l) et transports (kg/s) moyens mensuels de matériaux en suspension par le Logone à Fort-Foureau et le Chari à Chagoua (d'après P. CARRE -1972).

prédomine la montmorillonite (DUPONT - 1970 -). Nous pouvons même étendre ce problème à la sédimentation dans les plaines d'inondation où le minéral argileux prédominant est également la montmorillonite.

4. REGIME DES TRANSPORTS EN SOLUTION DANS LES TRIBUTAIRES ET APPORTS EN SELS AU LAC TCHAD.

4.1. EXPRESSION DES SALURES ET CORRELATION CONDUCTIVITE-SALURE GLOBALE.

Les seuls anions présents dans les eaux fluviales en quantités dosables ($> 0,02$ me/l) par les méthodes utilisées sont des bicarbonates. La salure globale sera exprimée dans tout l'ouvrage en milliéquivalent de cations (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ , K^+) par litre (me/l), c'est-à-dire par la moitié de la teneur ionique globale. Ceci a pour intérêt d'indiquer à la fois la teneur en cations, en anions et en bicarbonates. Elle n'inclut pas la teneur en silice. Nous appelons salure spécifique, la teneur en chaque cation ou anion. La teneur relative, ou proportion, est le rapport de la teneur spécifique d'un cation ou d'un anion à la salure cationique ou anionique globale.

La conductivité d'une eau est directement liée à sa salure globale.

La facilité d'exécution d'une mesure de conductivité a permis d'accroître énormément le nombre de résultats et d'obtenir ainsi des documents beaucoup plus détaillés. Il convient donc de définir la signification de la conductivité en terme de salure globale pour les eaux considérées.

La conductivité d'une solution croît avec la teneur en ions. Pour une solution contenant différents ions (teneurs spécifiques), elle est fonction de la mobilité et des charges électriques de chaque ion et donc des teneurs relatives.

Les relations entre la conductivité et les teneurs ont fait l'objet de nombreuses études par divers auteurs dont les résultats diffèrent sensiblement. Les méthodes reviennent le plus souvent à exprimer la conductivité

en fonction de la force ionique ($u = 1/2 (S_1 Z_1^2 + S_2 Z_2^2 + \dots S_n Z_n^2$, ou S est la concentration molale et Z la valeur de l'ion) ou de la somme des produits des teneurs de chaque ion par des coefficients spécifiques et appropriés. Elles se basent alors sur le fait que la conductivité électrique d'une solution saline complexe est la somme des conductivités attribuées à chacun des ions qu'elle renferme.

A toutes les stations une corrélation a été établie entre la teneur globale en cations rp^+ et la conductivité C , en utilisant les résultats de 1969. Nous présentons sur la figure 6 celles qui se rapportent aux tributaires avant leur débouché dans le lac Tchad. Les équations correspondantes sont indiquées ci-dessous. Il nous paraît également utile pour certaines traduction de mentionner les équations dans lesquelles la teneur ionique globale est exprimée en mg/l :

Tributaires	rp^+ (me/l), C (umhos cm^{-1})	p (mg/l), C (umhos cm^{-1})
Logone à Fort-Foureau	$rp^+ = 0,97.10^{-2} C - 0,02$	$p \neq 0,770 C$
Chari à Chagoua et Djimtilo		
El Beïd à Meinari	$rp^+ = 1,04.10^{-2} C - 0,03$	$p \neq 0,795 C$
Komadougou à Gueskerou	$rp^+ = 0,89.10^{-2} C - 0,02$	$p \neq 0,750 C$

Les légères différences entre les équations peuvent être liées à celles des compositions cationiques.

On remarquera que la conductivité peut être ainsi assimilée, même dans les calculs, à véritable teneur ionique.

Les corrélations conductivité-salure globale seront également établies pour les eaux du lac (paragr. 4.2.).

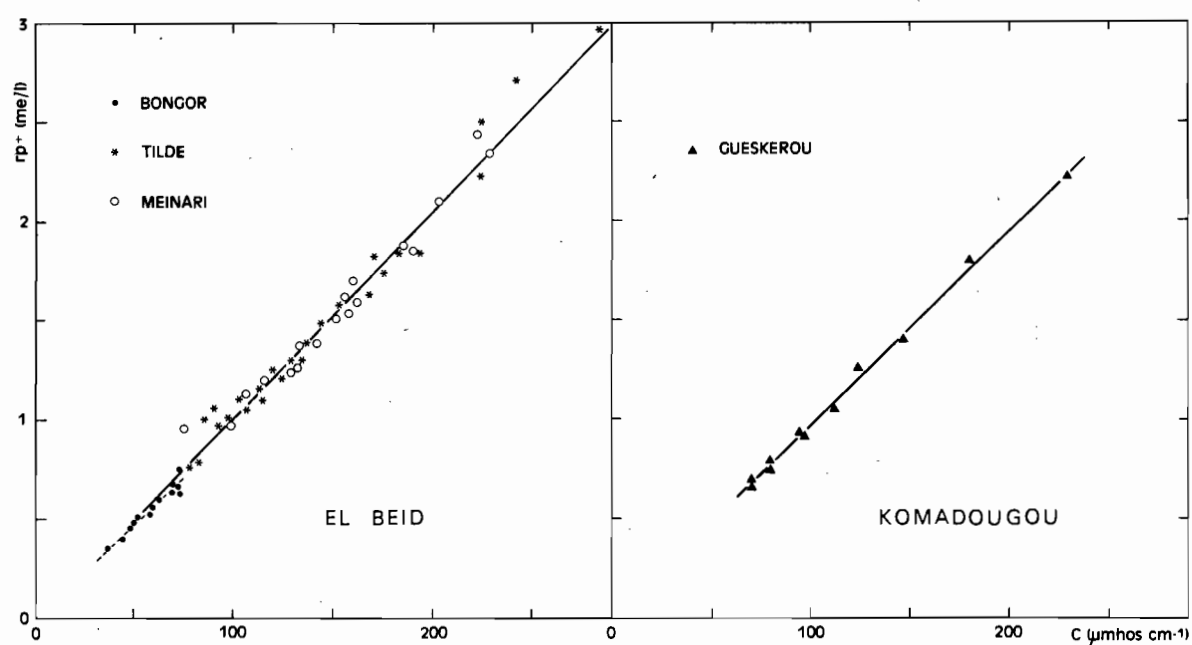
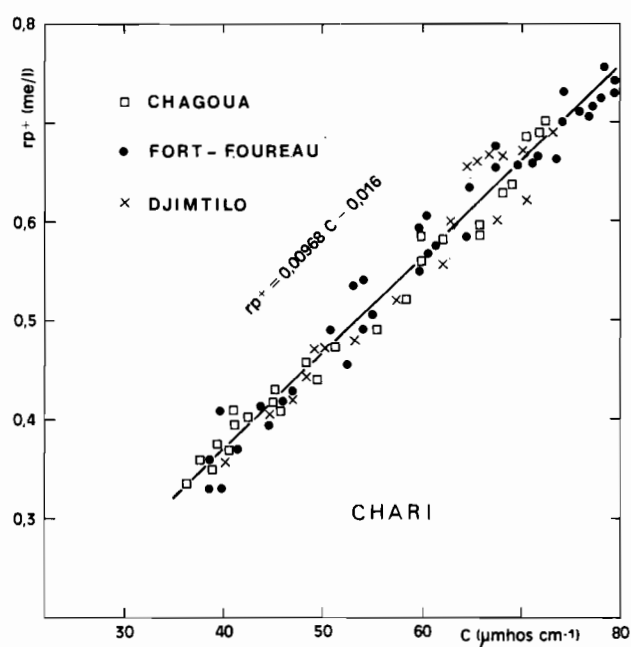


Fig. 6 : Corrélation entre la conductivité électrique C (25°C) et la teneur globale en cations rp^+ des eaux des tributaires du lac Tchad.4

4.2. METHODE DE CALCUL DES CONCENTRATIONS MOYENNES DES DEBITS ET DES QUANTITES D'IONS TRANSPORTEES.

4.2.1. Salure globale.

La méthode pratique de calcul des concentrations, des débits moyens et des quantités de matières en solution ou en suspension transportées à une station fluviale a déjà été exposée en détail (ROCHE M.A.1972). Nous nous limiterons à en rappeler ici le principe des calculs de pondération en fonction des débits liquides Q . La traduction des conductivités C en teneurs globales en cations rp^+ peut s'effectuer soit au niveau des résultats journaliers, soit après le calcul des valeurs moyennes.

Les moyennes hebdomadaires (indice h), mensuelles et annuelles sont estimées à partir des valeurs journalières (indice j). Lorsque seulement quelques mesures sont disponibles dans le mois, une valeur hebdomadaire moyenne est évaluée en pondérant les données disponibles en fonction des intervalles de temps qui les séparent du milieu de la semaine.

On calcule successivement :

- le débit cationique journalier $Q_j rp^{+j}$ ou $Q \overline{rp}^{+h}$ si on dispose seulement d'une salure moyenne hebdomadaire,

- le débit cationique moyen $\overline{Q rp^+} = \frac{\sum Q^j rp^{+j}}{n}$, expression dans laquelle n est le nombre de jour de la période prise en considération (semaine, mois, année),

- la quantité de cations transportée $W = \int Q rp^+ dt = \sum Q^j rp^{+j} N = V \overline{rp^+}$, N étant le nombre de secondes dans un jour. Cette valeur peut être obtenue par planimétrie de l'aire délimitée par la courbe $Q rp^+ = f(t)$ sur la période considéré et les axes de coordonnées. Nous avons adopté cette méthode lors de la première estimation des apports au lac (ROCHE - 1968 -), mais elle devient peu pratique dès que l'on veut obtenir des valeurs hebdomadaires ou mêmes mensuelles,

- la concentration moyenne en cations $\overline{rp}^+ = \frac{Q^j_{rp}{}^+}{\overline{Q}}$.

4.2.2. Salures spécifiques.

Il convient d'estimer, à partir d'une à cinq analyses par mois, les teneurs spécifiques moyennes mensuelles tout en bénéficiant du gain de précision qu'apporte la connaissance des salures globales moyennes obtenues selon le principe exposé plus haut. Il est par ailleurs souhaitable, pour la cohérence des résultats que la somme des teneurs spécifiques moyennes soit égale à la salure globale moyenne évaluée à partir des mesures journalières ou hebdomadaires de conductivité.

Ainsi dans un premier temps, des teneurs moyennes mensuelles des différents cations sont évaluées graphiquement sur les courbes de variation temporelle, tracées à partir des résultats disponibles. Ces valeurs ne sont utilisées que pour définir la composition cationique moyenne mensuelle. En multipliant les teneurs relatives par la salure globale estimée sur la base des mesures journalières ou hebdomadaires, on calcule ensuite les différentes teneurs cationiques moyennes mensuelles. Les teneurs moyennes annuelles sont obtenues après pondération de ces concentrations par les débits moyens mensuels.

4.3. VARIATIONS SPATIO-TEMPORELLES DES SALURES DANS LES TRIBUTAIRES.

Le protocole d'échantillonnage est exposé avec les conditions générales d'exécution du programme (paragr. 4.1.). La distribution des concentrations dans les sections fluviales, a été préalablement étudiée par 3 à 30 mesures de conductivité réparties transversalement en surface ou sur plusieurs verticales à différentes profondeurs. Elle apparaît en général suffisamment homogène pour qu'un seul prélèvement effectué en surface dans le courant, à quelques mètres du bord, soit représentatif de l'ensemble du volume écoulé au même instant à travers toute la section. Toutefois, nous verrons plus loin que la distribution des salures dans l'El Beïd à Tildé est très hétérogène, en raison du mode d'alimentation particulier de ce cours d'eau.

Les fig.7 à 16, 18 à 24 et 26 illustrent les variations saisonnières des débits liquides de la conductivité et des salures spécifiques observées de 1968 à 1970 aux principales stations des tributaires du lac Tchad. Le tableau V indique les teneurs globales en cations moyennes mensuelles maximales, minimale et annuelle en 1969-1970.

4.3.1. Variations saisonnières des salures aux stations amont.

A. Variations saisonnières de la salure globale aux stations amont.

A la fin de la phase de tarissement, la salure des eaux atteint son maximum annuel, de 0,5 à 0,8 me/l selon les cours d'eau (fig. 7).

Les petites crues, qui en mars ou avril se superposent au tarissement, entraînent une diminution, surtout très marquée dans les affluents du Logone, de la teneur cationique globale dont le minimum (de 0,3 à 0,5 me/l) est synchrone du débit de pointe. Toutefois, la diminution de la salure ne débute qu'à partir d'un certain débit. A Moundou, par exemple, le débit doit s'accroître au-delà de 40 à 50 m³/s pour que la concentration commence à décroître. En deçà de ces valeurs, l'écoulement peut s'accompagner d'une augmentation de salure. Après le passage de tels écoulements, la teneur en sels tend à présenter à nouveau ses valeurs initiales.

Après la saison sèche, de telles crues sont provoquées par les premières précipitations qui tombent sur un sol sec, et dénudé de végétation herbacée. Plusieurs cas peuvent se produire :

- les plus fortes averses, gagnent rapidement le réseau hydrographique, restant d'autant moins longtemps en contact avec le sol que le débit est élevé. Si la charge en suspension augmente alors rapidement en fonction du débit (P. CARRE - 1972 -, J.F. NOUVELOT - 1972 -), celle en solution suit une variation inverse conforme à une dilution croissante,

- les faibles pluies restent plus longtemps en contact avec les sols, par ailleurs la dilution est moindre. On peut alors observer un accroissement des salures lors des crues de faible importance,

- tout au début des premiers écoulements, les eaux balayent d'abord les mares et les petites dépressions du réseau hydrographique où les sels se sont concentrés pendant l'étiage : la charge en solution s'accroît.

Dès la fin d'avril, ces écoulements se succèdent fréquemment et la salure, tout en fluctuant, tend à diminuer jusqu'au minimum annuel (de 0,3 à 0,4 me/l). Celui-ci est atteint en juin et juillet sur le Logone et la Lim et en juillet et août sur la Pendé, le Bahr Sara et le Chari. Il est synchrone du maximum de la charge en suspension. Il coïncide avec le début de la grande crue tropicale dont il précède la pointe de deux à trois mois.

Pendant la montée des eaux et la décrue, la salure tend à augmenter plus ou moins rapidement selon les rivières. Le Chari, en raison de son alimentation plus diversifiée et d'un réseau déjà jalonné de plaines d'inondation, montre une variation différente avec une forte augmentation lors de la pointe de crue très étalée. Les charges en suspension suivent par ailleurs une variation inverse.

Les charges en solution et en suspension au cours de la crue suivent ainsi à l'échelle annuelle une variation inverse, car l'érosion mécanique et chimique dépendent de facteurs bio-physiques communs aux effets contraires :

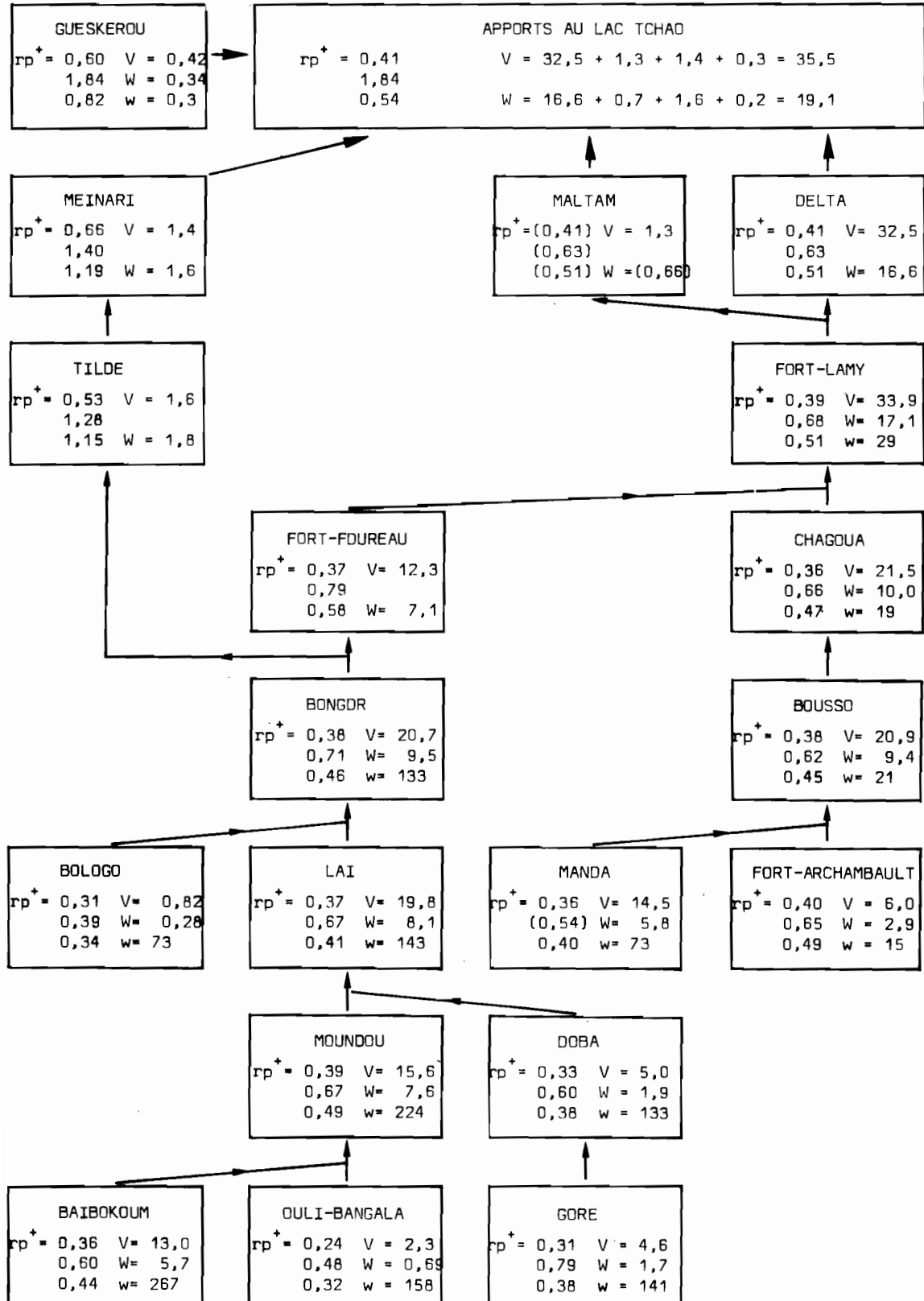
- la vitesse du ruissellement dont est fonction :

. l'intensité de l'érosion mécanique,

. le temps de contact des eaux avec les terrains et par suite la minéralisation de celles-ci.

- La densité du tapis herbacé qui :

Tableau V : Teneurs globales en cations moyennes mensuelles rp^+ (me/l) maximale, minimale et annuelle ; volume d'eau annuel exporté V ($10^9 m^3$), quantité annuelle de cations exportée W (10^{12} me), altération spécifique w ($10^6 me/km^2.an$) aux différentes stations du bassin versant du lac Tchad en 1969-1970.



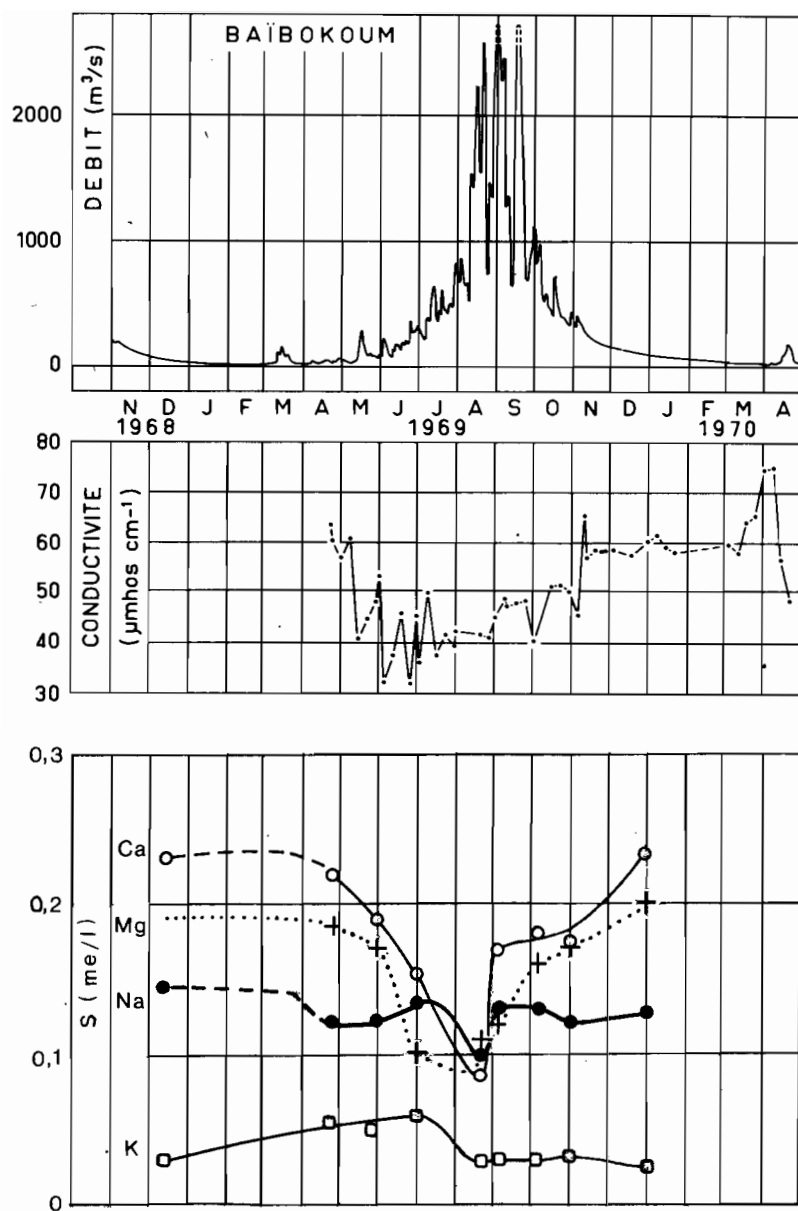


Fig. 7 : Variations des débits, des conductivité (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux du Logone à Baïbokoum.

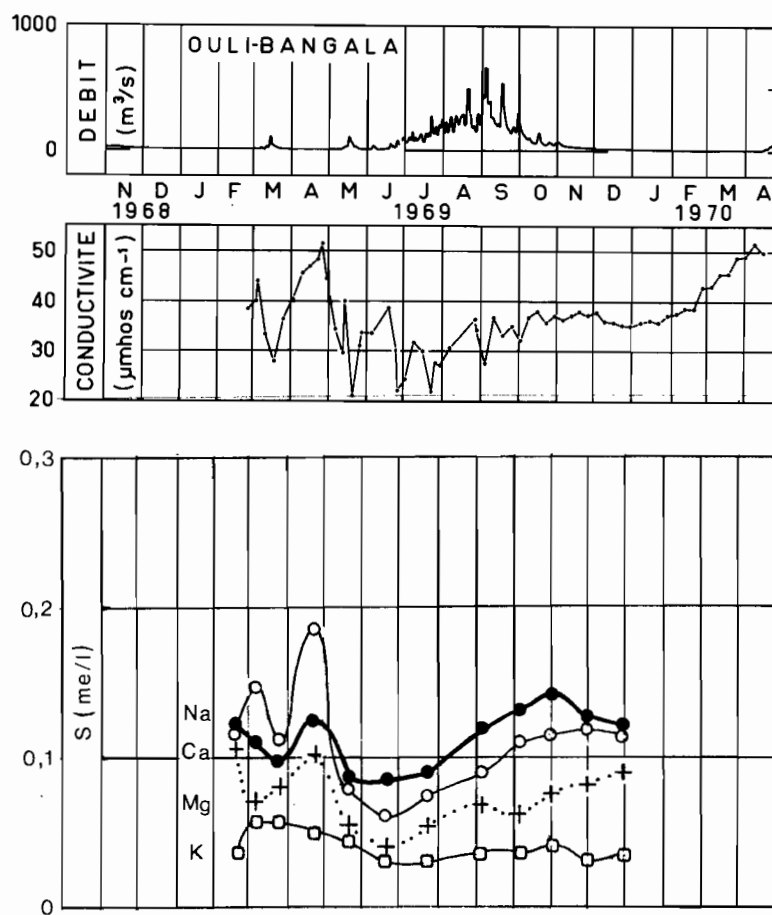


Fig. 7 bis : Variations des débits, des conductivités (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux de la Lim à Ouli-Bangala.

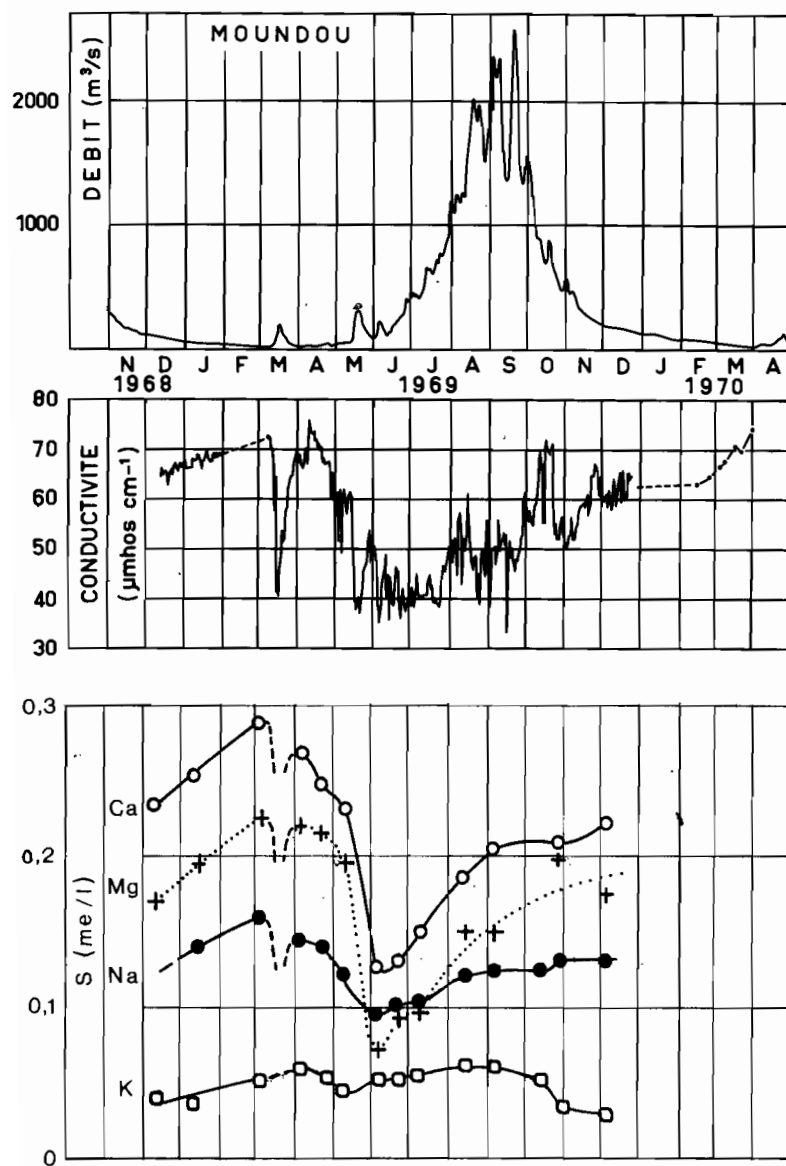


Fig. 8 : Variations des débits, des conductivités (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux du Logone à Moundou.

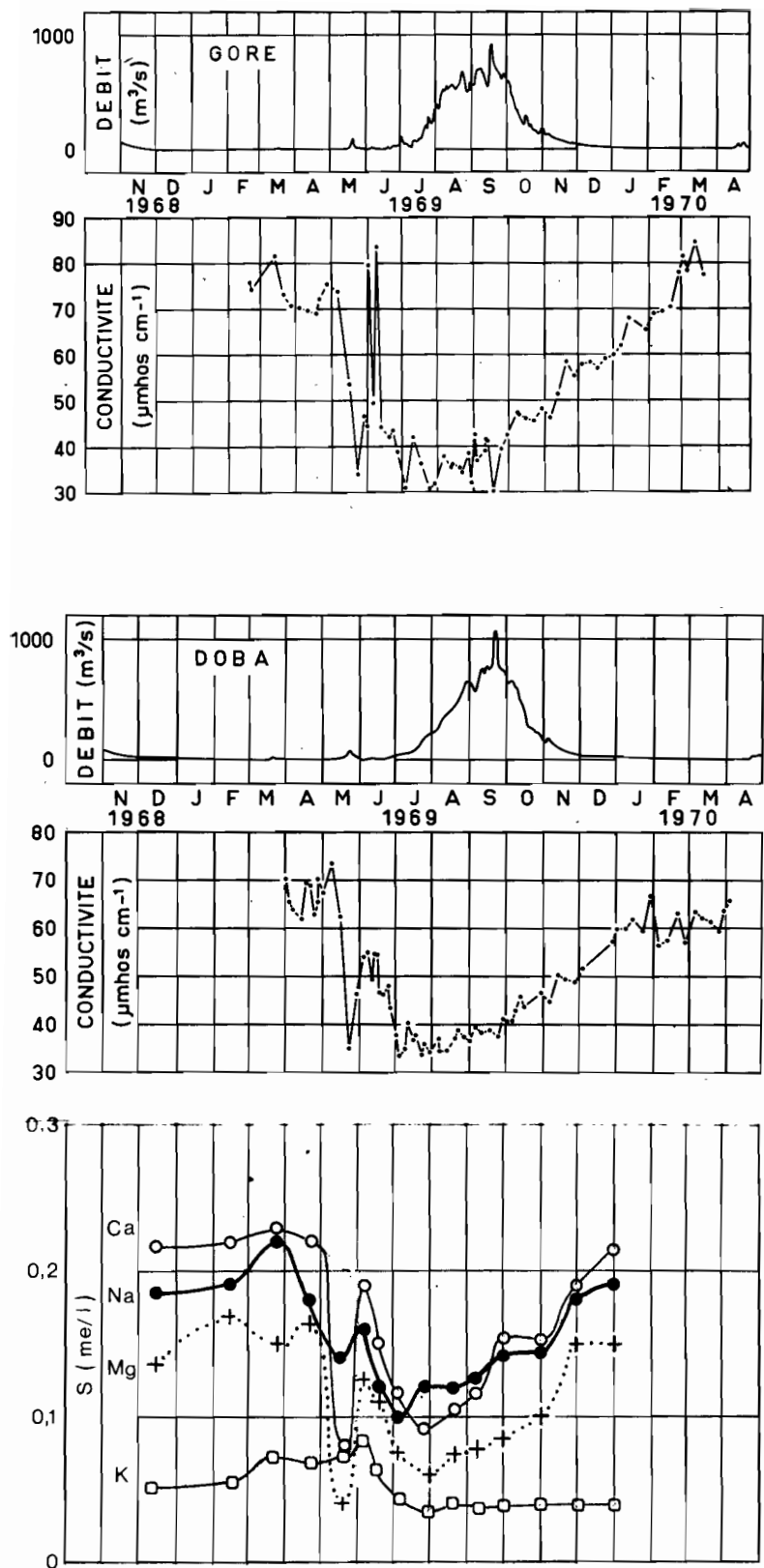


Fig. 9 : Variations des débits, des conductivités (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux de la Pende à Goré et DoBa.

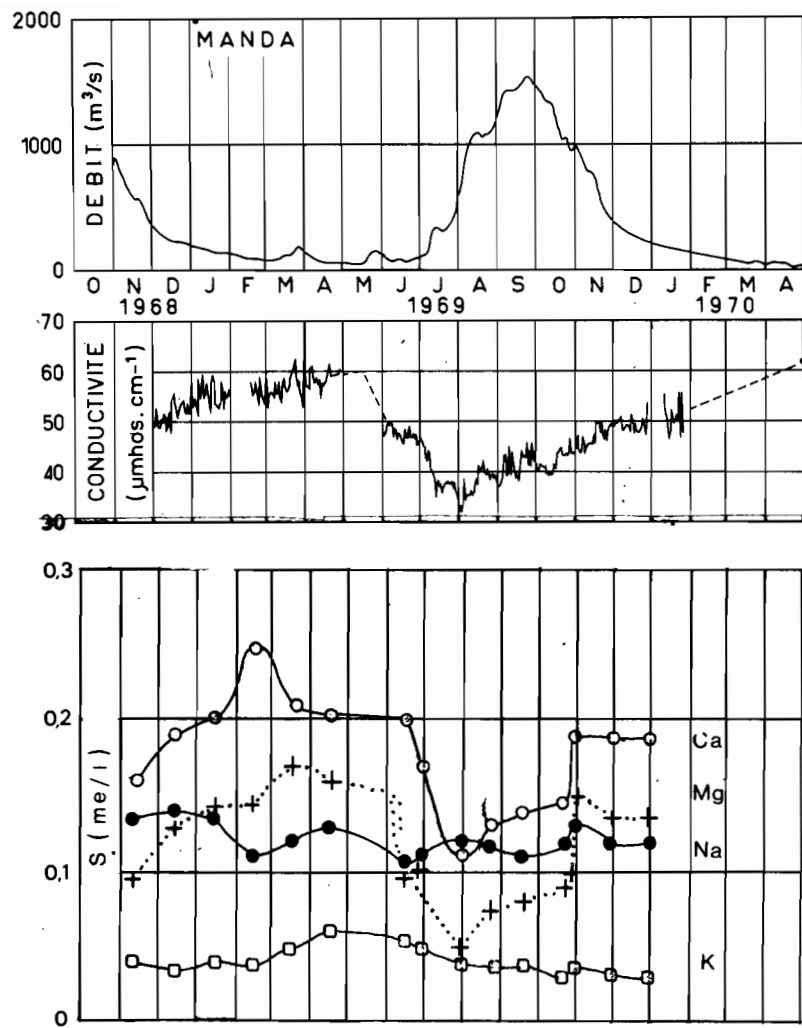


Fig. 10 : Variations des débits, des conductivités (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux du Bahr Sara à Manda.

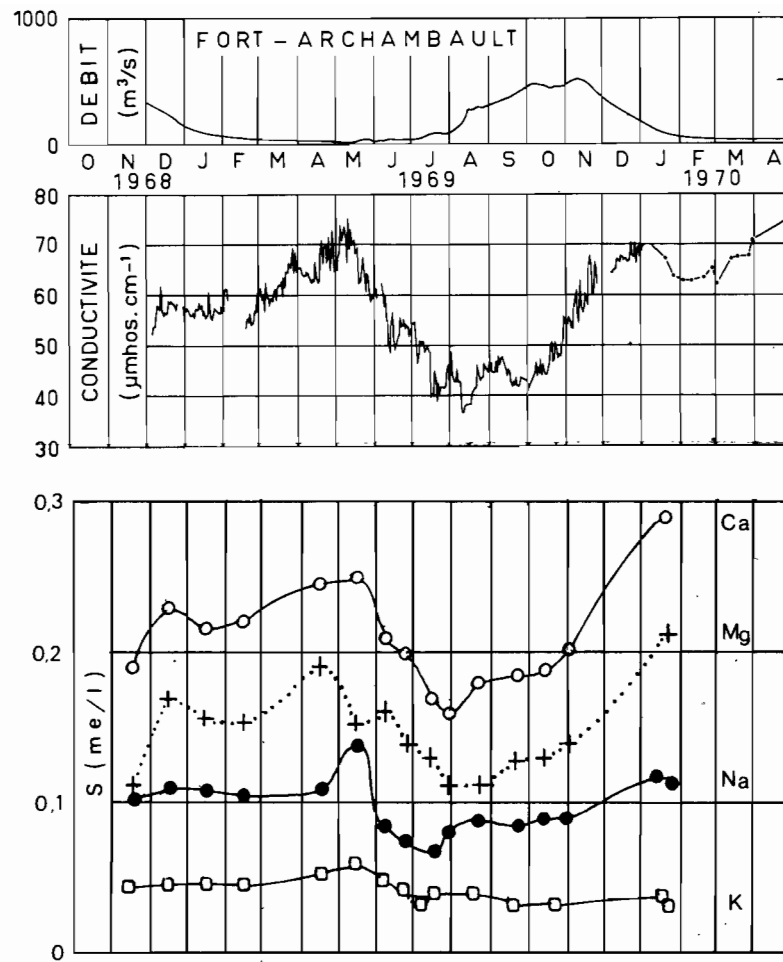


Fig. 11 : Débits, conductivités (à 25° C) et salures spécifiques S des eaux du Chari à Fort-Archambault.

- . amortit l'impact des gouttes de pluies sur le sol et diminue la mise en suspension de celui-ci,

- . freine le ruissellement et donc l'érosion mécanique mais, en augmentant la capacité de rétention du bassin, favorise par contre le contact entre l'eau et les terrains,

- . filtre les eaux turbides.

- L'humectation des sols qui limite l'érosion mécanique, mais favorise l'altération chimique et permet un écoulement hypodermique.

Dès juin ou juillet, à un certain stade de la saison des pluies, l'effet de la végétation devient prépondérant sur les autres facteurs et la turbidité décroît (J.F. NOUVELOT - 1972 -). Par contre, l'augmentation des salures à cette époque est plutôt consécutive à la saturation des sols et à l'intensification de l'écoulement hypodermique.

Au cours du tarissement, qui débute en novembre, les nappes fournissent des eaux de salures constantes ou légèrement croissantes pendant plusieurs mois. A plusieurs stations ces teneurs ioniques augmentent fortement en février, mars ou avril pour atteindre alors leur maximum annuel. Cet accroissement paraît dû à l'évaporation dont l'effet s'accroît avec l'arrivée de la saison chaude et surtout la baisse importante des débits.

B. Variations saisonnières des salures spécifiques aux stations amont.

Le tableau VI indique les salures spécifiques et les compositions cationiques moyennes annuelles estimées aux diverses stations du haut bassin. Les eaux présentent selon les cours d'eau (fig. 6 à 11) trois faciès chimiques annuels (cations classés par ordre de teneur croissante) :

- calci-magnésien, Ca. Mg. Na. K, dans le Logone et le Chari,
- calci-sodique, Ca. Na. Mg. K, dans le Bahr Sara,
- sodi-calcique, Na. Ca. Mg. K, dans la Lim et la Pendé où les teneurs en Ca. et Mg. sont peu différentes l'une de l'autre.

Tableau VI : Teneurs et proportions cationiques moyennes annuelles des eaux du Logone, du Chari, de l'El Beid et de la Komadougou en 1969.

Nb analyses	Stations	Teneurs (en me/l)					Teneurs relatives en %			
		Ca	Mg	Na	K	rp ⁺	Ca	Mg	Na	K
12	Baïbokoum	0,151	0,132	0,124	0,032	0,438	34,4	30,1	28,3	7,2
15	Ouli Bangala	0,089	0,060	0,107	0,035	0,291	30,5	20,6	36,8	12,0
21	Moundou	0,184	0,141	0,112	0,049	0,486	37,9	28,9	23,1	10,1
22	Doba	0,127	0,081	0,129	0,041	0,378	33,6	21,4	34,2	10,7
13	Lai	0,150	0,101	0,122	0,036	0,409	36,7	24,7	29,8	8,7
14	Bologo	0,150	0,081	0,071	0,039	0,341	44,1	23,6	20,9	11,4
19	Bongor	0,174	0,116	0,123	0,041	0,454	38,4	25,5	27,1	9,0
43	Fort-Foureau	0,229	0,154	0,148	0,045	0,576	38,8	27,6	25,7	8,0
20	Fort-Archambault	0,203	0,144	0,099	0,037	0,483	42,1	29,8	20,4	7,6
16	Manda	0,158	0,098	0,118	0,039	0,413	38,3	23,6	28,6	9,4
11	Bousso	0,182	0,116	0,114	0,039	0,451	40,4	25,7	25,3	8,6
40	Chagoua	0,185	0,125	0,115	0,041	0,466	39,6	26,9	24,7	8,8
83*	Fort-Lamy*	0,200	0,135	0,127	0,043	0,504	39,7	26,7	25,2	8,4
22	Delta	0,199	0,145	0,127	0,041	0,513	38,9	28,3	24,8	8,0
10	Meinari (1969-1970)	0,429	0,297	0,363	0,104	1,19	36,0	24,9	30,4	8,7
11	Gueskerou (1970)	0,341	0,216	0,191	0,066	0,814	41,9	26,5	23,5	8,1

* Fort-Lamy = Fort-Foureau + Chagoua.

Les variations saisonnières des teneurs spécifiques peuvent être assez différentes d'une station à l'autre bien qu'elles tendent à suivre plus ou moins fidèlement celles de la salure globale.

Au cours du tarissement, les nappes souterraines fournissent :

- des eaux calci-magnésiennes, de faciès Ca. Mg. Na. K, dans le Logone, depuis Baïbokoum jusqu'à Fort-Foureau, le Chari et le Bahr Sara,
- des eaux calci-sodiques, de faciès Ca. Na. Mg. K, dans la Lim, la Pendé (avec Ca $\neq$ Na) et la Tandjilé (avec Mg $\neq$ K).

Les premiers écoulements qui précèdent la grande crue annuelle sont nettement plus pauvres en calcium et en magnésium que les eaux d'été. Il en est de même, mais à un degré moindre, des teneurs en sodium et potassium. Dans le Bahr Sara en particulier, la variation saisonnière des concentrations en sodium est très peu marquée. On observe ainsi, en juin et juillet, parfois en août, des proportions élevées en alcalins et les faciès :

- sodi-calcique, Na. Ca. Mg. K, dans le Logone à Baïbokoum, la Lim et la Pendé,
- calci-sodique, Ca. Na. Mg. K, dans le Logone à Moundou et la Bahr Sara,
- calci-magnésien, Ca. Mg. Na. K, dans le Chari où ce faciès se maintient toute l'année.

Il est à souligner toutefois que les teneurs en calcium, magnésium et sodium sont peu différentes les unes des autres lors de leur minimum annuel.

Pendant la montée des eaux, les faciès redeviennent, plus ou moins tôt, analogues à ceux de la phase de tarissement.

4.3.2. Evolution des salures dans le cours inférieur des tributaires.

4.3.2.1. Evolution des salures dans le Chari moyen et inférieur.

Les variations et les valeurs des concentrations à Bousso (fig. 12), puis à Chagoua (fig. 13), apparaissent directement héritées de celles qui sont observées à Manda et Fort-Archambault. On calcule que la salure globale moyenne annuelle du Chari, après sa confluence avec le Bahr Sara, est de 0,43 me/l. Elle est de 0,45 me/l à Bousso et de 0,47 me/l à Chagoua. L'accroissement final, de 10 %, n'est donc pas très important. Il est dû essentiellement à l'épandage des eaux dans les plaines d'inondation dont les conséquences vont être précisées dans l'étude du Logone.

4.3.2.2. Evolution des salures dans le Logone inférieur, de Lai à Bongor.

La salure des eaux du Logone à Lai (fig. 14) et à Bongor (fig. 15) montre une variation annuelle sensiblement analogue, qui résulte de celles qui ont été observées aux stations amont. La teneur cationique globale s'accroît légèrement entre les deux stations, les moyennes annuelles évoluant de 0,41 à 0,46 me/l, soit de 12 %, bien que les apports du principal affluent, la Tandjilé (fig. 16) soient moins minéralisés (moyenne annuelle : 0,34 me/l) que ceux du réseau amont. Cet accroissement est provoqué par le passage d'une partie des eaux dans les plaines d'inondation.

L'évolution longitudinale de la salure lors du transit des eaux à travers de telles plaines (yaérés) (fig. 17) est encore plus marquée vers l'aval sur les deux axes :

- Logone de Bongor à Fort-Fourreau,
- Logone - Grand Yaéré - El Beïd.

Elle est beaucoup plus marquée sur le second parce que toutes les eaux qui l'empruntent balayent les plaines du Grand Yaéré tandis que le Logone représente sur le premier une voie directe qui assure malgré tout une

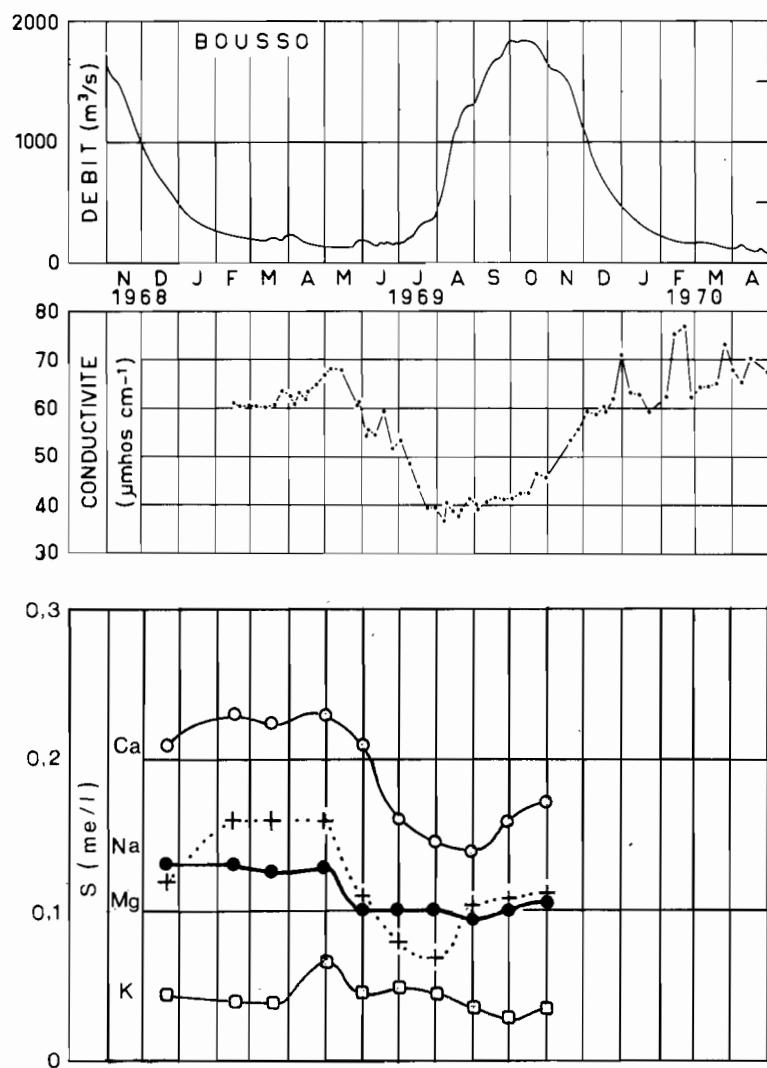


Fig. 12 : Variations des débits, des conductivités (à 25° C), et des teneurs spécifiques en cations S des eaux du Chari à Bouso.

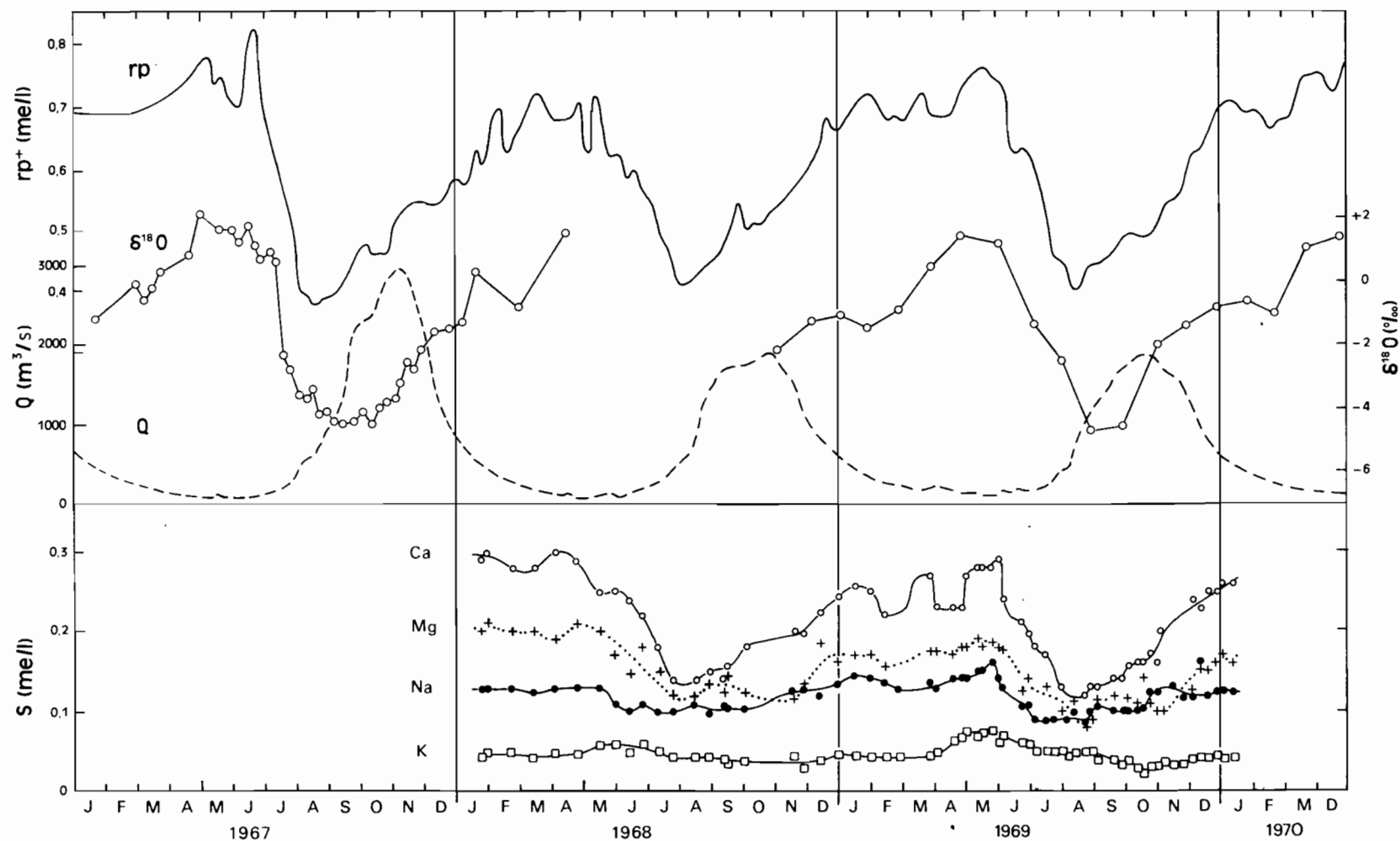


Fig. 13 : Variations des débits Q , des teneurs globales rp^+ et spécifiques S en cations et de la composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ ‰ vs SMOW des eaux du Chari à Chagoua, de 1967 à 1970.

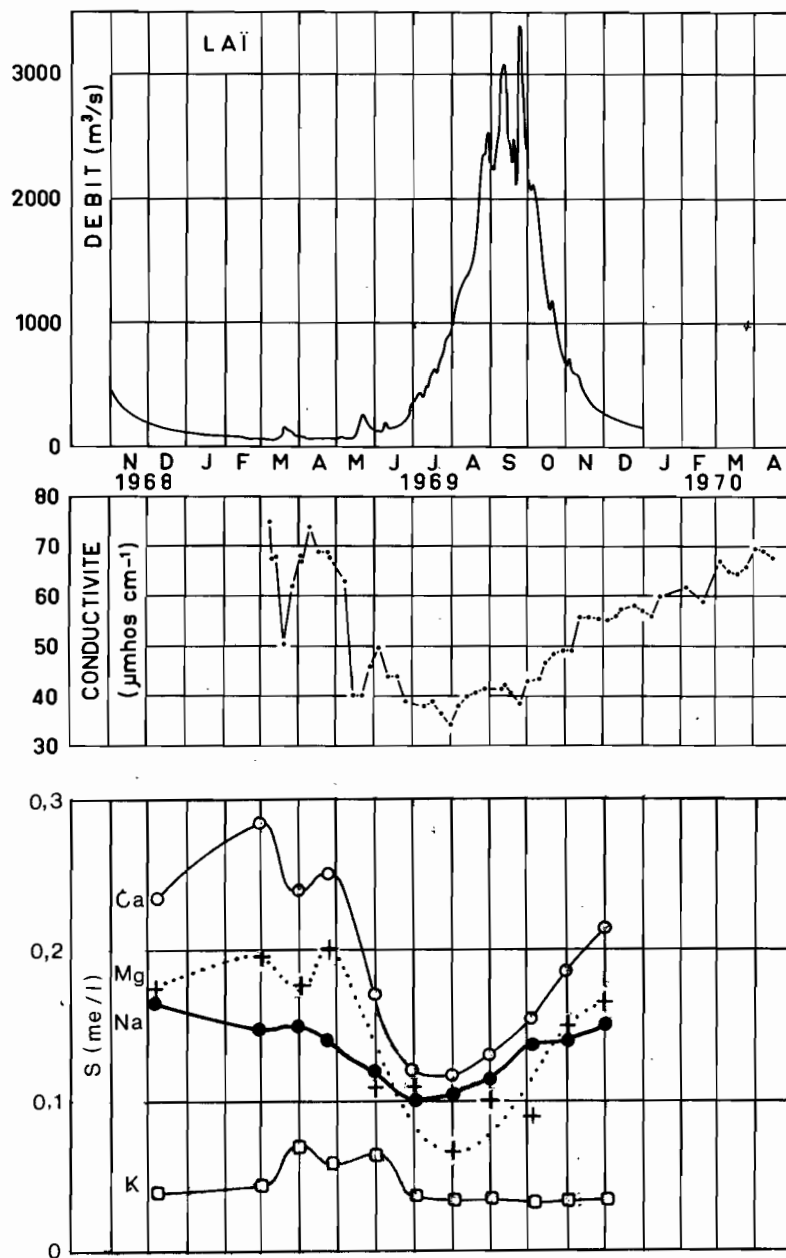


Fig. 14 : Variations des débits, des conductivités (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux du Logone à Laï.

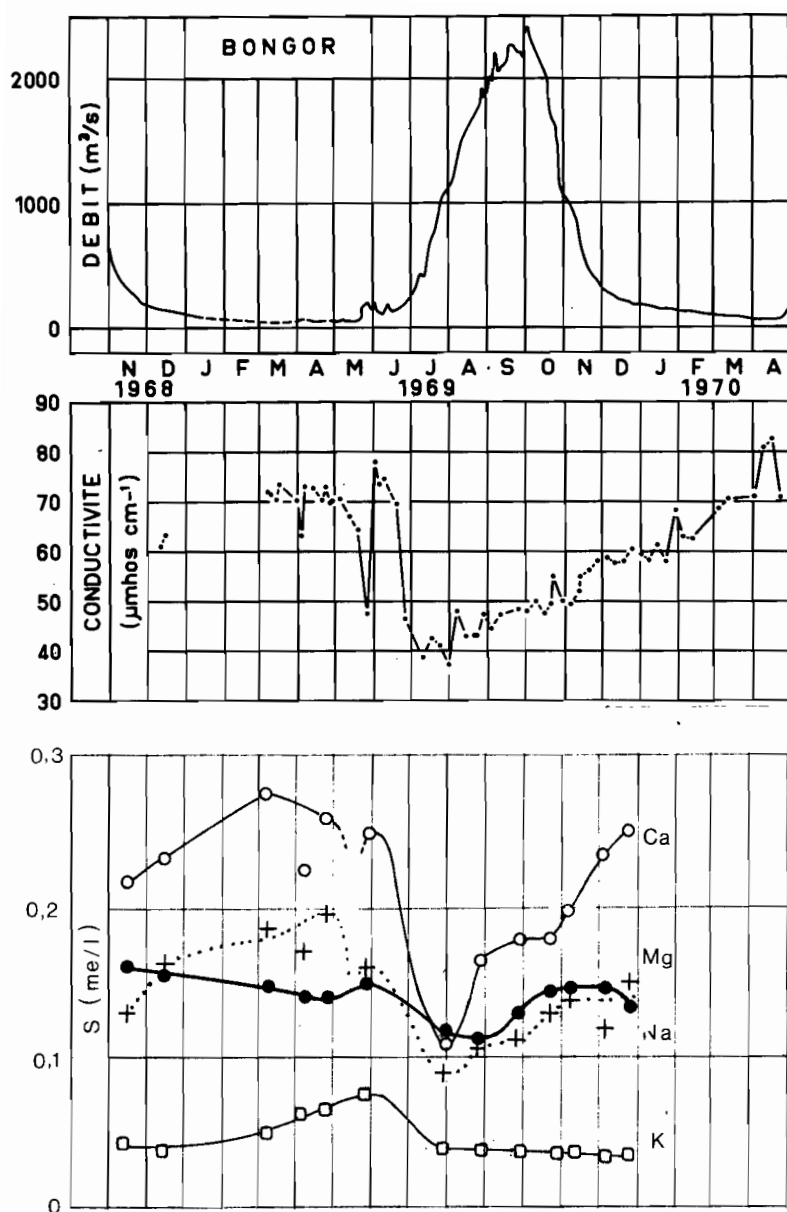


Fig. 15 : Variations des débits, des conductivités (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux du Logone à Bongor.

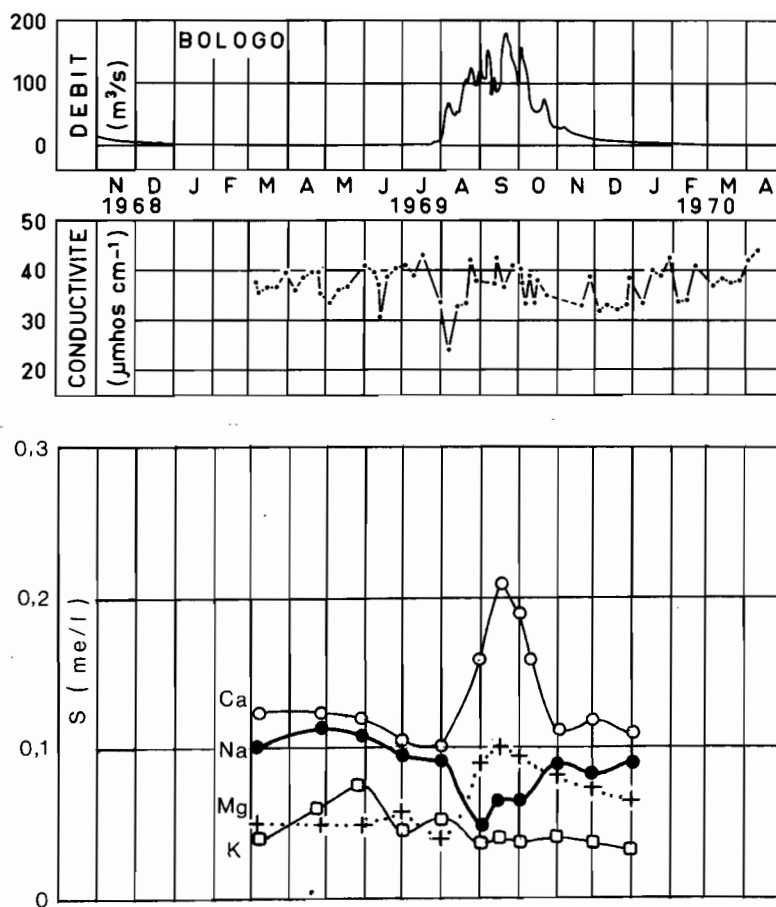


Fig. 16 : Variations des débits, de la conductivité (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux de la Tandjilé à Bologo.

part importante du débit. C'est pourquoi, pour une meilleure compréhension du phénomène, nous "déborderons" momentanément en aval de Bongor dans le Grand Yaéré et l'El Beïd avant de continuer la descente du Logone.

4.3.2.3. Evolution des salures dans le Grand Yaéré et l'El Beïd.

Trois grandes phases de l'évolution des salures peuvent être distinguées chronologiquement dans le Grand Yaéré et l'El Beïd (fig. 18 et 19) : le stockage des sels en saison sèche, leur mobilisation par les précipitations puis leur balayage par les eaux de débordement du Logone.

A. Stockage des sels en saison sèche :

De février-mars à juin-juillet, la salure globale des mares du lit mineur de l'El Beïd s'accroît fortement de 2 à 5 fois, pour atteindre des valeurs de 2,5 à 3,0 me/l à Tildé, 7 me/l à Daga. Dans six dépressions (bouta) du Yaéré, en avril 1969, elle est comprise entre 1,5 et 2,3 me/l, c'est-à-dire qu'elle est 3 à 5 fois plus élevée que la salure des eaux originelles.

Le faciès chimique demeure partout sodi-calcique, Na. Ca. Mg. K, avec, selon les mares des proportions comprises entre les valeurs suivantes :

Na = 38 - 49 %, Ca = 20 - 32 %, Mg = 16 - 24 %, K = 8 - 15 %.

Les eaux s'enrichissent le plus rapidement en sodium puis en potassium. Ainsi à Tildé, en mai 1969, pour une salure globale de 2,7 me/l, les proportions cationiques,

Na = 47 %, Ca = 24 %, Mg = 15 %, K = 14 %,

montrent des valeurs particulièrement élevées en sodium et en potassium. Ces caractéristiques sont voisines de celles que l'on peut observer dans le lac Tchad en bordure des rives du Golfe de Mefnari où l'évolution des salures des eaux sud-occidentales est maximale (Deuxième partie, Chapitre 2, paragr. 5).

Les eaux résiduelles de la crue annuelle, piégées dans les dépressions après le drainage de la plaine, se minéralisent donc progressivement

au cours de la saison sèche, sous l'effet de l'évaporation. Toutefois, il apparaît que cet enrichissement ionique est moins intense pour le magnésium, le calcium puis le potassium. Comme nous le verrons en détail dans le cas du Lac Tchad, au chapitre sur le bilan salin et la régulation saline (paragr. 4.3), on a tout lieu de penser que ces cations sont adsorbés par les argiles et la matière organique et participent à des néoformations argileuses qui ont été confirmées par les études pédologiques et que semblent impliquer la différence minéralogique entre les argiles abandonnées par les eaux (kaolinite) et sédimentées (montmorillonites).

Nous pensons que plusieurs autres types de stockage sélectif des sels ou même d'apports ont lieu également dans la plaine :

- les salures des eaux contenues dans les sols doivent évoluer d'une façon analogue à celles des mares,

- il est probable que des sels cristallisent à la surface des sols par remontées capillaires, notamment dans les dépressions asséchées,

- la masse végétale, et en particulier celle qui est brûlée par les feux de brousse, représente un stock d'éléments partiellement récupérable par la crue suivante,

- la pollution par les animaux sauvages et domestiques, assurent à la fois un apport en ions et en matière organique.

Il va de soi que tous ces phénomènes représentent dans l'avenir les grands axes de recherches exhaustives sur l'hydrochimie et la sédimentation dans les yaérés.

B. Mobilisation des sels par les précipitations :

En juillet et août, les pluies diluent l'eau des mares dont la salure globale diminue, de 3 à 2,3 me/l à Tildé, de 7 à 1,7 me/l à Daga. En août et septembre, elles provoquent un faible écoulement de l'El Beïd (inférieur à 1 m³/s), qui évacue rapidement les eaux résiduelles du lit mineur, et

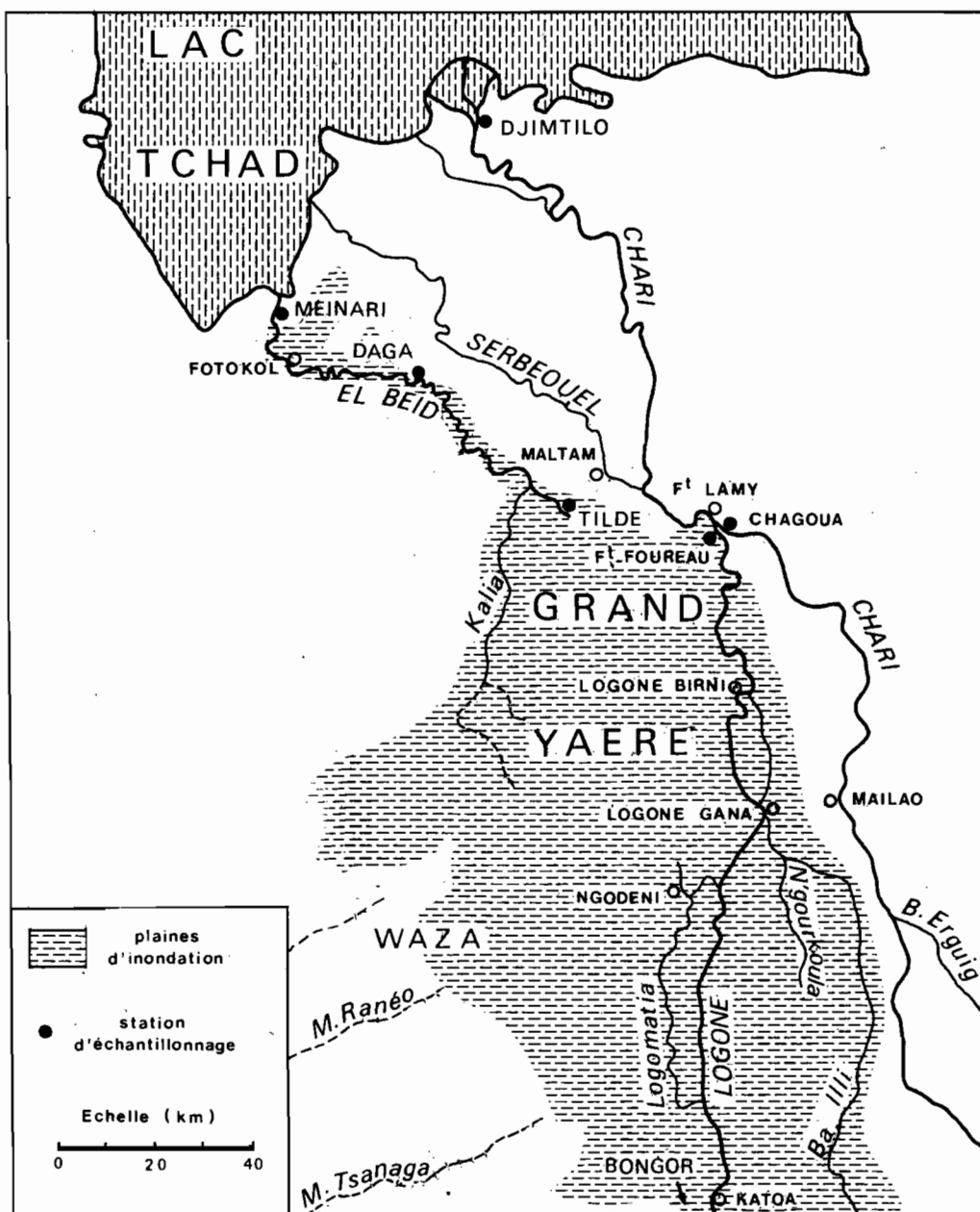


Fig. 17 : Le Chari et le Logone inférieurs en aval de Katoa, les plaines d'inondation et l'El Beid.

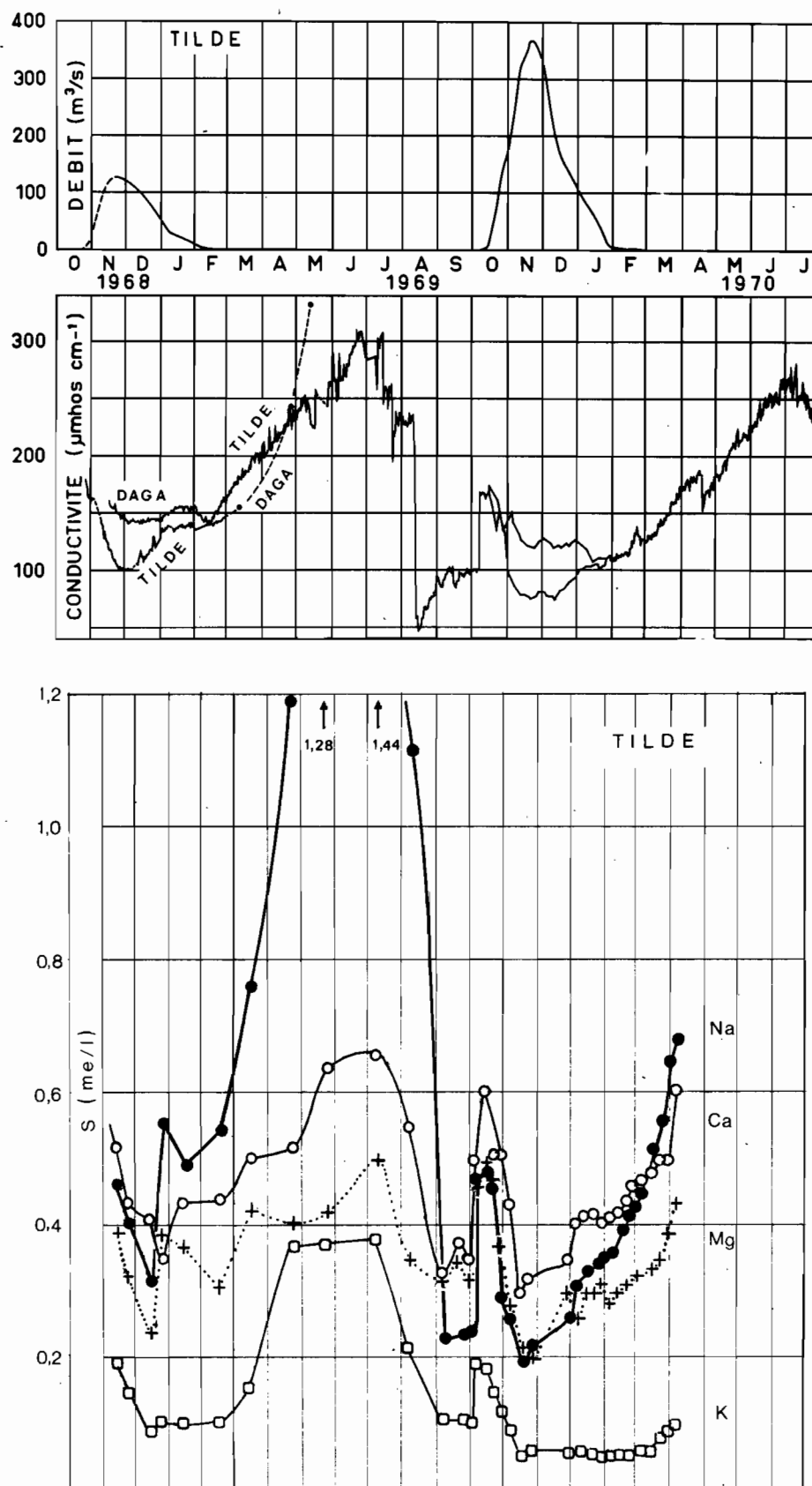


Fig. 18 : Variations des débits, des conductivités (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux de l'El Beïd à Tildé et Daga.

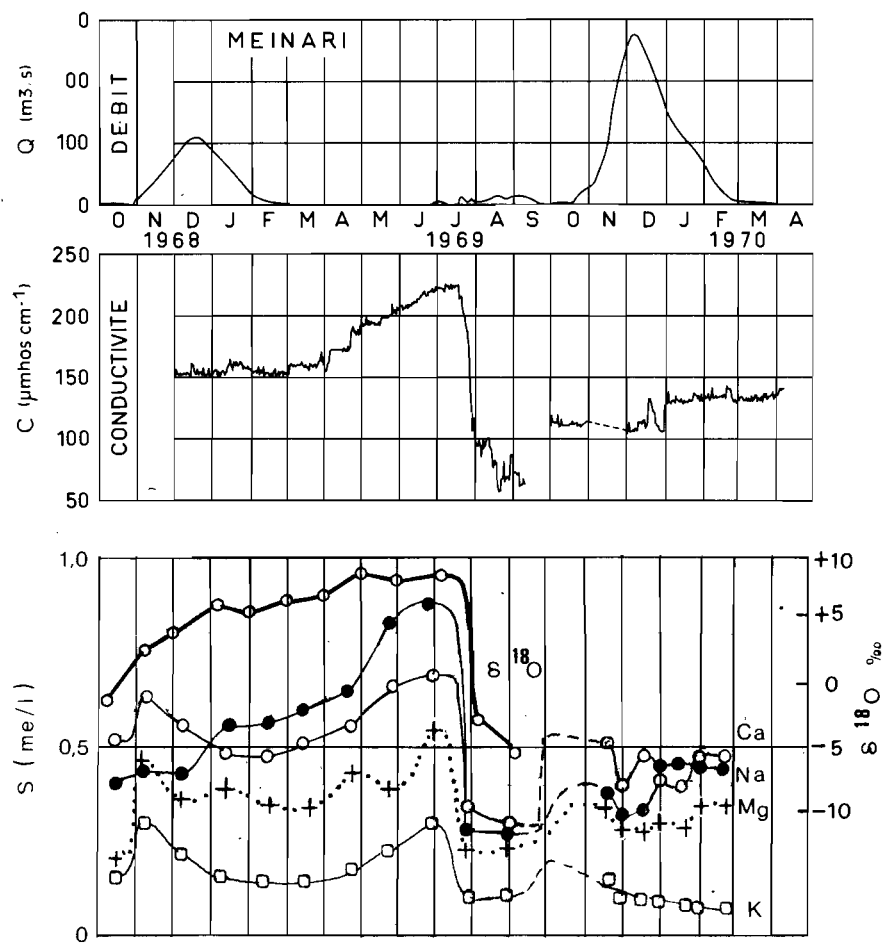


Fig. 19 : Variations des débits Q , de la conductivité C (à 25°C), des salures spécifiques en cations S et de la composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs SMOW des eaux de l'El Beïd à Meinari.

entraînent une chute de la salure jusqu'à 0,5 me/l à Tildé. Les valeurs des débits et des concentrations indiquent que ces eaux proviennent de quelques drains voisins de la station, sans que les dépressions de la plaine débordent et participent à l'alimentation. Le faciès chimique devient Ca. Na. Mg. K. Cet enrichissement relatif des eaux en calcium et en magnésium pourrait être dû à une dissolution de carbonates précipités à la surface des sols au cours de la saison sèche.

Après l'arrêt de l'écoulement, la salure des mares augmente à nouveau mais n'atteint que 1,0 me/l en octobre, avant que n'arrivent les eaux en provenance du Logone.

Le rôle des précipitations en année de pluviosité faible à moyenne est ainsi essentiellement :

- de saturer plus ou moins les sols de la plaine,
- de drainer en partie leurs sels, accumulés en saison sèche, vers les dépressions qui commencent à se remplir,
- de permettre à la végétation herbacée de se développer abondamment.

C. Balayage des sels par les débordements du Logone :

a) Accroissement moyen annuel de la salure des eaux d'alimentation.

Les eaux du Logone débordent en rive gauche à partir d'août et septembre, de Bongor à Logone Birni et en particulier le long de la Logomatia (fig. 17). A Bongor, la teneur des eaux en cations, pendant la période des déversements, augmente de 0,41 à 0,50 me/l, avec des proportions moyennes respectives de 38,5 %, 24,5 %, 27,5 %, 8,5 % en Ca, Mg, Na, K. Cinq salures, mesurées en septembre et novembre 1968 dans la Logomatia et dans la plaine, non loin du Logone, près de Ngodéni et de Ngourkoula, respectivement de 0,53 - 0,59 me/l et 0,53 - 0,62 me/l, sont légèrement plus élevées (20 %) mais demeurent cependant du même ordre de grandeur que celles du Logone.

Dans l'El Beïd à Meinari, où le bilan annuel a été établi, le faciès chimique moyen annuel est calci-sodique, Ca. Na. Mg. K., comme à Bongor, mais les proportions cationiques sont nettement différentes. Les rapports entre les teneurs moyennes à Bongor pendant la période des déversements et les teneurs moyennes annuelles à Meinari sont les suivantes :

Année	Ca	Mg	Na	K	rp ⁺
1968 - 1969	2,93	3,14	3,75	5,13	3,39
1969 - 1970	2,38	2,48	2,79	2,60	2,54

En 1969-1970, l'accroissement de la salure globale est pratiquement le même entre Bongor et Tildé qu'entre cette première station et Meinari. Outre une augmentation générale des salures (2 à 5 fois), ces rapports traduisent des pertes ou des gains spécifiques à chaque cation. L'accroissement de toutes les salures est plus important en année de faible hydraulicité. Les enrichissements en calcium puis en magnésium sont toujours les plus faibles. Par contre l'enrichissement maximum est observé pour le potassium en 1968-1969, année de faible hydraulicité et pour le sodium en 1969-1970, année d'hydraulicité moyenne.

On peut concevoir que les eaux du Logone se minéralisent dans le Grand Yaéré,

- en s'évaporant,
- en se mélangeant aux eaux résiduelles et pluviales de composition cationique différente de celle du Logone,
- en remettant en solution certains ions encore contenus dans les sols ou déposés à leur surface sous différentes formes.

b) Répartition des salures globales à l'exutoire du Grand Yaéré et mode de circulation des eaux.

En schématisant, on peut concevoir qu'une partie des eaux du Logone gagne l'El Beïd par des parcours plus ou moins directs, en diluant les sels

préexistants, tandis que l'autre contribue à inonder les régions marginales, souvent en cul de sac, et ne sera restituée, avec des eaux résiduelles, qu'à la décrue.

Au maximum de l'inondation, des eaux prélevées début décembre au milieu de la plaine, entre Tildé et Waza, ont une salure de 1,7 à 2,2 me/l. Leur faciès est sodi-calciqne et les proportions cationiques comprises entre les valeurs suivantes :

$$\text{Na} = 32-48 \text{ ‰}, \text{Ca} = 26-34 \text{ ‰}, \text{Mg} = 20-25 \text{ ‰}, \text{K} = 6-9 \text{ ‰},$$

montre un enrichissement relatif en sodium.

A Tildé, la variation de la concentration résulte ainsi essentiellement des proportions du mélange de ces différentes masses d'eau, lequel n'apparaît d'ailleurs pas encore bien réalisé dans la section. En effet, la distribution de la salure globale s'y avère très hétérogène au cours des hautes eaux, en novembre et décembre (fig. 20). Les valeurs sont plus élevées sur les bords (1,3 me/l) qu'au milieu (0,8 me/l) où les volumes écoulés sont beaucoup plus importants. Les prélèvements ont été effectués entre les points 1 et 2 (fig. 20) en 1968-1969 et en cinq points de la section (rive droite et piles du pont) en 1969-1970. Pour cette dernière année, nous n'avons mentionné sur la figure 18 que les courbes extrêmes, relatives aux points 2 et 5, les autres ayant une position intermédiaire. Cette hétérogénéité dénote une alimentation de l'El Beïd par différents drains qui affluent peu avant la station. La différence et les variations de concentration permettent de penser que les eaux riveraines proviennent de la périphérie de la plaine tandis que l'écoulement médian est originaire de drains en liaison plus directe avec le Logone.

c) Chronologie et interprétation des variations des salures à l'exutoire du Grand Yaéré.

- Les eaux arrivent à Tildé à la mi-octobre, deux mois environ après les premiers débordements du Logone, avec une concentration élevée de 2,0 me/l.

Le faciès chimique Ca. Mg ~~Na~~ K rappelle celui des eaux de Bongor et la composition diffère surtout par de fortes teneurs en potassium : 17 % en 1968, 12 % en 1969 à Tildé, au lieu de 8,5 % à Bongor. Cet enrichissement relatif en potassium est peut-être dû au balayage des cendres des feux de brousse et des excréments d'animaux ainsi qu'à la dilution d'acides humiques ou humolimniques. La transparence relativement élevée (de l'ordre de 1 mètre) et surtout la coloration brune caractéristique, que les eaux conservent jusqu'à la pointe de crue, étayent ces hypothèses.

Pendant toute la montée des eaux, jusqu'à la fin de novembre, la salure globale diminue rapidement jusqu'à 1,3 me/l sur les bords et 0,8 me/l au milieu. Les teneurs spécifiques décroissent également et les proportions en potassium deviennent du même ordre de grandeur puis plus faibles que celles du Logone. On assiste principalement à une dilution croissante des solutions, car les débits fluviaux déversés augmentent tandis que diminue le stock résiduel de sels et d'eaux.

- Le minimum de salure, atteint dès la pointe de crue, se prolonge pour les écoulements de bordure, par un palier, jusque vers la fin de la décrue. Le drainage des régions marginales du Yaéré fournit donc des eaux de salure globale relativement constante ou légèrement croissante. Pour l'écoulement principal du milieu de la section, au début de la décrue, les apports fluviaux sont équilibrés par le drainage latéral de la plaine et le minimum s'étale jusqu'à la mi-décembre. Puis, les déversements du Logone, totalement arrêtés depuis novembre, fournissent à l'El Beïd, en cours de décrue, des apports de moins en moins importants. Les proportions d'eau drainée dans l'ensemble du Yaéré et par suite la concentration s'accroissent fortement. Au début de janvier, en fin de décrue, le drainage de la plaine n'assure plus qu'à lui seul l'alimentation de l'El Beïd en eaux dont la salure augmente lentement ou, comme en 1968-1969, est stable.

Au cours de la crue, se réalise, d'autant plus tôt et plus nettement que l'hydraulicité est faible, un enrichissement relatif en sodium. Le faciès devient calci-sodique, Ca. Na. Mg. K, puis sodi-calci-que, Na. Ca. Mg. K, comme dans les mares résiduelles. Dans la plaine, les eaux paraissent

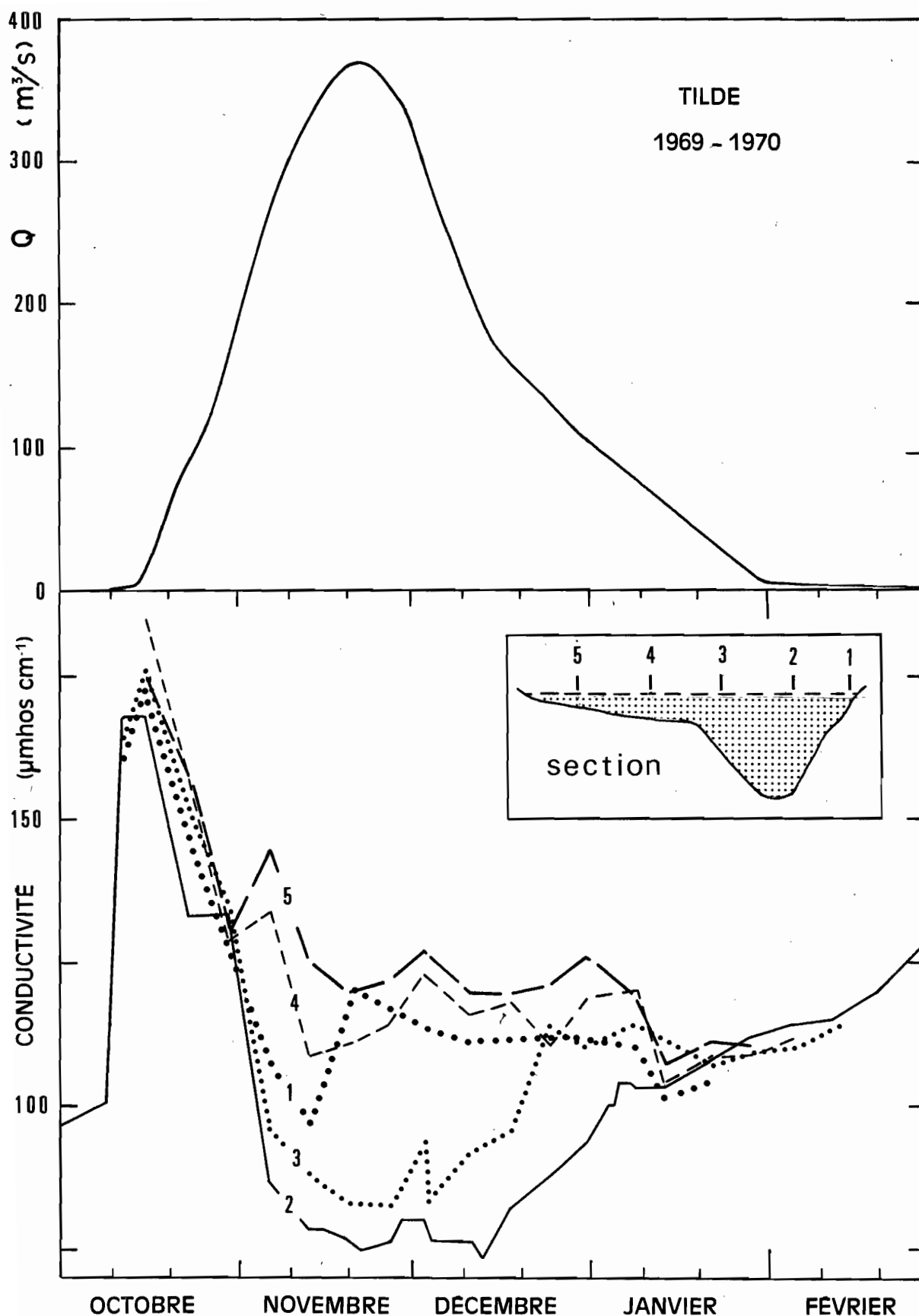


Fig. 20 : Variations du débit Q et de la conductivité électrique (à 25°C) des eaux de l'El Beïd à Tildé. Les conductivités mesurées en différents points de la section, montrent des variations distinctes, en relation avec les trajets empruntés par les eaux dans le Grand Yaéré, entre le Logone et la station.

s'enrichir essentiellement en sodium, sous l'effet de l'évaporation et par mélange avec les eaux résiduelles. On peut ainsi émettre l'hypothèse, comme pour les mares, que les autres cations sont partiellement absorbés par les argiles et la matière organique au fur et à mesure que leur concentration tend à s'accroître. Des précipitations de calcium et de magnésium, sous forme de carbonates, pourraient peut-être aussi participer aux modifications de salures observées. On pourrait ainsi concevoir l'origine actuelle ou ancienne des modules calcaires contenues dans les sols hydromorphes et les vertisols :

- au début de mars, l'isolement des mares provoque, comme nous l'avons vu plus haut, un accroissement élevé de la teneur ionique des eaux.

d) Evolution longitudinale des salures dans l'El Beïd.

Cette évolution peut être caractérisée grâce aux observations effectuées en aval à Daga et Meinari (fig. 18 et 19). En 1968-1969, la salure globale mesurée à cette première station montre une variation du même type qu'à Tildé, mais plus amortie. La baisse temporaire de début février coïncide avec l'exondation du lit majeur qui souvent se prolonge latéralement par de petites plaines d'inondation ; les eaux ne s'écoulent plus que dans un lit mineur bien lessivé. L'analogie des variations aux deux stations amène à penser que la contribution des apports latéraux, et en particulier de la Kalia, a été faible cette année là.

Enfin, au débouché de l'El Beïd à Meinari, 140 km après la naissance du cours d'eau, la variation temporelle de la salure globale est devenue à peine perceptible (fig. 19). Cette homogénéisation est probablement due à l'épandage des eaux dans le lit majeur et les plaines latérales. L'aboutissement à un faciès sodi-calcique est plus précoce qu'à Tildé. En 1969-1970, l'accroissement moyen annuel de salure globale de Tildé à Meinari, de 4 %, semble faible, mais il est possible que la distribution des valeurs dans la section de Tildé ait entraîné une estimation par excès de la concentration moyenne annuelle à cette station.

4.3.2.4. Evolution des salures dans le Logone inférieur de Bongor à Fort-Foureau.

Dans le cours inférieur du Logone, c'est entre Bongor (fig. 15) et Fort-Foureau (fig. 21) que l'évolution longitudinale, consécutive à l'inondation des plaines, s'avère la plus marquée (fig. 22). En 1969-1970, les débordements en rives droite et gauche (dont une partie vers l'El Beïd) entraînent entre les deux stations une réduction du module dans un rapport 1/1,71 et une augmentation annuelle de la salure globale de 0,46 à 0,58 me/l, (soit 26 %) avec les rapports suivants entre les salures spécifiques moyennes annuelles à Fort-Foureau et à Bongor :

$$\text{Ca} = 1,32, \text{Mg} = 1,33, \text{Na} = 1,20, \text{K} = 1,10, \text{rp}^+ = 1,27.$$

Contrairement au cas de l'El Beïd, on observe donc un enrichissement plus intense pour le magnésium et le calcium que pour le sodium et le potassium.

En fait l'accroissement des concentrations se réalisent principalement de début août à février, pendant les hautes eaux et au début du tarissement (fig. 22). Différentes phases d'évolution des salures peuvent être distinguées :

- En août, le balayage des drains les mieux tracés, par les premières eaux de débordement, détermine à Fort-Foureau un brusque accroissement des concentrations, essentiellement en calcium puis en magnésium. Cet enrichissement en calcium rappelle celui qui est observé dans l'El Beïd lors des premières crues provoquées par les précipitations et peut avoir la même origine, c'est-à-dire une dissolution de carbonates déposés à la surface des sols. En août et septembre, l'évaporation des eaux d'inondation ne peut expliquer l'accroissement des salures puisque sa hauteur est inférieure ou sensiblement identique à celle des pluies. Ceci démontre que les sels accumulés depuis la crue précédente peuvent seuls minéraliser fortement les eaux avant leur retour au fleuve.

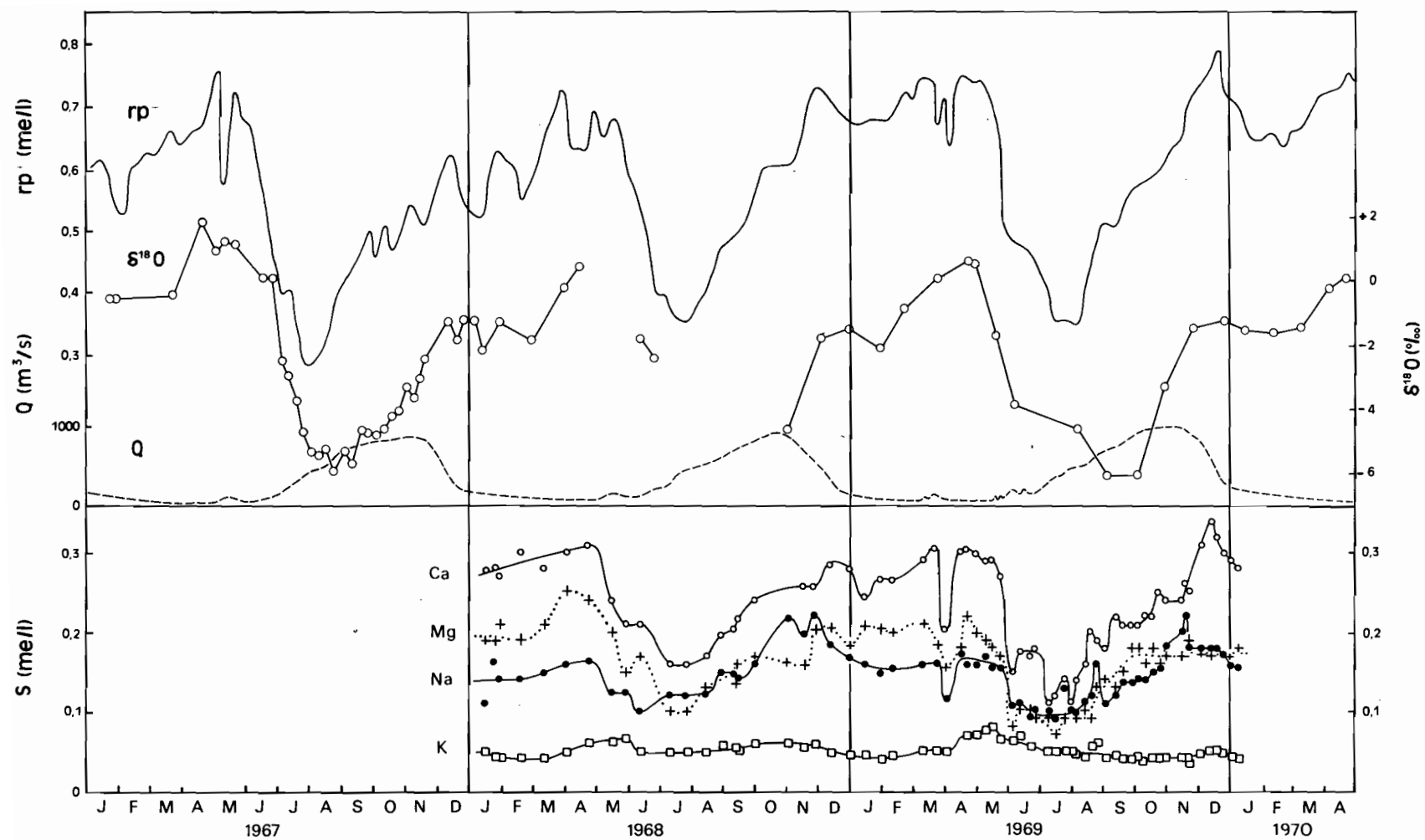


Fig. 21 : Variations des débits Q , des teneurs globales rp^+ et spécifiques S en cations, de la composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ ‰ vs SMQW des eaux du Logone à Fort-Foureau, de 1967 à 1970.

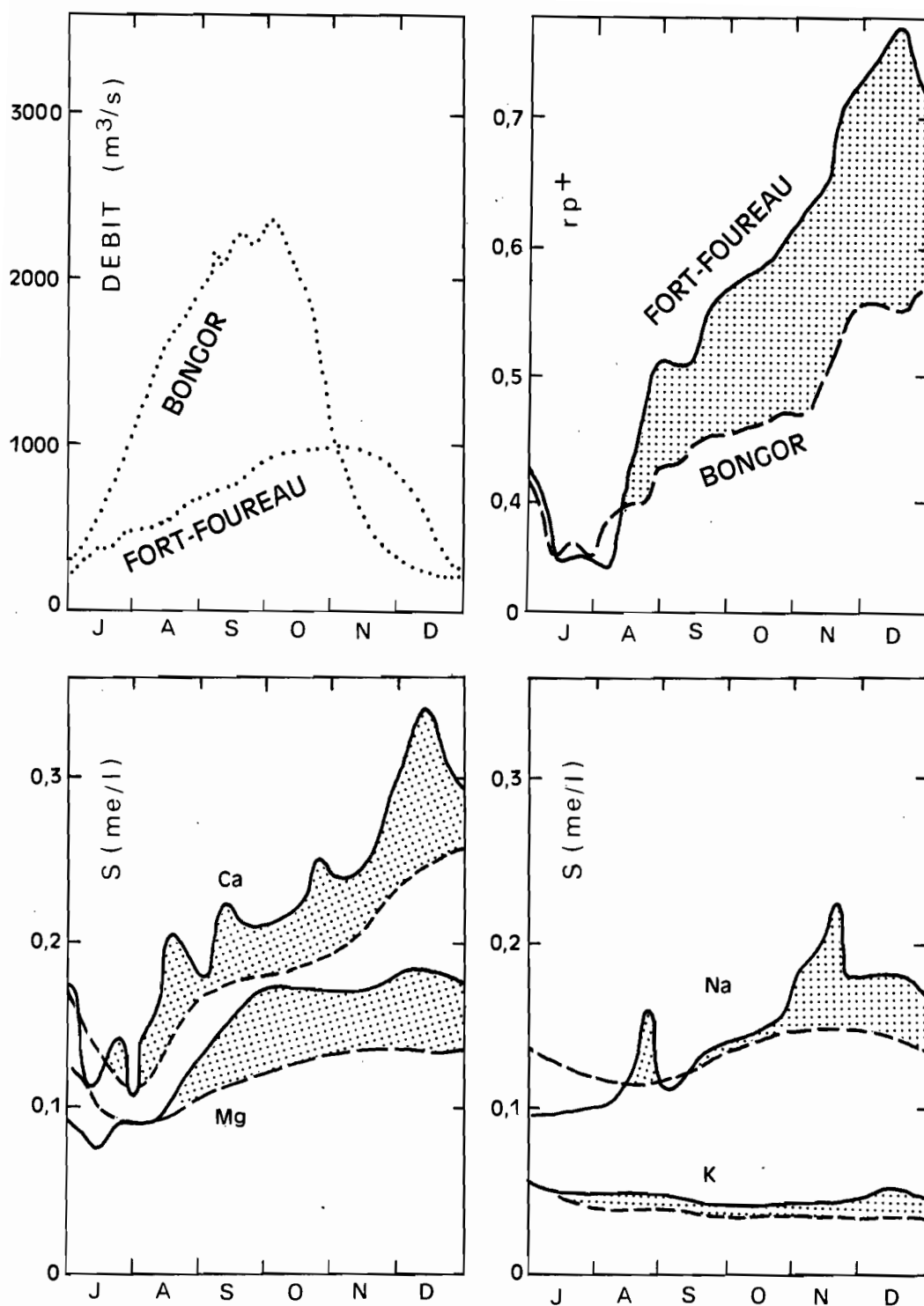


Fig. 22 : Evolution longitudinale des débits, de la salure globale r_{p+} et des teneurs spécifiques en cations S dans le Logone inférieur, de Bongor à Fort-Foureau, au cours des hautes eaux en 1969.

- Jusqu'à la fin de la décrue, l'augmentation de la salure globale s'accroît légèrement car les eaux qui empruntent les plaines représentent une part de plus en plus importante.

- Pendant la décrue, l'accroissement est particulièrement élevé pour tous les cations et notamment le sodium car le drainage des plaines atteint alors son intensité maximale. La richesse en sodium des eaux ayant séjourné dans les plaines apparaît comme à Tildé.

- En fin de décrue, de la mi-décembre à la mi-janvier, l'augmentation des teneurs en aval de Bongor devient de moins en moins importante pour ne plus se réaliser en février, car la contribution des plaines à l'alimentation du Logone tend à devenir nulle. Ainsi, à Fort-Foureau, la salure globale diminue au cours de cette période pour redevenir analogue à celle qui est observée à Bongor lorsque l'écoulement a lieu uniquement dans le lit mineur du fleuve. Cette salure étant croissante, on comprend ainsi la signification du minimum secondaire observé en janvier et février : il est caractéristique de la fin du drainage des plaines d'inondation. Il peut être également observé vers la même époque dans le Chari depuis Fort-Archambault.

4.3.3. Variations saisonnières des salures du Chari à Fort-Lamy et au Delta.

Les variations saisonnières des salures du Chari à Fort-Lamy et au Delta (fig. 23) représentent la résultante de celles qui sont observées à Fort-Foureau et à Chagoua. Elles sont donc finalement déterminées à la fois :

- . par les conditions d'altération sur les bassins amont, à régime tropical pur ou de transition,
- . par l'évaporation et par les phénomènes géochimiques et bio-chimiques complexes, lors de l'écoulement des eaux dans les cours inférieurs très dégradés de la zone sahélienne.

Aucune modification des salures significative n'a pu être observée entre Fort-Lamy et le Delta.

Finalement, ce sont des eaux de faciès calci-magnésien, Ca. Mg. Na. K, qui arrivent au lac. Toutefois, on peut observer en septembre un faciès Ca. Na ~~#~~ Mg. K.

4.4. SALURES MOYENNES DES APPORTS FLUVIAUX AU LAC TCHAD.

4.4.1. Salures moyennes du Logone à Fort-Foureau et du Chari à Chagoua, à Fort-Lamy et au Delta.

4.4.1.1. Salures globales.

A. Moyennes annuelles :

La figure 24 illustre la variation des débits et des conductivités (mesurées chaque semaine ou chaque jour) du Logone à Fort-Foureau et du Chari à Chagoua et à Fort-Lamy, de 1958 à 1972.

Mentionnons que la relation hauteur-débit aux deux premières stations n'est pas univoque. Pour connaître les débits journaliers à Fort-Foureau, on a dû utiliser les données de Logone Birni (45 km en amont), retardées uniformément d'un jour, et la différence entre les débits ainsi obtenus et ceux de Fort-Lamy pour évaluer les débits journaliers à Chagoua. De courtes lacunes nous ont obligés à nous baser parfois sur les débits à Mailao (70 km en amont sur le Chari), pour estimer en premier lieu ceux du Chari à Chagoua.

Le tableau VII indique les volumes annuelles et les concentrations moyennes annuelles observées aux trois stations, en 12 années comprises entre 1958 et 1972. Les teneurs globales en cations à Fort-Lamy sont calculées par pondération des résultats acquis à Chagoua et Fort-Foureau. Les concentrations en cations (me/l) minimales, maximales et moyennes annuelles à la confluence du Logone et du Chari sont ainsi :

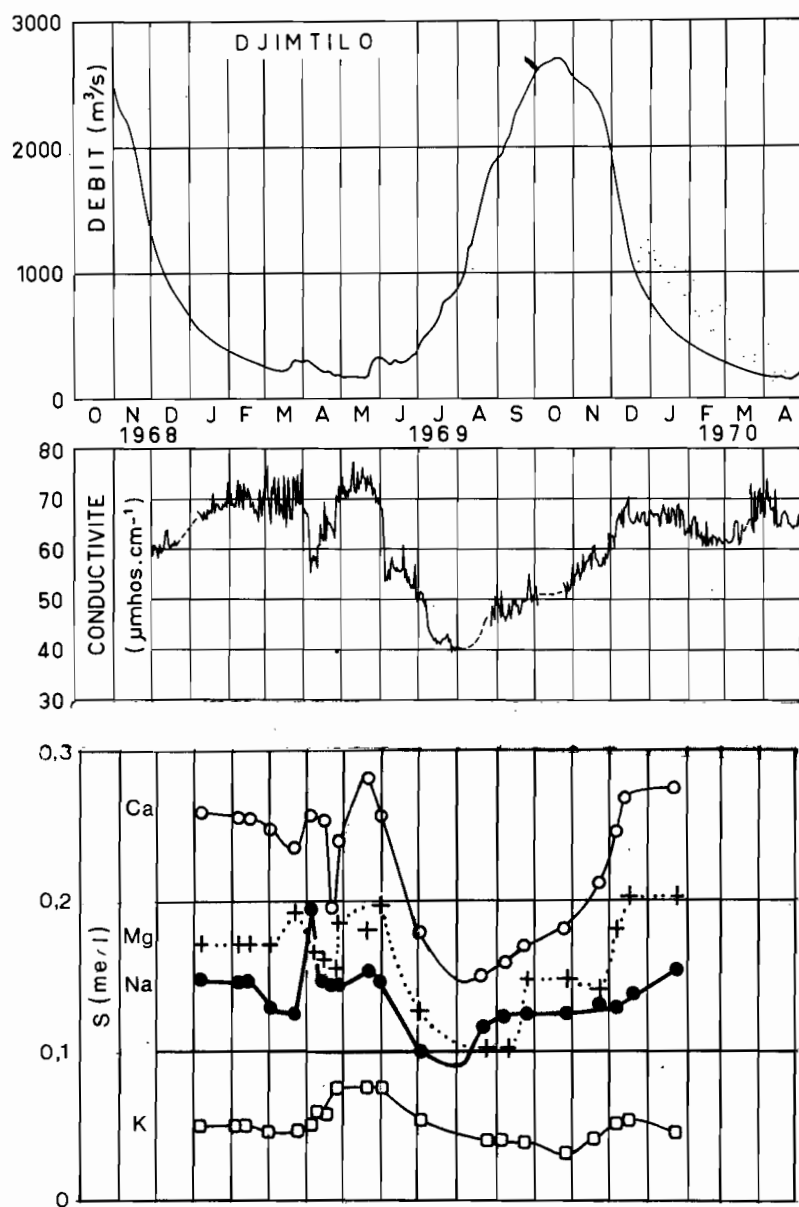


Fig. 23 : Variations des débits, de la conductivité (à 25° C) et des teneurs spécifiques en cations S des eaux du Chari au Delta (Djimtilo).

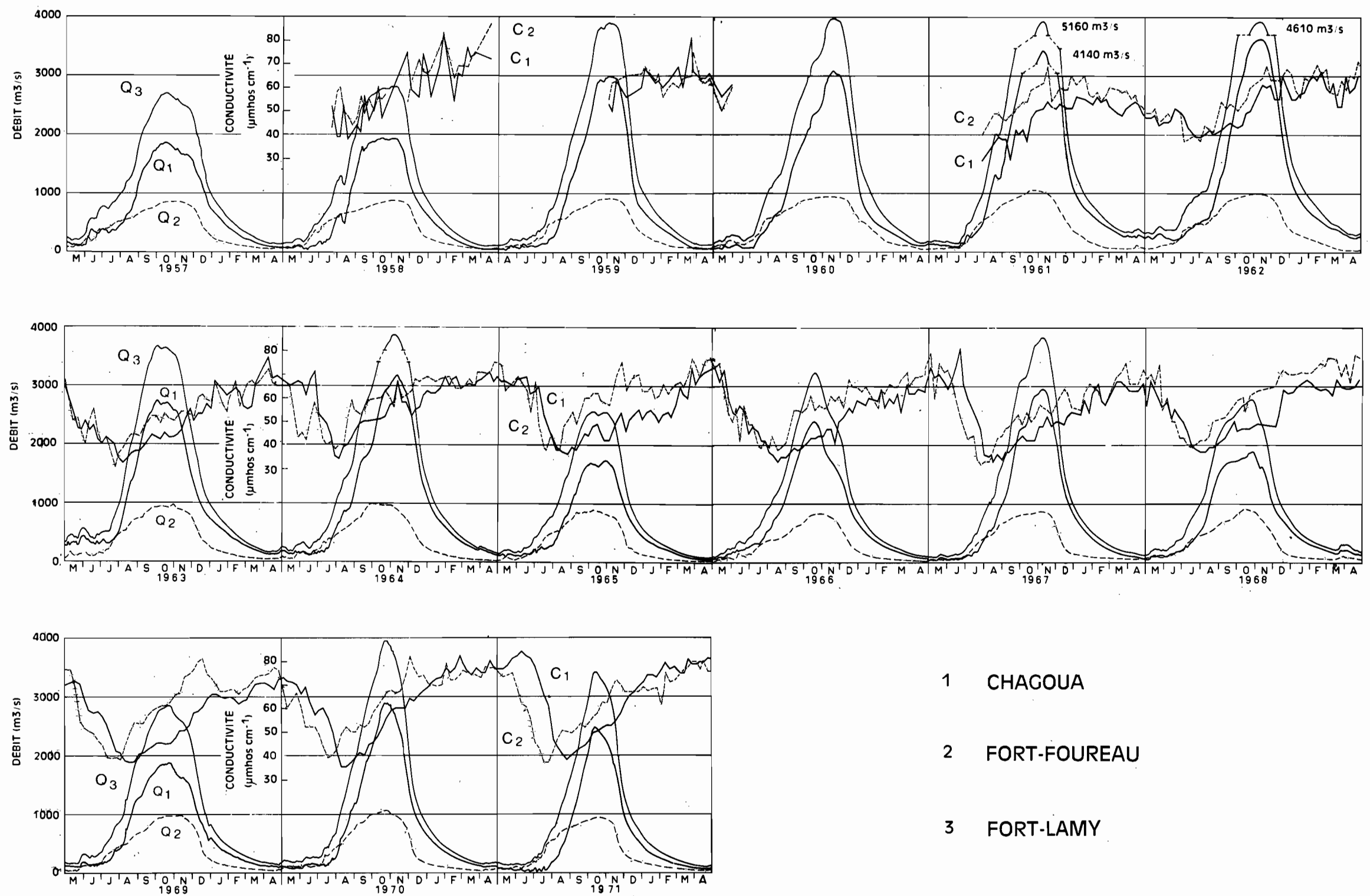


Fig. 24 : Variations des débits Q et des conductivités C du Chari à Chagoua et à Fort-Lamy et du Logone à Fort-Foureau de 1957-1958 à 1971-1972.

Tableau VII : Volume V, Conductivité C, teneur globale en cations rp^+ moyens annuels et quantité annuelle de cations transportée W dans le Logone à Fort-Foureau (indice 2) et le Chari à Chagoua (indice 1) et à Fort-Lamy (indice 3).

Année	V_1 10^9 m^3	V_2 10^9 m^3	V_3 10^9 m^3	C_1 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$	C_2 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$	C_3 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$	rp^+_1 me/l	rp^+_2 me/l	rp^+_3 me/l	W_1 10^{12} me	W_2 10^{12} me	W_3 10^{12} me
1958-1959	21,66	12,64	34,30	55,0	55,8	55,3	0,516	0,524	0,519	11,18	6,62	17,81
1961-1962	39,89	13,53	53,42	47,1	54,1	49,0	0,440	0,508	0,458	17,55	6,87	24,47
1962-1963	37,96	13,67	51,63	52,8	55,4	53,5	0,495	0,520	0,502	18,79	7,11	25,92
1963-1964	30,55	12,01	42,56	46,0	50,2	47,2	0,429	0,470	0,441	13,11	5,65	18,72
1964-1965	32,36	12,02	44,38	55,5	57,6	56,1	0,521	0,542	0,527	16,86	6,51	23,39
1965-1966	18,42	10,49	28,91	47,1	57,1	50,7	0,440	0,537	0,475	8,10	5,63	13,74
1966-1967	24,33	9,70	34,03	46,0	54,6	48,4	0,429	0,513	0,453	10,44	4,98	15,43
1967-1968	27,31	10,51	37,82	46,7	51,7	48,1	0,436	0,485	0,450	11,92	5,10	16,97
1968-1969	22,21	10,54	32,75	50,1	59,0	53,0	0,469	0,555	0,497	10,42	5,85	16,27
1969-1970	21,53	12,34	33,87	49,8	61,2	53,9	0,466	0,576	0,506	10,03	7,11	17,14
1970-1971	25,74	11,92	37,66	54,8	60,6	56,6	0,515	0,571	0,532	13,26	6,81	20,03
1971-1972	19,91	11,28	31,19	53,5	57,1	54,8	0,502	0,538	0,514	9,99	6,07	16,03
Moyenne 12 ans	26,82	11,72	38,54	50,3	56,2	52,1	0,471	0,528	0,488	12,66	6,20	18,86

Fleuve	rp ⁺ min.	rp ⁺ max.	rp ⁺ moy.	écart interannuel maximum
Logone à Fort-Foureau	0,47	0,58	0,53	$\pm 0,05$ soit $\pm 10 \%$
Chari à Chagoua	0,43	0,52	0,47	$\pm 0,05$ soit $\pm 10 \%$
Chari à Fort-Lamy	0,44	0,54	0,49	$\pm 0,05$ soit $\pm 10 \%$

En réalité, tant dans le Logone que dans le Chari, l'écart interannuel par rapport à la moyenne est à ces stations inférieur à $\pm 10 \%$ relatif, car la valeur obtenue est due pour une part probablement importante à l'erreur de mesure. Les conductivités ont été, en effet, mesurées dans différentes conditions, en particulier au cours des huit premières années. On peut cependant conclure que la variabilité interannuelle de la concentration en sels apparaît remarquablement faible en regard de celle du module. Celui-ci, pendant cette même période d'hydraulicité très variée a oscillé à Fort-Lamy de $- 25$ à $+ 40 \%$ par rapport à la moyenne interannuelle.

Aucune corrélation entre le module et la concentration moyenne annuelle n'a pu être mise en évidence.

Pour discerner les causes de cette faible variabilité interannuelle des salures, il faudrait disposer, dans l'ensemble du bassin, de résultats sur plusieurs années d'hydraulicité variée. Le rôle des inondations dans les cours inférieurs doit être déterminant. On pourrait penser que l'altération spécifique dans les hauts bassins et l'accroissement des salures dans les plaines sont fonction de l'hydraulicité, mais de façon inverse : un module élevé irait de pair avec une érosion intense en amont mais un faible accroissement de la salure dans les plaines (cf. El Baid, paragr. 4.4.2.).

Cette faible variabilité interannuelle semble également être de règle pour les charges en suspension. D'après les résultats de 1969-1970 à

1971-1972 (P. CARRE - 1972 -, A. CHOURET - 1973 -), les moyennes et les écarts interannuels sont de 109 (+ 2, - 4) mg/l à Fort-Foureau, 53 ($\pm$ 4) mg/l à Chagoua, 71 (+ 5, - 2) mg/l à Fort-Lamy. Signalons également les résultats obtenus par J.F. NOUVELOT au Cameroun : 158 mg/l en 1970-1971 et en 1971-1972 dans le Bam à Goura (régime tropical de transition) et 1270 et 1170 mg/l en 1968 et 1969 dans la Tsanaga à Bogo (régime tropical).

B. Moyennes mensuelles :

Nous avons reporté sur la figure 25 les conductivités moyennes mensuelles en fonction des débits moyens mensuels à Fort-Foureau, Chagoua et Fort-Lamy. On peut voir ainsi que l'écart interannuel par rapport à la moyenne est généralement inférieur à $\pm$ 20 %. Les corrélations entre les deux caractéristiques sont peu satisfaisantes. Les moins mauvaises sont observées pour les mois de mai et juin, et même juillet à Chagoua, car les petites crues qui se produisent alors entraînent une baisse des salures d'autant plus marquée que les débits sont élevés (cf. paragr. 4.3.1.):

4.4.1.2. Salures spécifiques.

Le tableau VIII mentionne les teneurs (me/l) et les proportions (%) moyennes mensuelles, annuelles en cations des eaux du Chari au Delta en 1969. Les valeurs moyennes annuelles observées en 1968 et 1969 à Fort-Foureau et Chagoua et en 1969 au Delta du Chari (Djimtilo) sont regroupées dans le tableau IX.

La faible variabilité interannuelle des salures globales moyennes annuelles du Logone et du Chari semble aller de pair avec celle des salures spécifiques : l'écart des deux valeurs annuelles par rapport à leur moyenne varie entre 0 et $\pm$ 5 % selon les cations. A Fort-Foureau, cet écart est pour Ca, Mg, Na, K respectivement de $\pm$ 5, 3, 0, 3 % et à Chagoua de $\pm$ 0, 3, 3, 2 %. Soulignons par ailleurs la bonne concordance entre les résultats de 1969 à Fort-Lamy et au Delta.

Tableau VIII: Teneurs et proportions cationiques des eaux du Chari au Delta en 1969.

	V ($10^6 \text{ m}^3/\text{s}$)	Teneurs en me/l					Teneurs relatives en %			
		Ca	Mg	Na	K	rp ⁺	Ca	Mg	Na	K
J	1436	0,261	0,174	0,147	0,050	0,631	41,3	27,5	23,3	7,9
F	810	0,270	0,180	0,154	0,053	0,657	41,1	27,4	23,4	8,1
M	681	0,269	0,202	0,142	0,051	0,665	40,5	30,4	21,3	7,7
A	653	0,220	0,158	0,153	0,067	0,598	36,8	26,4	25,6	11,2
M	524	0,265	0,186	0,157	0,074	0,683	38,8	27,3	23,0	10,8
J	791	0,206	0,151	0,119	0,057	0,532	38,7	28,4	22,3	10,7
J	1617	0,162	0,100	0,095	0,047	0,405	40,1	24,8	23,5	11,6
A	3634	0,156	0,102	0,107	0,043	0,408	38,2	25,0	26,3	10,5
S	5846	0,174	0,121	0,127	0,039	0,460	37,8	26,3	27,5	8,5
O	7464	0,177	0,147	0,127	0,030	0,482	36,8	30,5	26,3	6,3
N	6598	0,212	0,154	0,134	0,037	0,537	39,4	28,6	25,0	6,9
D	3720	0,254	0,189	0,124	0,048	0,615	41,3	30,7	20,2	7,8
An	33774	0,199	0,145	0,127	0,041	0,513	38,9	28,3	24,8	8,0

Tableau IX : Teneurs et proportions moyennes annuelles en cations des eaux du cours inférieur des tributaires du lac Tchad en 1968, 1969 ou 1970.

Stations	Années	V (10 ⁹ m ³)	Teneurs en me/l					Teneurs relatives en %			
			Ca	Mg	Na	K	rp ⁺	Ca	Mg	Na	K
FORT-FOUREAU (Logone)	1968	10,6	0,208	0,146	0,147	0,049	0,550	37,9	26,5	26,7	8,9
	1969	12,1	0,229	0,154	0,148	0,045	0,576	39,7	26,7	25,7	7,8
	Moyenne	11,4	0,219	0,150	0,148	0,047	0,564	38,8	26,6	26,2	8,3
CHAGOUA (Chari)	1968	22,5	0,184	0,132	0,109	0,039	0,464	39,6	28,4	23,5	8,4
	1969	21,6	0,185	0,125	0,115	0,041	0,466	39,6	29,6	24,7	8,8
	Moyenne	22,1	0,185	0,128	0,112	0,040	0,465	39,6	27,7	24,1	8,6
FORT-LAMY (Chari)	1968	33,1	0,192	0,136	0,122	0,043	0,493	38,9	27,6	24,7	8,7
	1969	33,8	0,200	0,135	0,127	0,043	0,505	39,7	26,7	25,2	8,4
	Moyenne	33,5	0,196	0,136	0,125	0,043	0,500	39,3	27,2	25,0	8,5
DELTA (Chari)	1969	33,8	0,199	0,145	0,127	0,041	0,513	38,9	28,3	24,8	8,0
Moyenne FORT-LAMY et DELTA (Chari)	1968,1969	33,5	0,197	0,139	0,125	0,042	0,503	39,2	27,6	24,9	8,3
MEINARI (El Beïd)	1968-1969	0,57	0,528	0,377	0,488	0,201	1,594	33,1	23,7	30,6	12,6
	1969-1970	1,4	0,429	0,297	0,363	0,104	1,193	36,0	24,9	30,4	8,7
GUESKEROU (Komadougou)	1970	0,4	0,341	0,216	0,191	0,066	0,814	41,9	26,5	23,5	8,1

Deux remarques doivent être faites :

- l'hydraulicité du Logone, d'après les débits à Lai est nettement plus forte en 1968 qu'en 1969. Elle est la même à Chagoua au cours de ces deux années.

- Les écarts observés sont probablement aussi dus en grande partie aux erreurs de dosage et ne peuvent guère être interpréter à priori comme des variations naturelles.

En vertu de cette dernière remarque, les teneurs relatives inter-annuelles du Chari au Delta sont évaluées en effectuant la moyenne des résultats obtenus à Fort-Lamy en 1968 et 1969 et à Djimtilo en 1969 (tableau IX).

En conclusion, on rappellera les très faibles écarts interannuels des salures du Chari et du Logone, inférieur à $\pm 10 \%$ par rapport à la moyenne interannuelle pour les teneurs globales et à $\pm 5 \%$ (sur deux ans) pour les teneurs spécifiques. Les salures globales interannuelles de douze années et les compositions cationiques moyennes de 1968 et 1969 (tableau IX) permettent finalement d'évaluer les teneurs spécifiques interannuelles (me/l) suivantes :

- Logone à Fort-Foureau : $\text{Ca} = 0,205 \text{ me/l}$, $\text{Mg} = 0,140 \text{ me/l}$, $\text{Na} = 0,138 \text{ me/l}$,
 $\text{K} = 0,044 \text{ me/l}$, $\text{rp}^+ = 0,528 \text{ me/l}$
- Chari à Chagoua : $\text{Ca} = 0,187 \text{ me/l}$, $\text{Mg} = 0,130 \text{ me/l}$, $\text{Na} = 0,114 \text{ me/l}$,
 $\text{K} = 0,041 \text{ me/l}$, $\text{rp}^+ = 0,471 \text{ me/l}$
- Chari au Delta : $\text{Ca} = 0,191 \text{ me/l}$, $\text{Mg} = 0,135 \text{ me/l}$, $\text{Na} = 0,122 \text{ me/l}$,
 $\text{K} = 0,041 \text{ me/l}$, $\text{rp}^+ = 0,488 \text{ me/l}$

4.4.1.3. Silice dissoute.

Les teneurs en silice dissoute des eaux du Chari au Delta varient entre 18 et 27 mg/l (tableau X) :

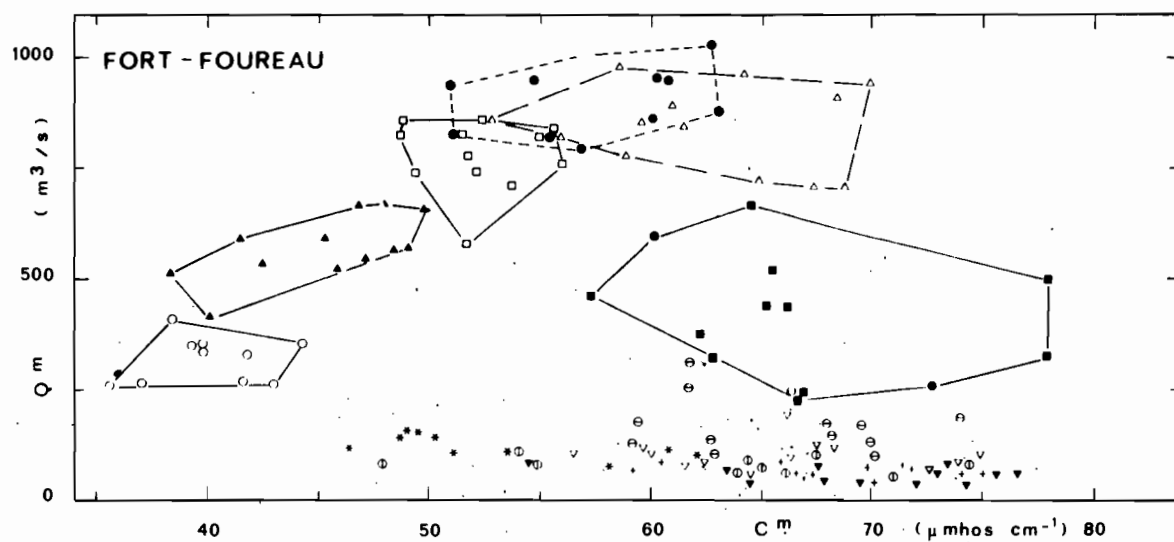
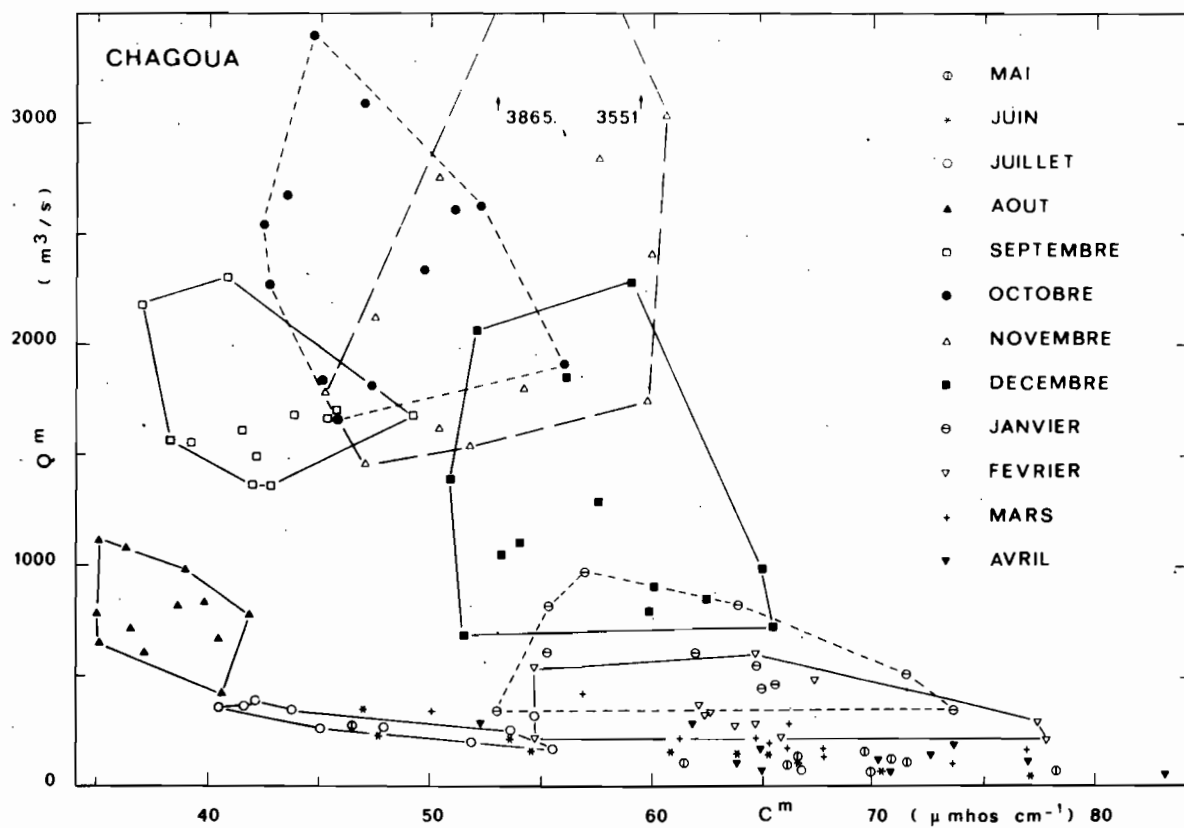


Fig. 25 a : Conductivité électrique C^m (à $25^\circ C$) et débit Q^m moyens mensuels des eaux du Chari à Chagoua et du Logone à Fort-Foureau de 1958-1959 à 1971-1972.

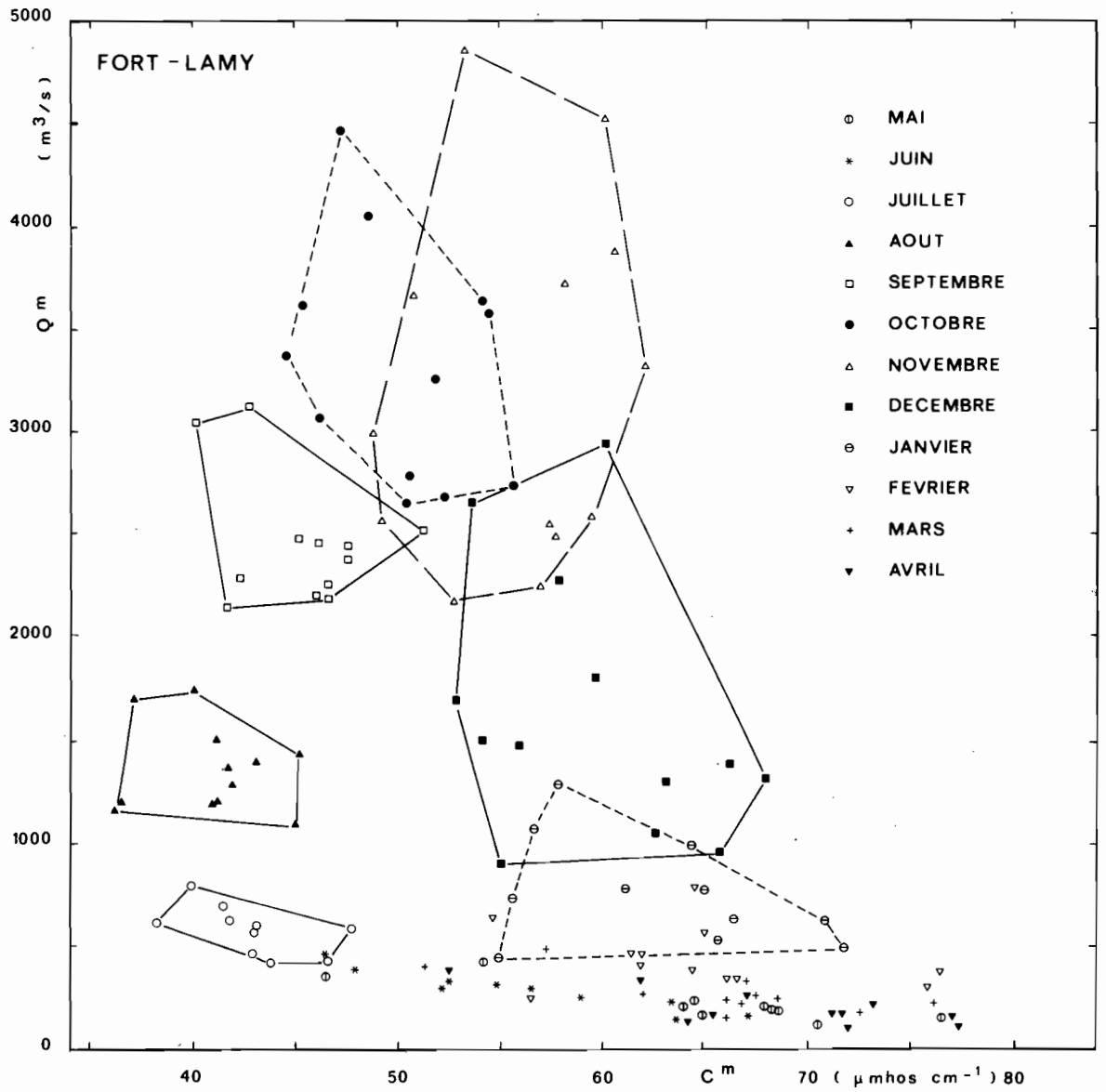


Fig. 25 b : Conductivité électrique C^m (à 25° C) et débits Q^m moyens mensuels des eaux du Chari à Fort-Lamy de 1958-1959 à 1971-1972.

Tableau X : Teneurs en silice dissoute des eaux du Chari au Delta.

Date	SiO ₂ (mg/l)	Date	SiO ₂ (mg/l)
18 - 7 - 1967	23,0	23 - 5 - 1969	25,8
12 - 11 - 1968	22,5	1 - 6 - 1969	20,0
30 - 11 - 1968	27,0	1 - 7 - 1969	21,2
6 - 1 - 1969	26,5	7 - 7 - 1969	26,4
6 - 2 - 1969	23,5	24 - 9 - 1969	23,0
15 - 2 - 1969	24,0	23 - 10 - 1969	26,5
3 - 3 - 1969	24,0	29 - 10 - 1969	24,3
19 - 4 - 1969	18,3		

Mentionnons en outre des teneurs de 27,0, 26,0 et 26,0 mg/l, le 24 octobre 1969 entre Fort-Lamy et le Delta.

La variation saisonnière ne peut être caractérisée. On remarquera seulement la faible teneur (18 mg/l) de la petite crue d'avril 1969. La moyenne arithmétique, de 24 mg/l, sera adoptée comme concentration moyenne annuelle.

Le rapport moyen SiO_2/rp^+ est ainsi de 48.

4.4.2. Salures moyennes de l'El Beïd à Meinari.

La crue de l'El Beïd en 1968-1969 est parmi les plus faibles qui aient été observées tandis que celle de 1969-1970 est conforme à la moyenne. Précisons ici que la salure des écoulements provoqués par les pluies n'a pas été étudiée la première année. En raison des faibles volumes qu'ils représentent (7 % du total annuel), l'erreur qui s'en suit n'est pas très forte.

La salure globale moyenne en 1968-1969 (1,59 me/l) est supérieure de 35 % à celle de 1969-1970 (1,19 me/l) tandis que les écarts en Ca, Mg, Na, K sont respectivement de + 23, + 27, + 34, + 93 %. La dilution des eaux et des sels résiduels de la plaine croît avec le volume écoulé. Les proportions moyennes annuelles en sodium et en magnésium varient très peu d'une année à l'autre. En revanche, les eaux sont d'autant plus riches en calcium et pauvres en potassium que la crue est importante.

En définitive, il nous paraît préférable d'adopter, dans un bilan interannuel, les teneurs (me/l) de la crue moyenne de 1969-1970 (tableaux IX et XI), c'est-à-dire :

$$\begin{aligned} \text{Ca} &= 0,429 \text{ me/l}, \text{ Mg} = 0,297 \text{ me/l}, \text{ Na} = 0,363 \text{ me/l}, \text{ K} = 0,104 \text{ me/l}, \\ \text{rp}^+ &= 1,19 \text{ me/l}. \end{aligned}$$

Les premières eaux qui arrivent à Tildé en octobre 1969 ont une teneur en silice dissoute de 76 mg/l. Les concentrations décroissent pendant la montée des eaux pour atteindre 32 mg/l lors de la pointe de crue. Elles suivent sensiblement la même variation que la salure globale, le rapport SiO_2/rp^+ variant entre 46 et 39. Ce rapport est légèrement inférieur à celui des eaux au delta du Chari (48). Pendant la décrue en 1968, les teneurs en silice augmentent de 40 à 45 mg/l, mais le rapport SiO_2/rp^+ passe de 38 à 32.

On se basera sur un rapport moyen SiO_2/rp^+ de 42 pour évaluer la teneur moyenne annuelle en silice des eaux de l'El Beïd, qui doit ainsi être voisine de 50 mg/l en 1969-1970.

4.4.3. Salures moyennes de la Komadougou à Gueskéro.

Les salures moyennes annuelles des eaux de la Komadougou à Gueskéro en 1970 sont :

$$\begin{aligned} \text{Ca} &= 0,341 \text{ me/l}, \text{ Mg} = 0,216 \text{ me/l}, \text{ Na} = 0,191 \text{ me/l}, \text{ K} = 0,066 \text{ me/l}, \\ \text{rp}^+ &= 0,814 \text{ me/l}. \end{aligned}$$

Tableau XI : Teneurs et proportions cationiques des eaux de l'El Baid à Meinari en 1969-1970.

	V (10 ⁶ m ³ /s)	Teneurs en me/l					Teneurs relatives en %			
		Ca	Mg	Na	K	rp ⁺	Ca	Mg	Na	K
M	0									
J	0,304	0,644	0,511	0,832	0,273	2,26	28,5	22,6	36,8	12,1
J	10,3	0,613	0,460	0,764	0,234	2,07	29,6	22,2	36,9	11,3
A	18,5	0,249	0,195	0,218	0,078	0,74	33,7	26,3	29,5	10,5
S	14,8	0,209	0,181	0,195	0,077	0,66	31,6	27,4	29,5	11,6
O	20,6	0,412	0,280	0,288	0,148	1,13	36,5	24,8	25,5	13,1
N	303	0,410	0,292	0,319	0,119	1,14	36,0	25,6	28,0	10,4
D	632	0,434	0,280	0,328	0,097	1,14	38,1	24,6	28,8	8,5
J	289	0,440	0,325	0,471	0,094	1,33	33,1	24,4	35,4	7,1
F	66,9	0,483	0,345	0,453	0,079	1,36	35,5	25,4	33,3	5,8
M	4,69	0,479	0,343	0,450	0,078	1,35	35,5	25,4	33,3	5,8
A	0,076	0,497	0,356	0,466	0,081	1,40	35,5	25,4	33,3	5,8
An	1360	0,429	0,297	0,363	0,104	1,19	36,0	24,9	30,4	8,7

Les données disponibles (fig. 26) ne permettent pas de définir la variation pluriannuelle. Par ailleurs, les pertes en eau (estimées à environ 50 %), qui continuent à se réaliser par débordement entre Gueskéro et le lac (65 km), laissent supposer sur ce parcours un accroissement de la salure. L'erreur entraînée dans l'estimation des apports totaux en sels reste de toute façon limitée puisque ce cours d'eau ne contribue qu'à environ 0,5 % à l'alimentation liquide du lac. Le tableau XII indique les concentrations et les proportions moyennes mensuelles en cations.

4.4.4. Salures interannuelles de l'apport fluvial au lac Tchad.

Aux trois paragraphes précédents, nous avons estimé, en utilisant toutes les données disponibles, les valeurs les plus approchées des salures moyennes interannuelles des différentes eaux fluviales qui alimentent le lac Tchad. En pondérant ces différentes teneurs par les volumes moyens déversés dans le lac, ces seize dernières années, on aboutit finalement aux teneurs et proportions cationiques moyennes suivantes :

$$\text{Ca} = 0,200 \text{ me/l}, \text{Mg} = 0,141 \text{ me/l}, \text{Na} = 0,131 \text{ me/l}, \text{K} = 0,043 \text{ me/l}, \\ \text{rp}^+ = 0,515$$

$$\text{Ca} = 38,8 \%, \text{Mg} = 27,4 \%, \text{Na} = 25,4 \%, \text{K} = 8,4 \%$$

$$\text{SiO}_2 = 25 \text{ mg/l}, \text{SiO}_2 / \text{rp}^+ = 48,5.$$

La teneur ionique globale est de : 41,8 mg/l.

Il ne fait pas de doute que ces résultats pourraient être améliorés, en particulier par des mesures complémentaires effectuées dans l'El Beïd. Le gain de précision serait probablement modeste pour le Chari et donc finalement pour l'apport total par les fleuves. Il nous semblerait donc préférable que les études ultérieures cherchent maintenant à caractériser les apports en sels (et en poussières insolubles) par les vents et les pluies.

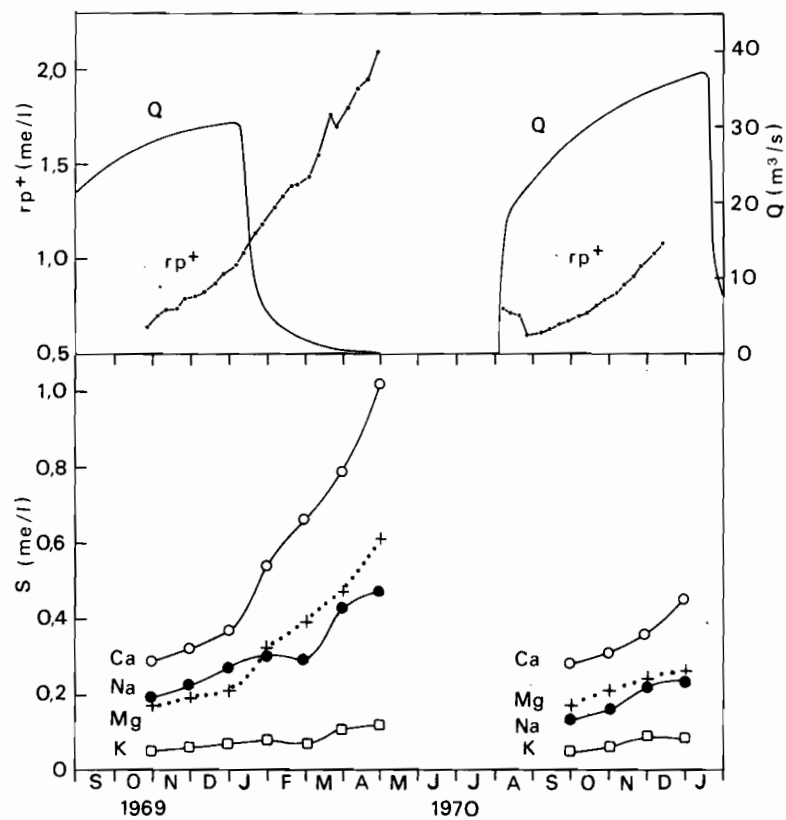


Fig. 26 : Variations des débits Q , des teneurs globales rp^+ et spécifiques S en cations des eaux de la Komadougou à Gueskéro.

Tableau XII : Teneurs et proportions cationiques moyennes mensuelles des eaux de la Komadougou à Gueskerou en 1970.

	V (10 ⁶ m ³ /s)	Teneurs en me/l					Teneurs relatives en %			
		Ca	Mg	Na	K	rp ⁺	Ca	Mg	Na	K
J	49,9	0,422	0,237	0,299	0,072	1,03	41,0	23,0	29,0	7,0
F	7,63	0,587	0,342	0,303	0,079	1,31	44,8	26,1	23,1	6,0
M	2,73	0,733	0,433	0,330	0,082	1,58	46,4	27,4	20,9	5,2
A	0,33	0,815	0,493	0,427	0,105	1,84	44,3	26,8	23,2	5,7
M	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
J	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
J	0	-	-	-	-	-	-	-	-	-
A	29,8	0,284	0,173	0,132	0,051	0,64	44,4	27,0	20,6	7,9
S	66,6	0,266	0,162	0,124	0,047	0,60	44,4	27,0	20,6	7,9
O	81,5	0,292	0,194	0,146	0,048	0,68	42,9	28,6	21,4	7,1
N	87,3	0,324	0,222	0,182	0,071	0,80	40,5	27,8	22,8	8,9
D	95,4	0,394	0,252	0,233	0,091	0,97	40,6	26,0	24,0	9,4
An	42,1	0,341	0,216	0,191	0,066	0,81	41,9	26,5	23,5	8,1

4.5. QUANTITES DE SELS TRANSPORTÉES PAR LES TRIBUTAIRES.

4.5.1. Evolution longitudinale des transports ioniques annuels.

Les quantités de cations W exportées en 1969-1970 aux différentes stations des bassins sont indiquées dans le tableau V . Elles varient entre $0,28.10^9$ me/an (à Bologo) et 17.10^9 me/an (à Fort-Lamy).

Dans le Chari, le module et la concentration ionique moyenne annuelle augmentent légèrement vers l'aval, et par conséquent la quantité d'ions transportée. Il en est de même dans le Logone jusqu'à Bongor. La concentration continue ensuite à augmenter vers l'aval, mais le module diminue notamment par suite des débordements vers l'El Beïd de telle sorte que la quantité d'ions transportée décroît entre Bongor et Fort-Foureau. En fait, il convient, pour dresser un bilan comparatif avec Bongor, de prendre en considération les exportations réunies du Logone à Fort-Foureau et de l'El Beïd à Meinari. On estime ainsi les pertes d'ions à 8 % en 1969-1970 et, avec une moindre précision, à 11 % en 1968-1969. Les pertes en Ca, Mg, Na, K étant respectivement de 9, 2, 10, 17 % au cours de la première année et de 6, 5, 10, 19 % au cours de la seconde. Dans ce bilan, on ne prend pas en compte des termes secondaires tels :

- les pertes vers le bassin du Niger par le seuil de Dana qui sont pratiquement nulles en année d'hydraulicité moyenne,

- les apports au Grand Yaéré par les rivières du Nord-Cameroun qui doivent être négligeables pour une pluviosité annuelle moyenne, comme c'est le cas en 1968 et 1969.

Le lessivage des régions basses, et en particulier des plaines d'inondation, augmente la concentration globale mais non la quantité inter-annuelle moyenne de sels transportée puisque nous avons vu, au paragraphe 4.3.2., qu'il s'agissait d'un simple report d'une année à l'autre, consécutif à l'évaporation des eaux entre deux périodes de hautes eaux.

4.5.2. Altération ionique spécifique.

L'altération spécifique $w = \frac{W}{A}$, (W étant la quantité annuelle transportée et A la superficie du bassin), décroît de l'ouest vers l'est, de 267.10^6 me/km² an, dans le bassin du Logone à Baïbokoum, à 141.10^6 me/km² an, dans celui de la Pendé à Goré, puis de 73.10^6 me/km² an dans le bassin du Bahr Sara à Manda à 15.10^6 me/km² an dans celui du Chari à Fort-Archambault (tableau V). On remarquera la faible altération du bassin de la Lim.

Cette évolution se réalise dans le même sens que celle de la dégradation mécanique car, nous l'avons vu au paragraphe 1., les facteurs conditionnels des deux phénomènes, à l'échelle des hauts bassins, sont communs et de moins en moins favorables vers l'est. La relation entre l'altération spécifique et l'altitude moyenne du bassin (fig. 27) est assez étroite, car cette dernière caractéristique conditionne elle-même les pentes topographiques et la pluviosité.

L'altération spécifique interannuelle dans l'ensemble du bassin du Chari-Logone-El Beïd peut être évaluée à 35.10^6 me/km² an. Cependant, il faut souligner que la signification de ce résultat est amoindrie par un piégeage partiel des ions dans les plaines d'inondation.

4.5.3. Variations saisonnières des transports ioniques dans l'ensemble du bassin.

Les salures globales ou spécifiques varient généralement du simple au double ou au triple au cours de l'année et les débits liquides dans un rapport de 1 à 10, voire plus de 100. Les débits ioniques dépendent ainsi essentiellement de ce second facteur qui détermine pour leur courbe de variation une allure et une chronologie très semblables à celle de l'hydrogramme (M.A. ROCHE - 1967 -).

Dans l'ensemble du bassin, les débits cationiques minimums ont lieu ainsi à l'étiage. Les moyennes mensuelles minimales aux stations en 1969-1970

varient entre $0,08.10^3$ me/s (à Bologo en mai) et 115.10^3 me/s (en avril à Fort-Lamy). Les valeurs maximales, qui coïncident avec la pointe de crue, sont comprises entre 48.10^3 me/s (à Bologo en septembre) et $1\,380.10^3$ me/s (à Fort-Lamy en novembre).

Il arrive cependant que les débits ioniques varient très peu lors des premières petites crues de mars à juin, si les débits liquides n'augmentent que faiblement tandis que les teneurs diminuent fortement. A Fort-Lamy et au Delta, en raison du chevauchement de la pointe de crue sur deux mois et de l'augmentation des salures, le débit moyen mensuel maximum de certains cations peut avoir lieu en novembre lorsque celui des débits liquides est en octobre. Mais il est alors peu différent de la valeur d'octobre. Le tableau XIV indique les apports moyens mensuels et annuels du Chari (et de la Serbéouel) au cours de l'année 1969.

Les débits moyens mensuels minimaux et maximaux et les débits moyens annuels de cations, ainsi que les quantités correspondantes déversées en 1969 ou 1970 dans le lac Tchad par les tributaires sont présentés dans le tableau XV. En 1968, l'apport global en sels au lac est minimum en mai. Le débit maximum a lieu en novembre mais il est très proche de celui d'octobre et peut, certaines années, être observé ce mois-là.

L'importance déterminante du facteur débit liquide sur les quantités transportées se traduit également dans la distribution saisonnière de celles-ci. Environ 85 % de l'alimentation du lac en sels sont assurés chaque année de juillet à décembre. En 1969-1970, les apports en eaux et en sels par le Chari, sont respectivement de 85 à 82 % au cours de ces six mois et de 59 à 57 % de septembre à novembre.

4.5.4. Apports interannuels en sels au lac Tchad par les tributaires

Les quantités d'ions interannuelles déversées dans le lac par les tributaires (tableau XVI) sont évaluées en effectuant le produit de la concentration interannuelle, définie au paragraphe 4.4.4, par le volume interannuel. Celui-ci est calculé pour les seize années qui ont précédé l'établissement du bilan salin du lac, c'est-à-dire de 1954-1955 à 1969-1970. Nous avons déjà précisé qu'une telle période correspond en 1969 au temps moyen de résidence du sodium dans le lac (15,7 ans).

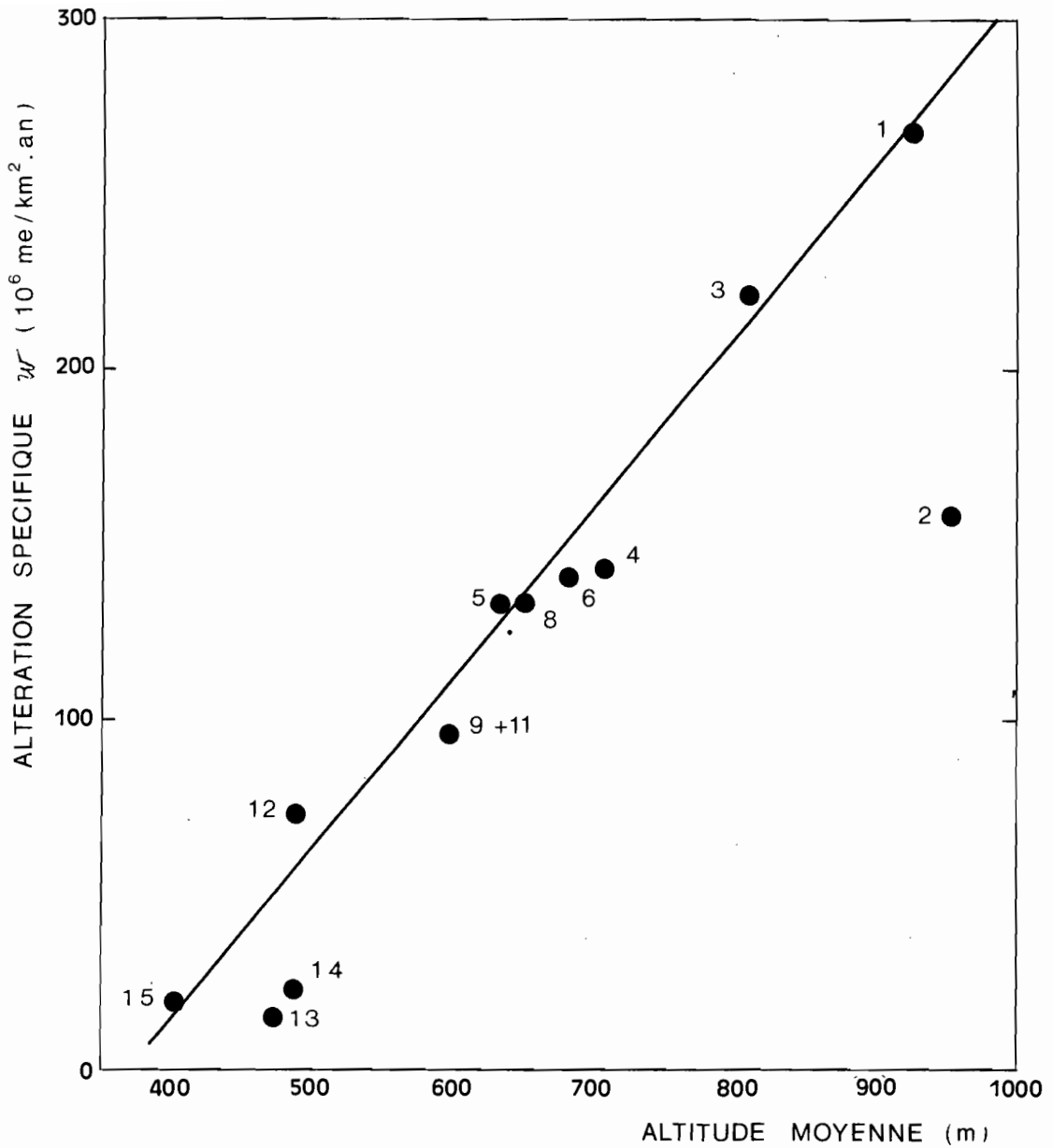


Fig. 27 : Altération spécifique w , en me/l de cations par $\text{km}^2 \cdot \text{an}$, en fonction de l'altitude moyenne dans le bassin du Chari-Logone
 1 : Baibokoum, 2 : Ouli-Bangala, 3 : Moundou, 4 : Goré, 5 : Doba, 6 : Lai, 7 : Bologo, 8 : Bongor, 9 : Fort-Foureaux, 10 : Meinari, 11 : Manda, 12 : Fort-Archambault, 13 : Bousso, 14 : Chagoua.

Tableau XIV : Quantités W mensuelles et annuelles de
cations, et quantités mensuelles relatives
W (%), déversées dans le lac par le Chari
(et la Serbéouel) en 1969.

Mois	W (10^{12} me)					W (%)	
	Ca	Mg	Na	K	rp ⁺	rp ⁺	
J	375	250	211	71	907	5	
F	219	146	125	43	532	3	
M	183	137	97	35	452	3	
A	144	103	100	44	391	2	
M	139	98	82	39	358	2	
J	163	119	94	45	421	2	
Jt	262	162	153	76	652	4	
A	567	371	389	156	1484	9	
S	1017	707	742	228	2695	16	
O	1320	1097	947	224	3588	21	
N	1398	1016	884	244	3542	20	
D	946	704	462	179	2290	13	
An	6733	4909	4287	1384	17312	100	

Tableau XV : Débits de cations moyens mensuels maximum et minimum et moyen annuel Q_{rp}^+ et quantités correspondantes W déversés en 1969 ou 1970 par les fleuves dans le lac Tchad.

Cations	CHARI + SERBEQUEL (1969)			EL BEID (1969-1970)			KOMADOUGOU (1970)			APPORTS FLUVIAUX (# 1969)			
	Q_{rp}^+	W		Q_{rp}^+	W		Q_{rp}^+	W		Q_{rp}^+	W		
	(10 ³ me/s)	(10 ⁹ me)	mois	(10 ³ me/s)	(10 ⁹ me)	mois	(10 ³ me/s)	(10 ⁹ me)	mois	(10 ³ me/s)	(10 ⁹ me)	mois	
Ca	min.	52	139	mai	0	0	mai	0	0	mai à juil.	52	139	mai
	max.	540	1398	novembre	102	274	décembre	7	16	décembre	599	1550	novembre
	moy. ou total	213	6733		19	583		3	72		235	7388	
Mg	min.	37	98	mai	0	0	mai	0	0	mai à juil.	37	98	mai
	max.	409	1097	octobre	66	177	décembre	5	12	décembre	433	1124	novembre
	moy. ou total	156	4909		13	404		2	46		171	5359	
Na	min.	31	82	mai	0	0	mai	0	0	mai à juil.	31	82	mai
	max.	354	947	octobre	77	207	décembre	4	11	décembre	384	997	novembre
	moy. ou total	136	4287		16	494		2	40		154	4821	
K	min.	13	35	mars	0	0	mai	0	0	mai à juil.	14	37	mars
	max.	94	244	novembre	23	61	décembre	2	5	décembre	110	264	novembre
	moy. ou total	44	1384		4	147		1	14		49	1545	
rp^+	min.	134	358	mai	0	0	mai	0	0	mai à juil.	135	359	mai
	max.	1367	3588	oct. et nov.	269	720	décembre	18	47	décembre	1527	3958	novembre
	moy. ou total	549	17310		51	1623		6	172		606	19105	

Tableau XVI : Volumes d'eau (V) et quantités d'ions et de silice (W) interannuels déversés par les fleuves dans le lac Tchad (période 1954-1955 à 1969-1970).

Tributaires	V 10^9 m^3 /an	Unité W	W							W (%) rp ⁺	W SiO ₂
			Ca	Mg	Na	K	CO ₃ H	rp ⁺	rp		
Logone à Fort-Foureau	12,5	10 ¹² me/an	2,563	1,750	1,725	0,550	(6,600)	6,600	13,200	29,6	
		10 ⁴ t/an	5,126	2,100	3,968	2,145	(40,260)	13,339	53,599		-
Chari à Chagoua	29,2	10 ¹² me/an	5,460	3,796	3,329	1,197	(13,753)	13,753	27,506	61,7	
		10 ⁴ t/an	10,920	4,555	7,657	4,668	(83,893)	27,800	111,693		-
Chari à Fort-Lamy	41,7	10 ¹² me/an	7,965	5,630	5,087	1,710	(20,350)	20,350	40,700	91,3	-
		10 ⁴ t/an	15,930	6,756	11,700	6,669	(124,135)	41,055	165,190		100
El Beïd à Meinari	1,5	10 ¹² me/an	0,644	0,446	0,545	0,156	(1,785)	1,785	3,570	8,0	-
		10 ⁴ t/an	1,288	0,535	1,254	0,608	(10,889)	3,685	14,574		8
Komadougou	0,2	10 ¹² me/an	0,068	0,043	0,038	0,013	(0,163)	0,163	0,326	0,7	-
		10 ⁴ t/an	0,136	0,052	0,087	0,051	(0,994)	0,326	1,320		(1)
Apport fluvial total	43,4	10 ¹² me/an	8,677	6,119	5,670	1,879	(22,298)	22,298	44,596	100	-
		10 ⁴ t/an	17,354	7,343	13,041	7,328	(136,018)	45,066	181,084		109

L'apport interannuel au lac est ainsi de $22,3 \cdot 10^{12}$ me/an de cations ou $1,81 \cdot 10^6$ tonnes/an d'ions auquel viennent s'ajouter $1,09 \cdot 10^6$ tonnes de silice dissoute.

Si l'on prend en considération la période 1870-1971, pour laquelle les modules ont été en partie reconstitués, on estime un apport interannuel de l'ordre de $24 \cdot 10^{12}$ me/an de cations, ou $1,92 \cdot 10^6$ t/an d'ions, et de $1,15 \cdot 10^6$ t/an de silice dissoute.

On estime que les apports d'ions ont varié depuis 1954, et même 1933, entre 1,1 et 2,7 millions de tonnes par an.

Pour conclure, nous soulignerons l'analogie des tonnages interannuels en solution et en suspension (3 millions de tonnes par an) déversés dans le lac par les tributaires. Finalement, le lac reçoit ainsi un apport moyen de 6 millions de tonnes de matières par an.

4.5.5. Apports en sels au lac Tchad par les tributaires en 1969-1970

La quantité globale de cations déversés dans le lac Tchad en 1969-1970, de $19,1 \cdot 10^{12}$ me, est de 12 % inférieure à la moyenne interannuelle (période de 15 ans). Les apports respectifs des tributaires en cations (W) et en eau (V) sont mentionnés ci-dessous.

Année 1969-1970			
Tributaire	W 10^{12} me	W %	V %
Chari	16,6	87	91
Serbéouel	0,7	3	4
El Beïd	1,6	9	4
Komadougou (1970)	0,2	1	1
Total	19,1	100	100

Le Chari à Chagoua exporte $10,0 \cdot 10^{12}$ me et le Logone à Fort-Foureau $7,1 \cdot 10^{12}$ me. Cette dernière valeur représente une contribution de 42 % à l'alimentation du Chari inférieur et de 37 % à celle du lac.

En 1969-1970, l'apport en silice, de $0,89 \cdot 10^6$ t est inférieur de 17 % à la valeur interannuelle.

Le tableau XIV indique les apports mensuels par le Chari (et la Serbéouel) au cours de l'année 1969.

4.6. CONCLUSION SUR LE REGIME DES TRANSPORTS DE MATIERES VERS LE LAC TCHAD

4.6.1. L'évolution longitudinale des transports d'eaux et de sels vers le lac Tchad est déterminée à la fois :

- par une alimentation essentiellement assurée par les précipitations et l'altération dans les hauts-bassins cristallins du Cameroun et de la République Centrafricaine, en régime tropical pur ou de transition,

- par l'évaporation et l'intervention de phénomènes physico-chimiques et biochimiques modificateurs des salures, lors de l'écoulement dans les cours inférieurs très dégradés de la zone sahélienne.

Actuellement, les migrations de matières dans la cuvette tchadienne se font uniquement de la zone humide vers la zone semi-aride. Au gradient topographique, qui s'atténue fortement vers l'aval, se superpose un gradient climatique extrêmement marqué.

4.6.2. Les variations saisonnières des salures sont caractéristiques de ce régime, que l'on peut qualifier de tropical-sahélien.

Si sous un tel climat, les salures des apports au lac dépendent avant tout de la nature pétrographique et de l'évolution pédogénétique des bassins, leurs variations temporelles, quant à elles, sont principalement conditionnées par la distribution annuelle des pluies de mousson, groupées en cinq mois, et par les modes d'écoulements.

A. La diminution de la salure pendant les premiers écoulements, qui de mars à juin restent contenus dans le lit du fleuve, est due, dans les hauts bassins :

- . aux faibles contacts entre l'eau et les sols secs et dénudés de végétation herbacée,
- . à la disponibilité décroissante des sels accumulés dans le réseau hydrographique pendant la saison sèche,
- . à l'augmentation des débits qui, dans de telles conditions, assurent une dilution de plus en plus intense.

B. Le minimum de salure (0,40 me/l), qui se réalise régulièrement pendant les premiers jours d'août (trois mois avant le maximum de débit), puis l'augmentation progressive pendant la crue et la décrue, sont provoqués par des contacts mieux développés entre l'eau et les sols, au fur et à mesure que les pluies s'intensifient (augmentation de la capacité de rétention à la suite du développement du tapis herbacé, humectation des profils, accroissement de l'écoulement hypodermique). Toutefois, l'accroissement des salures au cours des hautes eaux, d'août à décembre, est surtout consécutif à l'effet de l'évaporation lors de l'épandage des eaux dans les plaines aval.

Sur plusieurs dizaines de milliers de kilomètres carrés de vertisols, de sols hydromorphes, parfois halomorphes, recouverts d'une végétation herbacée dense et peuplés d'innombrables troupeaux, les eaux de débordement s'écoulent pendant cinq mois, sur une hauteur maximale d'environ 1,5 m. L'écoulement se réalise sous climat sahélien donc avec des températures élevées favorisant les réactions chimiques. Dans ces plaines, les salures peuvent doubler, voire quadrupler par évaporation directe au cours de l'écoulement et par dilution des ions abandonnés par la crue ou les crues précédentes. C'est là un report de sels mais l'évaporation s'exerce ainsi pendant la période séparant deux crues et donc pendant un temps moyen supérieur à celui de l'écoulement. En outre, cet accroissement s'accompagne de modifications de salures dont les plus marquées sont :

- un gain de calcium et de magnésium pour les premiers écoulements,
- un gain de potassium lors des premiers débordements du Logone dans le Grand Yaéré, (cet enrichissement n'est pas particulièrement accentué sur l'axe du Logone inférieur),

- une perte de calcium, de magnésium et de potassium pour les eaux qui séjournent dans les plaines.

Les phénomènes qui entraînent ces modifications restent hypothétiques (adsorption - exorption par les argiles, la matière organique, absorption-exorption par la végétation - et les cendres -, précipitation-dissolution de carbonates, pollution par les animaux ...). La néoformation de montmorillonites est certaine dans les sols. Certains phénomènes sont probablement analogues à ceux qui modifient et régularisent les salures dans le lac mais leurs effets dans les plaines sont plus limités, en raison d'un temps de séjour des eaux et des sels plus court.

Quels qu'ils soient, ces phénomènes semblent jouer plus ou moins intensément au cours des différents épisodes hydrologiques qui composent la crue annuelle et selon les plaines, mais on n'observe finalement que la résultante. Ainsi dans le Grand Yaéré et l'El Beïd, l'enrichissement annuel maximal est observé pour le potassium en année de faible hydraulité et en sodium en année de forte hydraulité. Ce sont, au contraire, les teneurs en calcium et magnésium qui, en année moyenne, s'accroissent le plus sur l'axe du Logone inférieur. Dans l'ensemble des plaines situées entre Bongor et le lac, les pertes globales d'ions sont estimées grossièrement à 8 % en 1968-1969 et 11 % en 1969-1970. Elles affectent par ordre d'importance le potassium, le sodium, le calcium puis le magnésium. Une part de ces pertes revient cependant aux infiltrations vers la nappe phréatique. Les pertes de matières en suspension, estimées à 1,4 millions de tonnes en moyenne (soit 50 %) sur l'axe du Logone inférieur (CARRE P. - 1972 -), sont nettement plus élevées que les précédentes. Finalement, ces plaines constituent actuellement, en amont du lac Tchad, un vaste bassin de sédimentation, où les modifications de salures, ainsi que la différence de nature minéralogique entre les argiles des sols (montmorillonites) et les argiles abandonnées par les eaux, laissent présumer une grande variété de phénomènes physico-chimiques et biochimiques.

C. En fin de décrue et pendant le tarissement, la baisse et le minimum secondaire des salures en février marquent la fin de la vidange des plaines d'inondation. L'augmentation en mars est due à des conditions normales d'écoulement dans le lit mineur. La salure constante ou légèrement croissante des eaux fournies par les nappes souterraines amont s'accroît jusqu'au maximum

annuel (0,7 à 0,8 me/l), sous l'effet de l'évaporation, en fonction inverse du débit.

5. APPORTS METEORIQUES DE POUSSIÈRES AU LAC TCHAD

5.1. Apports de poussières insolubles et solubles par les vents

Les apports éoliens de poussières, solubles et insolubles, sont délicats à évaluer sans l'emploi de méthodes très élaborées et significatives. L'extrapolation à l'échelle régionale des résultats obtenus à l'échelle de mesure, apparaît en particulier comme un des principaux obstacles. Une étude exhaustive de la sédimentation éolienne des sables et des poussières de la zone désertique dans les zones sahélienne et tropicale semble maintenant s'imposer car ce phénomène représente un élément essentiel de la géodynamique quaternaire et actuelle du bassin.

C'est probablement l'Harmattan, de secteur NE, qui joue le rôle le plus important. Il vient du Sahara et balaye en outre les natronnières avant de souffler sur le lac. La Mousson, de secteur SW, peut transporter des sels d'origine marine (chlorure de sodium). Par contre les vents de poussières très violents, qui précèdent souvent les tornades doivent contribuer pour une grande part à l'apport éolien. Il faut toutefois remarquer que ces sédiments proviennent alors des régions voisines et ne représentent pas un gain réel pour le bassin.

G. BOCQUIER et M. GAVAUD (1964) mentionnent une analyse de poussières (me/100 g) recueillies sur des feuilles de plantes dans le Kadzell, après un vent de poussières, en février 1962 :

Ca = 188, Mg = 120, Na + K = 54, Cl = 12, $SO_4 = 84$, $CO_3 = 266$

Total = 724, impuretés = 81 %

Un essai de mesure, effectué à Fort-Lamy (DUPONT -1967-), conduit à une valeur de $110 \text{ t/km}^2 \text{ an}$, dont 99 % de grains de quartz. L'Auteur souligne que ni la méthode utilisée, ni la représentativité du site de prélèvement, ne sont réellement satisfaisantes. C'est pourquoi il semble préférable de ne pas prendre ces résultats en considération.

La meilleure façon de se faire actuellement une idée de l'apport éolien au lac est encore d'évaluer arbitrairement le dépôt spécifique annuel de poussières entre des valeurs plausibles de 1 et 50 g/m^2 . De 2.10^4 à 1.10^6 t/an de matériaux solubles et insolubles sédimenteraient ainsi, soit l'équivalent de 0,3 à 15 % de l'apport fluvial.

5.2. Apports de sels par les pluies

Le tableau XVII indique les salures moyennes mensuelles et annuelles des pluies à Fort-Lamy en 1969. Ces eaux ont été échantillonnées dans un pluviomètre Association, à 1,5 m du sol, et cumulées chaque mois dans un réservoir en plastique.

On remarquera que les précipitations mensuelles (et journalières) sont généralement d'autant moins minéralisées que leur hauteur est élevée. La pluie ramène au sol les sels mis en suspension par les vents et la relation précédente traduit un simple effet de dilution.

Toutefois, les salures apparaissent très élevées. En fait, les concentrations sont augmentées par le dépôt de sels accumulés dans le pluviomètre entre deux averses, et en particulier pendant les vents de poussières qui précèdent fréquemment les tornades, au début et en fin de saison des pluies. Nous avons pu constater plusieurs fois en 1970 que de l'eau permutée versée dans un pluviomètre après plusieurs jours sans pluie acquerrait une conductivité de l'ordre de 10 à 20 umhos cm^{-1} . On se montrera donc réservé sur l'interprétation et l'utilisation de tels résultats. Ils sont probablement plus représentatifs de l'apport éolien que de l'apport pluvial. Quoi qu'il en soit ils fournissent des valeurs par excès de la salure des précipitations, d'autant plus que les vents de poussières associés aux orages sont moins entretenus sur le lac qu'à terre.

Sous toutes réserves, pour un volume annuel de pluie de $6,5.10^9 \text{ m}^3$, l'apport au lac serait ainsi (en milliers de tonnes) :

Ca = 20, Mg = 11, Na = 7, K = 8, $\text{CO}_3\text{H} = 111$, Cl = 92

Soit un total de 250.10^3 tonnes.

Tableau XVII: Teneurs ioniques moyennes mensuelles et annuelles des eaux de pluies à Fort-Lamy en 1969. (Une partie de ces sels s'est déposée dans le pluviomètre entre deux averses. La pluviosité des mois non indiqués est nulle).

Mois	P (mm)	Teneurs ioniques (me/l)							C (25°) µmhos cm ⁻¹
		Ca	Mg	Na	K	CO ₃ H	Cl	SO ₄	
Avril	46	(0,12)	(0,06)	0,02	0,02	0,20	0,02	0,02	21
Mai	39	0,48	0,16	0,08	0,05	0,40	0,09	0,24	91
Juin	49	0,22	0,16	0,02	0,03	0,34	0,05	0,1	56
Juillet	92	0,05	0,18	0,005	0,005	0,14	0,03	0,1	29
Août	109	0,06	0,08	0,03	0,005	0,15	0,03	0,1	21
Septembre	90	0,09	0,12	0,03	0,01	0,15	0,07	0,1	28
Octobre	51	0,35	0,32	0,24	0,11	0,92	0,03	0,1	42
Année *	476	0,15	0,14	0,05	0,03	0,28	0,04	0,1	35

* 1,2 mm tombé le 2 novembre n'a pas été analysé.

On se limitera à constater que l'apport en sodium, particulièrement faible, représente 5 % de l'apport fluvial et l'apport en ions 14 %.

Mentionnons que pour une pluviométrie comprise entre 250 et 300 mm, E. ERIKSSON évalue à 300 kg/km^2 an les précipitations salines (chlorures et sulfates d'origine essentiellement marine) sur les régions au sud du Sahara. Ceci représenterait un apport de 6.10^3 t sur l'ensemble du lac.

Enfin J. LEMOALLE -1971- mesure, en 1970, les concentrations moyennes en azote ammoniacal, en azote nitrique et en phosphore dans les eaux de pluie à Fort-Lamy. En extrapolant à l'ensemble du lac, on peut estimer l'ordre de grandeur des apports respectifs à 3,1 et $0,25.10^3$ t/an.

6. CONCLUSION SUR LES APPORTS EN SELS AU LAC TCHAD

On retiendra finalement que l'apport météorique (éolien et pluvial) en sels ne doit guère représenter plus de 15 % de l'apport fluvial. Compte tenu de l'évaluation grossière du terme, nous préférons ne pas l'intégrer au bilan salin du lac mais retenir seulement la valeur maximale de l'erreur que cela entraîne. L'apport interannuel au lac pris en considération est donc celui qui a été estimé au paragraphe 4.5.4.

7. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DES EAUX D'ALIMENTATION DU LAC TCHAD

Les conditions d'alimentation, d'évaporation et de circulation des eaux du système hydrologique du lac Tchad laissent prévoir l'établissement de grandes variations isotopiques (FAURE H. et al -1969-) que des recherches ultérieures ont effectivement confirmées (FONTES J.C., MAGLIONE G. et ROCHE M.A. -1969 et 1970-; FONTES J.C., GONFIANTINI R. et ROCHE M.A. -1970-). Ces premiers résultats nous ont incité à entreprendre une étude détaillée des teneurs en oxygène 18. Notre but était de prolonger les interprétations obtenues par les méthodes hydrochimiques employées parallèlement et de comparer par ailleurs les possibilités des différentes méthodes. Inversement, cette étude visait à mieux définir le comportement isotopique des eaux dans ce système endoréique.

Nous faisons également état de la corrélation oxygène 18 - deutérium dans le réseau de surface et les eaux du lac.

Enfin nous disposons de quelques indications concernant les teneurs en tritium.

7.1. RAPPEL THEORIQUE

L'oxygène 18 et le deutérium sont des isotopes stables qui existent à faibles concentrations dans toutes les eaux naturelles où ils constituent les molécules $H_2^{18}O$ et $HD^{16}O$.

La composition isotopique d'une eau se repère de façon relative en parts pour mille de différence par rapport à un standard de référence et s'exprime en unité delta (δ)

$$\delta = \frac{R_{\text{éch.}} - R_{\text{std.}}}{R_{\text{std.}}} \cdot 1\,000 \quad \text{avec} \quad R = \frac{^{18}O}{^{16}O} \quad \text{ou} \quad \frac{D}{H}$$

Le standard de référence (std.) est le SMOW (Standard Mean Oceanic Water) qui correspond à la composition isotopique moyenne théorique de la masse océanique.

Les principes des variations des teneurs en isotopes lourds naturels ont été souvent rappelés et précisés (FONTES J.C. et GONFIANTINI R. -1967-). Nous nous bornerons à de simples rappels des notions fondamentales.

Les compositions isotopiques dépendent de l'histoire de l'eau au sein du cycle hydrologique. Celui-ci est réglé par le vaste réservoir tampon des masses océaniques qui représente plus de 98 % de la totalité de l'eau de l'hydrosphère. Par suite de la tension de vapeur plus grande de la molécule banale $H_2^{16}O$, à température donnée, l'évaporation des océans entraîne la formation de vapeur atmosphérique appauvrie en isotopes lourds par rapport au SMOW. Le processus se produit en sens inverse pour la condensation qui affecte préférentiellement les molécules lourdes $H_2^{18}O$ et $DH^{16}O$. Ces mécanismes de fractionnement évoluent en fonction inverse de la température dans la gamme des températures de surface. Ainsi, on observe que les précipitations ont une teneur en isotopes lourds généralement plus basse que le SMOW, et plus ou moins liée, en ce qui concerne les moyennes, à la température au niveau du sol (DANSGAARD W. -1964-). Au cours de la chute des pluies deux processus susceptibles de modifier la composition isotopique sont l'évaporation des gouttes et l'échange isotopique avec la vapeur atmosphérique. Ce sont ces mêmes mécanismes qui déterminent les variations des rapports isotopiques des eaux continentales. Alimentées

par les pluies, et par conséquent de compositions isotopiques originelles inférieures au SMOW, les eaux de surface s'enrichissent en isotopes lourds par évaporation et peuvent alors manifester des compositions très supérieures au SMOW.

Les variations de composition isotopique de l'hydrogène (deutérium) sont parallèles à celles de l'oxygène (CRAIG H. -1961) et rendent compte des mêmes phénomènes. Les teneurs en ^{18}O et en D sont donc interdépendantes. Dans un diagramme $\delta^{18}\text{O}, \delta\text{D}$ cela se traduit par des corrélations sensiblement linéaires. Cependant le phénomène très général de la condensation (précipitations) se distingue nettement des divers mécanismes d'évaporation par l'évolution des compositions isotopiques. Les eaux des précipitations s'inscrivent sur une droite de pente 8 (H. CRAIG H. -1961-)

$$\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$$

Cette relation a été vérifiée à l'échelle du globe (DANSGAARD W. -1964-) pour les précipitations engendrées à partir des masses océaniques.

Inversement, l'évaporation d'une eau se traduit, dans le même diagramme, par une relation linéaire également, mais spécifique des conditions locales d'évaporation. Chaque masse d'eau en évaporation possède aussi sa propre droite d'évaporation. De plus, pour des raisons de cinétique isotopique sur lesquelles nous ne nous étendrons point, la pente des droites d'évaporation est toujours bien inférieure à celle de la droite des précipitations (généralement comprise entre 3 et 6).

La figure 28 illustre, pour le système hydrologique du lac Tchad, des corrélations entre l'oxygène 18 et le deutérium des eaux des précipitations, des tributaires et du lac (FONTES J.C., GONFIANTINI R., ROCHE M.A. -1970-).

Le tritium, isotope radioactif de l'hydrogène, fait également partie intégrante de la molécule d'eau H T O . Sa période est de 12,3 ans. Sa teneur est exprimée en unité tritium (U.T.) qui équivaut à un atome de ^3H pour 10^{18} atomes de ^1H .

Le tritium naturel est créé par les rayonnements cosmiques mais on admet généralement que sa concentration ne dépasse pas environ 10 U T dans les précipitations. Par ailleurs, l'explosion des bombes thermo-nucléaires, de

novembre 1952 à 1963, a libéré de grandes quantités de tritium rapidement intégrées aux molécules de la vapeur atmosphérique. Les concentrations dans les pluies se sont alors considérablement accrues dans le monde jusqu'à un maximum en 1963 et ont dépassé à Fort-Lamy 1 000 U.T. en 1963 et probablement en 1964.

Soumises à l'évaporation et par conséquent à l'échange isotopique avec la vapeur atmosphérique, les eaux tritiées de surface subissent un fractionnement isotopique selon un principe analogue à celui qui a été exposé pour l'oxygène 18 et le deutérium. Mais cet effet est rarement identifiable car il est généralement masqué par les effets de la désintégration radioactive.

7.2. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DE LA VAPEUR ATMOSPHERIQUE

De décembre 1968 à novembre 1969, une série d'échantillons de vapeur atmosphérique a été recueillie à Fort-Lamy (FONTES J.C., GONFIANTINI R., ROCHE M.A. -1970-). Le but poursuivi était d'avoir une idée de la composition isotopique de l'oxygène de la vapeur qui échange avec les eaux de surface, en particulier celles du lac Tchad. La vapeur, aspirée avec l'air (3 l/min) pendant 12 h par une pompe à essence électrique de Land Rover (branchée sur batterie) était captée dans un piège immergé dans un mélange réfrigérant. Etant donné la difficulté à disposer sur place de glace carbonique, tous les échantillons, à l'exception d'un seul, ont été prélevés en utilisant comme agent réfrigérant un mélange de 2/3 de glace et de 1/3 de Na Cl qui permet de maintenir une température de -20°C : à cette température, une fraction non négligeable de la vapeur atmosphérique ne se trouve pas piégée. On doit donc appliquer à la composition isotopique de la vapeur recueillie une correction qui tienne compte de la fraction de vapeur ainsi perdue. Cette correction a été évaluée en admettant que la fraction perdue est égale au rapport entre la tension de vapeur à -20°C et la tension de vapeur de l'atmosphère ambiante, rapportée à la température de -20°C . On considère d'autre part que la vapeur perdue a une composition isotopique liée à celle de la vapeur piégée par l'intermédiaire des facteurs de fractionnement à l'équilibre à -20°C entre la glace et la vapeur.

Pour tester la méthode, J.C. FONTES et R. GONFIANTINI ont recueilli simultanément en laboratoire la vapeur atmosphérique dans deux pièges séparés, l'un refroidi avec le mélange de glace et de sel, l'autre avec de la glace car-

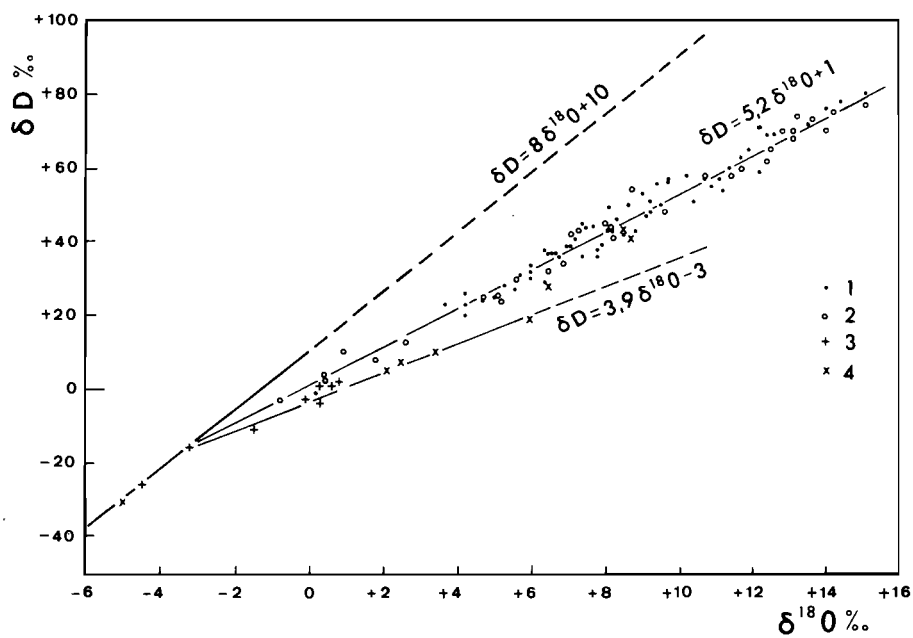


Fig. 28 : Evolution comparée des teneurs en deutérium et oxygène 18 (J.C. FONTES, R. GONFIANTINI, M.A. ROCHE - 1970 -).

1 : Lac Tchad 1966 à 1968, 2 : Lac Tchad 1969,
 3 : Chari à Chagoua, 4 : El Beid à Meinari.

bonique ; dans le même temps, l'humidité relative et la température de l'atmosphère étaient mesurées. Les facteurs de fractionnement isotopique pour l'équilibre glace-vapeur à -20°C utilisés pour la correction sont :

$$\alpha^{18}\text{O} = 1,017,$$

obtenus en extrapolant à -20°C la corrélation pour l'équilibre isotopique entre eau et vapeur (Y. BOTTINGA et H. CRAIG - 1969 -), augmentée du fractionnement entre glace et eau (J.R. O'NIEL - 1968 -), et $\alpha\text{D} = 1,173$ (L. MERLIVAT et NIEF - 1967 -).

Tandis que pour l'oxygène on peut observer une très bonne correspondance entre les valeurs corrigées et celles de la vapeur condensée dans la glace carbonique, l'accord est nettement moins bon pour l'hydrogène et il y aurait peut-être lieu d'appliquer un facteur de correction empirique. Toutefois, ceci n'a pas été retenu comme suffisamment justifié pour l'instant.

Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ et δD corrigées dans les échantillons de vapeur atmosphérique prélevés à Fort-Lamy sont reportées sur la figure 29. Evidemment, les échantillons disponibles, relativement peu nombreux, ne permettent pas de tirer des conclusions sûres à propos des variations saisonnières de la composition isotopique de la vapeur atmosphérique. Il semble, toutefois, que les valeurs les plus hautes interviennent plus fréquemment pendant la saison sèche. On observe que six échantillons sur neuf se répartissent sur une droite d'ordonnée à l'origine $+23\%$ et parallèle à la droite classique des eaux météoriques. Cette valeur de l'ordonnée à l'origine est peut-être partiellement due à la méthode de prélèvement (les essais en laboratoire ont montré un δD , calculé pour le prélèvement avec le mélange de glace et de sel, d'environ 6 à 7 % plus élevé que celui observé pour le prélèvement avec la glace carbonique), mais reste certainement en partie réelle.

7.3. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DES PLUIES.

7.3.1. Compositions isotopiques de l'oxygène des pluies.

Nous avons choisi cinq stations de collection des précipitations réparties depuis le haut bassin jusqu'au nord du lac, entre $6,6^{\circ}$ et $16,0^{\circ}$ de latitude nord.

Les compositions isotopiques ont été mesurées pour chaque averse en 1967 et la moyenne annuelle calculée en pondérant par les hauteurs de pluie journalières. En 1969, la pondération a été faite au niveau des échantillons mensuels : chaque averse a été cumulée dans un récipient hermétiquement fermé.

Les résultats moyens mensuels (fig. 4) et annuels sont résumés dans les tableaux XVIII et XIX (J.C. FONTES, G. MAGLIONE, M.A. ROCHE - 1970 -, J.C. FONTES, R. GONFIANTINI, M.A. ROCHE - 1970 -).

En 1967, les teneurs en ^{18}O des averses s'inscrivent généralement dans la gamme de + 4 ‰ à - 12 ‰ vs SMOW. A Déli, cette année-là, seules les pluies supérieures à 10 mm ont été prélevées, soit 809 mm, représentant 72 % des précipitations totales. Cela ne change probablement pas la composition isotopique minimale ($\delta^{18}\text{O}$ min.) qui est liée aux fortes pluies (DANSGAARD W. - 1964 -), mais cela ne permet pas de proposer une valeur maximale. Par ailleurs, la moyenne isotopique pondérée à cette station se trouve certainement entachée d'erreur par défaut.

La variation saisonnière des compositions isotopiques des pluies est illustrée, en regard des données climatiques, sur la figure 4. La composition moyenne mensuelle varie en sens inverse de la hauteur de précipitation. Le minimum est ainsi observé en août.

En ce qui concerne l'apport au lac par les pluies, on peut fixer autour de - 5 ‰ la composition isotopique des 340 mm de pluie tombés sur le lac en 1967. Cette valeur serait plutôt voisine de - 3 ‰ en 1969.

Les différences d'une année à l'autre rendent difficile l'évaluation d'une composition interannuelle des pluies sur la base des données dont on dispose. On peut penser que la hauteur moyenne interannuelle des précipitations sur le lac, qui est de 320 mm, peut être affectée d'une valeur proche de celle qui a été évaluée en 1967, soit - 5 ‰. On retiendra par ailleurs que la partie des précipitations susceptibles d'alimenter les nappes souterraines présentent des compositions isotopiques inférieures à - 5 ‰.

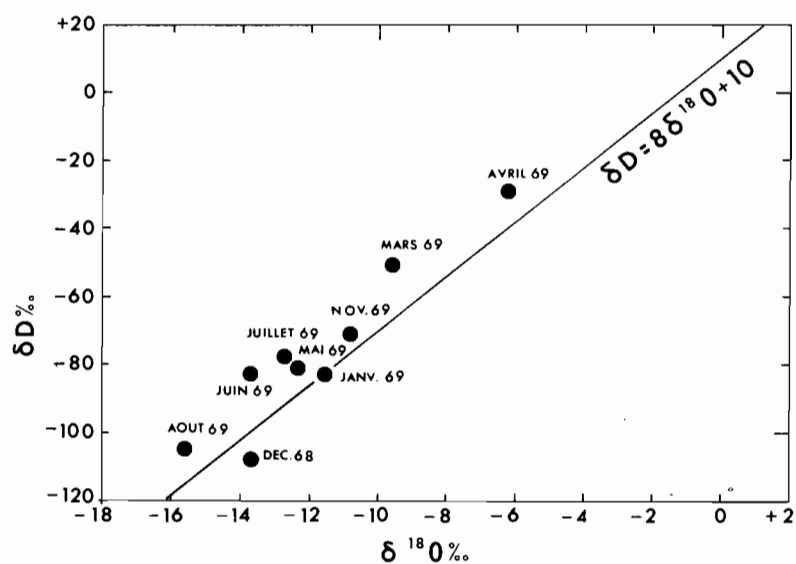


Fig. 29 : Teneurs en deutérium et en oxygène 18 de la vapeur atmosphérique à Fort-Lamy, comparées à la corrélation générale des eaux météoriques. Ces valeurs ont été corrigées pour la condensation incomplète dans le mélange réfrigérant utilisé (-20°C) sauf pour l'échantillon de décembre 1968 qui a été condensé dans de la glace carbonique. (J.C. FONTES, R. GONFIANTINI, M.A. ROCHE -1970-).

Tableau XVIII : Hauteurs annuelles P, compositions isotopiques de l'oxygène extrêmes et moyennes annuelles $\delta^{18}\text{O}$ (‰ vs SMOW) des pluies à cinq stations du bassin tchadien (J.C. FONTES, R. GONFIANTINI, M.A. ROCHE - 1970 -).

Stations	Situation	Altitude (m)	Année				Année 1969	
			P (mm)	$\delta^{18}\text{O}$ max (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ min (‰)	$\delta^{18}\text{O}$ moy. (‰)	P (mm)	$\delta^{18}\text{O}$ moy.
Sarki	6°57' N, 15°21' E	1200	-	-	-	-	1649	- 6,6*
Déli	8°43' N, 15°02' E	428	1116	-	- 11,1	- 5,8	1416	- 4,8
Fort-Lamy	12°08' N, 15°02' E	292	656	+ 3,2	- 11,8	- 5,3	477	- 2,6
Bol	13°28' N, 14°43' E	291	347	+ 4,1	- 9,9	- 5,3	265	- 3,0
Sofoya	16°04' N, 20°56' E	450	112	- 2,1	- 9,9	- 7,8	-	-

* La valeur de $\delta^{18}\text{O}$ établie pour Sarki en 1969 correspond aux pluies de la période de juillet à novembre, soit 1066 mm.

Tableau XIX : Compositions isotopiques de l'oxygène moyennes mensuelles $\delta^{18}\text{O}$ (‰ vs SMOW) des précipitations en 1969, à quatre stations du bassin Tchadien.

Station	Avr.	Mai	Juin	Juil.	Août	Sept.	Oct.	Nov.	An
Sarki	-	-	-	- 5,8	- 8,1	- 7,0	- 2,1	-	- 6,6
Déli	+ 4,6	- 6,9	- 4,5	- 6,3	- 8,1	- 4,3	+ 0,4	-	- 4,8
Fort-Lamy	+ 2,0	- 3,4	+ 0,6	- 2,3	- 7,2	- 2,4	- 0,2	+ 5,3	- 2,6
Bol	-	+ 1,9	- 3,7	- 2,3	- 3,8	- 2,2	+ 1,5	-	- 3,0

* La valeur de $\delta^{18}\text{O}$ établie pour Sarki en 1969 correspond à une hauteur de pluie de 1066 mm.

7.3.2. Teneurs des pluies en tritium.

Les données dont on dispose montrent que le maximum des teneurs en tritium dans les précipitations correspond au coeur de la saison des pluies (juillet et août).

La diminution générale des teneurs en tritium dans les pluies, générale dans l'ensemble du monde depuis l'arrêt des grands essais nucléaires en 1963, est également observée à Fort-Lamy :

- en septembre et octobre 1963, les teneurs en tritium sont respectivement de 1371 ± 61 U.T. et 1055 ± 33 U.T. (A.I.E.A.). On peut ainsi penser que la moyenne pondérée est, pour cette année là, supérieure à 1000 U.T.,

- il en est de même en 1964 (A.I.E.A.),

- en 1965, les teneurs varient de 261 ± 11 U.T., en novembre, à 487 ± 6 U.T., en juillet (A.I.E.A.). La moyenne pondérée est estimée voisine de 400 U.T.,

- au cours de la saison des pluies 1969, nous avons recueilli, à Fort-Lamy et à Bol, des échantillons mensuels des précipitations pondérés en fonction des hauteurs. Les teneurs en tritium sont les suivantes :

Fort-Lamy	juin 1969	126 ± 9 U.T.
	juillet 1969	145 ± 10 U.T.
	septembre 1969	125 ± 9 U.T.
	octobre 1969	94 ± 7 U.T.
Bol	juin 1969	123 ± 9 U.T.
	août 1969	156 ± 10 U.T.

Elles permettent ainsi d'estimer autour de 140 U.T. la teneur moyenne des précipitations tombées sur le lac en 1969.

7.4. COMPOSITION ISOTOPIQUE DES EAUX FLUVIALES.

7.4.1. Variations de la composition isotopique de l'oxygène des eaux du Chari et du Logone.

De 1967 à 1969, les variations saisonnières des compositions isotopiques de l'oxygène des eaux du Chari à Chagoua et du Logone à Fort-Foureaux

(fig. 13 et 21), comparées aux hydrogrammes, montrent une étroite analogie. L'écart maximum de $\delta^{18}\text{O}$ est sensiblement le même en 1967 et en 1969, tant pour le Chari (6,5 ‰) que pour le Logone (7,5 ‰).

Les premières crues, de mars à mai, n'entraînent pas une diminution nette des compositions car les pluies qui leur donnent naissance ont des teneurs ^{18}O relativement élevées.

Ce n'est qu'à partir de mai, juin ou juillet, selon les fleuves et l'année, que l'on assiste à une baisse brutale des concentrations en isotopes lourds en relation avec celle des précipitations. Elle intervient plus tôt dans le Logone, où la montée des eaux est plus précoce. Dans ce fleuve, les inondations, qui commencent au début d'août, entraînent une augmentation immédiate des salures car les ions abandonnés par la crue précédente sont remis en solution (cf. paragr. 4.3.2.4., p. 53). Par contre les teneurs en oxygène 18 continuent à décroître. L'effet de l'évaporation, alors minimum, est compensé par celui des pluies qui arrosent les plaines avec des compositions de l'ordre de - 7 à - 8 ‰.

Le minimum des compositions, de - 6,0 ‰ dans le Logone et - 4,5 ‰ dans le Chari, est atteint à la fin d'août et en septembre. Compte tenu du temps de propagation de la crue depuis les hauts bassins, il est déterminé par les teneurs en oxygène 18 des précipitations de juillet et d'août, alors les plus faibles, et par l'évaporation minimale au coeur de la saison des pluies. Le minimum est plus bas pour le Logone (- 6,0 ‰) que pour le Chari (- 4,5 ‰). L'écart est probablement dû à une différence de température de l'air en liaison avec la diminution de l'altitude de l'ouest vers l'est (paragr. 1.1.). D'après W. DANSGAARD (1964) la relation entre la température au sol (T en °C) et la composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$) des pluies est $\delta^{18}\text{O} = 0,7 T - 13,6$. On estime ainsi, sensiblement pour les mois de juillet et août, que la température moyenne de l'air dans le bassin du Logone serait de 2° C inférieure à celle de l'air dans le bassin du Chari. Ce résultat n'est donné qu'à titre indicatif, car on néglige l'effet de l'évaporation qui n'est certainement pas le même lors de l'écoulement dans les deux fleuves.

Le minimum de la composition isotopique précède la pointe de crue, de deux mois dans le Logone et d'un mois environ dans le Chari. Deux phénomènes

sont à l'origine de l'enrichissement en ^{18}O à partir de septembre, au cours de la montée des eaux :

- la crue comporte, à son maximum, une proportion d'eau de pluie de septembre et octobre, dont les teneurs en oxygène ^{18} sont plus hautes que celles du coeur de la saison des pluies,

- les plaines fournissent des quantités d'eau croissantes, enrichies en isotopes lourds sous l'effet de l'évaporation qui, après la saison des pluies, devient de plus en plus importante.

En fin de décrue et au début de la phase de tarissement, le palier étalé de décembre à février et parfois une légère diminution des valeurs en février, représentent une variation semblable à celle qui, encore plus accentuée, se réalise pour les salures à la même époque (paragr. 4.3.2.4., p. 53). Toutes les deux marquent en effet la fin du drainage des plaines. Les proportions d'eau d'inondation, très enrichies en isotopes lourds et en sels, tendent à devenir nulles. Fin février, les eaux qui arrivent à Chagoua et à Fort-Foureau n'ont transité que dans le lit des fleuves et, par suite d'une évaporation plus réduite, leur composition isotopique peut être légèrement inférieure à celle des eaux qui les ont précédées.

De mars à avril ou mai, jusqu'aux premières pluies, la fraction évaporée croît en fonction inverse du débit de tarissement et la concentration en ^{18}O augmente à nouveau pour atteindre des valeurs maximales de + 1,5 à + 2,0 % dans le Chari et + 0,5 à + 2 % dans le Logone.

Il faut souligner que les nappes souterraines amont, rechargées pendant la saison des pluies, assurent à elles seules les débits à la fin de la phase de tarissement. En aval, ce sont en effet les fleuves qui alimentent les nappes. Les compositions isotopiques des eaux souterraines sont largement modifiées sous l'effet de l'évaporation lors de l'écoulement de surface vers l'aval. Il semble ainsi difficile de connaître leur variation originelle sur la base des résultats obtenus à Chagoua et à Fort-Foureau.

En conclusion, on retiendra que les variations des compositions isotopiques des eaux fluviales qui alimentent le lac dépendent essentiellement :

- de la variation des teneurs en isotopes lourds des précipitations,

- du fractionnement isotopique provoqué par l'évaporation qui est lui-même fonction des conditions d'écoulement jusqu'aux stations de contrôle.

7.4.2. Variation de la composition isotopique des eaux de l'El Beïd.

Début octobre, le faible écoulement qui, après la saison des pluies, persiste dans l'El Beïd à Meinari, présente une composition isotopique relativement basse ($- 1,5 \%$) (fig. 19) qui rappelle celle des précipitations, avec cependant un enrichissement probable, plus ou moins intense, en ^{18}O , consécutif au fractionnement isotopique par évaporation au sol.

Les eaux du Logone débordent dans le Grand Yaéré avec des compositions comprises entre $- 6$ et $- 3 \%$. Elles arrivent à Meinari mélangées avec les eaux résiduelles dont les teneurs en isotopes lourds sont plus élevées. La composition globale est alors de $+ 2 \%$, et s'accroît au cours de la crue sous l'effet de l'évaporation, pour atteindre $+ 7 \%$, en fin d'écoulement. Ce maximum, nettement plus élevé que celui du Chari et du Logone, est proche des valeurs relevées dans le lac lui-même en bordure de la rive nigérienne.

Après l'arrêt de l'écoulement à Meinari, les eaux qui stagnent dans le lit de l'El Beïd s'étendent jusqu'au lac, situé plusieurs kilomètres en aval. L'évolution comparée des teneurs en oxygène 18 et en deutérium (fig. 28) montre que les eaux lacustres peuvent atteindre la station car les points représentatifs des eaux de Meinari se situent alors sur la droite de corrélation spécifique du lac. Cependant, il est aussi possible que l'enrichissement se réalise pour les eaux fluviales dans des conditions d'évaporation analogues à celles des eaux du lac Tchad.

7.4.3. Compositions isotopiques moyennes des apports fluviaux au lac Tchad.

Les compositions isotopiques moyennes annuelles du Chari et du Logone, obtenues par planimétrie de la courbe $\delta^{18}\text{O}$ en fonction du temps

(Q étant le débit), sont reportées dans le tableau XX. Elles semblent varier en sens inverse du module.

Tableau XX : Volume et composition isotopique moyenne annuelle des eaux du Logone à Fort-Foureau et du Chari à Chagoua et Fort-Lamy en 1967 et 1969 (J.C. FONTES, R. CONFANTINI, M.A. ROCHE - 1970 -).

Fleuves	1967		1969	
	Volume	$\delta^{18}O$	Volume	$\delta^{18}O$
	($10^9 m^3$)	(‰)	($10^9 m^3$)	(‰)
Logone à Fort-Foureau	11	- 3,5	12	- 3,8
Chari à Chagoua	27	- 3,1	22	- 2,2
Chari à Fort-Lamy	38	- 3,3	34	- 2,8

On estime à 0 ‰ la composition moyenne des eaux de l'El Beïd, en 1968-1969. D'après les quelques résultats dont on dispose, la moyenne annuelle doit se situer autour de cette valeur pour la Komadougou.

7.4.4. Teneurs en tritium des eaux du Chari et du Logone.

En 1969, les teneurs moyennes annuelles des eaux du Logone à Fort-Foureau, de 94 ± 7 U T et du Chari à Chagoua, de 79 ± 6 U T, ont été mesurées sur deux échantillons pondérés par mélange de prélèvement mensuel en fonction du débit.

On estime ainsi à 83 ± 13 U T la teneur moyenne des eaux du Chari qui alimentent le lac en 1969.

7.5. CONCLUSION SUR LES COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DES APPORTS AU LAC TCHAD.

D'après les estimations faites aux paragraphes 7.3. et 7.4. on peut en définitive évaluer les moyennes isotopiques de l'ensemble des eaux

fluviales et pluviales qui ont alimenté le lac en 1967 et 1969 respectivement à - 3,4 ‰ et - 2,7 ‰.

La teneur moyenne en tritium de l'ensemble des eaux peut être fixée en 1969 autour de 90 U.T.

8. APPENDICE :

TEMPERATURES DES EAUX DU CHARI.

Des mesures isolées de la température de l'eau du Chari ont été effectuées en surface à différentes dates par R. GRAS, A. ILTIS, S. LEVEQUE-DUWAT (1966) et par nous-mêmes (M.A. ROCHE - 1968 -). Les résultats concordent bien avec les valeurs observées par J. BLACHE (1964), en 1957, dans le fleuve à Fort-Lamy (tableau XXI).

Il existe deux maximums, un en mai-juin avec 31°, l'autre en octobre avec 30° et un minimum en février avec 19°.

Tableau XXI : températures (°C) des eaux du Chari
(en surface), à Fort-Lamy, en 1957.
D'après J. BLACHE (1964).

Mois	7 h	12h	18h	23h
Janvier	20,6	21,4	21,6	21,7
Février	19,4	20,7	20,9	-
Mars	24,0	24,6	24,3	-
Avril	25,3	29,5	29,2	27,8
Mai	29,6	30,9	30,3	30,0
Juin	29,4	30,8	31,2	30,4
Juillet	27,7	28,6	28,9	29,1
Août	27,5	29,7	28,2	28,3
Septembre	27,3	27,8	27,8	27,6
Octobre	29,1	29,6	29,7	29,3
Novembre	26,6	27,2	27,3	27,1
Décembre	22,7	24,4	24,6	24,4

DEUXIEME PARTIE

- o - o - o - o - o - o - o - o

TRACAGE SALIN ET ISOTOPIQUE NATUREL
DES EAUX DANS LE LAC TCHAD

P R E M I E R C H A P I T R E

- o - o - o - o - o - o - o -

L E C A D R E P H Y S I Q U E

D U L A C T C H A D

1. LA MORPHOLOGIE DU LAC TCHAD.

1.1. DESCRIPTION GENERALE DU LAC TCHAD.

Au coeur du continent africain, entre 12°30 et 14°20 de latitude nord et 13°00 et 15°20 de longitude est, le lac Tchad peut occuper à l'époque actuelle, lors des périodes humides jusqu'à 23 000 km², sur une longueur et une largeur maximales de 200 km (fig. 30). Il est partagé entre quatre états : le Tchad, le Cameroun, la Nigéria et le Niger. Cette cuvette, sans émissaire actuellement actif, est caractérisée par ses faibles profondeurs qui ne dépassent pas 5 à 8 m, avec une moyenne de 3,4 m pour une superficie des eaux de 19 100 km² en 1969. Ces faibles profondeurs et les oscillations pluriannuelles du niveau engendrent de grandes variations de superficie.

Trois grands types de paysages se différencient (fig. 30) :

- des eaux-libres, au milieu desquelles on navigue comme en pleine mer sans apercevoir la moindre terre ou végétation à l'horizon et où les tempêtes peuvent être redoutables, en raison surtout des faibles profondeurs. Elles couvrent 36 % de la superficie totale (situation de 1969),

- des archipels d'îlots-bancs, qui correspondent à des hauts fonds colonisés par des roseaux et des papyrus. En fait, vus de bateau ou même d'avion, il est difficile de savoir si leur sol est ou non réellement sous l'eau. Dans ces régions, qui représentent 38 % de la superficie totale, les eaux peuvent être envahies par une végétation immergée, principalement à Potamogeton,

- des archipels d'îles sableuses, constituées par les sommets aplanis des dunes de l'erg du Kanem qui s'ennoie dans le lac. Ils occupent 26 % de la superficie totale.

Quelques deux mille îles et îlots-bancs ont été recensés. Orientés nord-ouest - sud-est et séparés par des passes étroites, ils s'allongent généralement sur plusieurs kilomètres. Les îles sont le plus souvent bordées d'une frange de Phanérogames qui peut atteindre plusieurs dizaines

de mètres de largeur. Dans ces régions, la navigation s'effectue dans un véritable labyrinthe de chenaux parfois obstrués par des îles flottantes de papyrus qui dérivent sous la poussée des vents et des courants.

Le lac est divisé en deux parties, sud et nord, d'importance équivalente, au niveau des îles et îlots-bancs de la Grande Barrière. Si les eaux baissent suffisamment, les hauts-fonds et la végétation se développent dans cette région de profondeur relativement faible et finissent par gêner considérablement l'alimentation de la moitié septentrionale qui ne communique pratiquement plus que par la région de Baga Kawa avec la moitié méridionale. En période très sèche, les deux cuvettes sont même totalement séparées et la cuvette nord tend à s'assécher.

Une reconnaissance des paysages, nous a conduit à définir les grandes régions naturelles du milieu (fig. 30 et 31), en distinguant d'une part les parties méridionale et septentrionale, et d'autre part, pour la présentation de l'étude, les zones nord, sud-est et sud-ouest (M.A. ROCHE - 1971 -).

La zone nord comprend toute la moitié septentrionale du lac et le triangle délimité par le delta du Chari, Baga Kawa et Dalari (voir fig. 30). Les principales grandes régions englobées comportent : une partie du Bassin méridional comprenant les Eaux-libres du sud-est et du sud-ouest (région I et XII - fig. 31f) ; les îlots-bancs et les îles de la Grande Barrière (II) ; les Eaux-libres nigériennes ou Bassin nigérien (III) ; les Îlots-bancs du nord ou du Niger qui entourent les Eaux-libres du nord ou de Nguigmi (VI) ; les Îlots-bancs du nord-est ou du Kanem (IV) qui bordent l'Archipel nord et nord-est ou du Kanem (V).

La zone sud-est comprend les Eaux-libres du sud-est (I) ; l'Archipel du sud-est où l'on peut individualiser les régions de Baga Sola, de Bol (VII) et le Golfe d'Iseïrom (VIII, IX) ; les Îlots-bancs du sud-est (X) qui couvrent également le Golfe de Tourba (X, XI).

La zone sud-ouest ou Golfe de Meinari correspond aux Eaux-libres (XII) et aux Ilots-bancs (XIII) du sud-ouest bordant les côtes du Cameroun et de la Nigéria.

La configuration des rives joue un rôle important à la fois dans le déplacement et le mélange des eaux mais aussi dans l'évacuation superficielle des sels. De l'extrême nord à la pointe est, les côtes orientales sont particulièrement circonvolutionnées car les eaux envahissent les dépressions interdunaires de l'erg du Kanem, sur plusieurs kilomètres à l'intérieur des terres. De Tourba au delta du Chari, les dépressions inondées sont moins étroites et moins profondes. Au Cameroun et au Nigéria, les rives, assez régulières, prennent l'aspect de plages souvent encombrées de roseaux et de papyrus. Cependant, immédiatement au sud de Baga Kawa, il existe de nombreux bras, séparés par cette même végétation qui a colonisé les hauts-fonds.

Enfin signalons une autre particularité du lac Tchad, l'existence d'un déversoir potentiel : Le Bahr el Ghazal. Il s'agit d'une gouttière plus ou moins marquée et actuellement asséchée. Elle prend naissance à la pointe orientale du lac et se dirige en pente douce jusqu'à Koro Toro, reliant ainsi le lac aux Bas-Pays du Tchad situés à 500 km au nord-est. Le lac n'est pas en effet le point le plus bas de la cuvette tchadienne, les Bas-Pays s'étendent à une altitude plus basse de 100 m. Cependant, les eaux du lac doivent atteindre un certain niveau, encore accru par la construction de barrages de sables, pour se déverser dans le Bahr el Ghazal sur une distance pouvant alors atteindre plusieurs dizaines de kilomètres (avancée maximale en 1957 : 60 km).

1.2. SUPERFICIE DU LAC TCHAD.

Les variations de la ligne de rivage engendrées par les oscillations du niveau, les circonvolutions compliquées des rives, le nombre élevé d'îles et d'îlots-bancs rendent délicate et difficile la mesure des superficies. On avait dû ainsi pour la monographie du lac Tchad (P. TOUCHEBEUF et coll. - 1969 -) se borner à des estimations sommaires. J.P. CARMOUZE et

B. DUPONT (1970) ont présenté les résultats qu'ils avaient obtenus pour un niveau à 282 m. Les cartes topographiques au 1/200 000 de l'IGN et au 1/50 000 du Federal Survey Department ont été corrigées, pour la période 1967-1969, par les observations effectuées lors de nos campagnes en bateau ou avion et grâce à celles dont nous a fait part M. ADICOTT, pilote de l'hydravion d'une mission évangélique. Ces documents permettent, pour la période définie et un niveau moyen à Bol de $281,8 \pm 0,5$ m, l'estimation de superficies moyennes pour lesquelles on peut évaluer les marges d'erreur (M.A. ROCHE - 1971 -).

La superficie totale et la superficie de toutes les îles et flots-bancs ont été mesurées (fig. 31e et 31f) par planimétrie des cartes au 1/200 000, découpées pour les nécessités graphiques en 53 régions (fig. 31d) se regroupant dans les 13 grandes régions naturelles dont il a été question au paragr. 1.1. et qui sont représentées sur la figure 3.1 f. Par différence, on a calculé la superficie des eaux, puis la proportion, ou coefficient m , que représentent les eaux par rapport à la superficie totale (fig. 31e et 31f).

La superficie totale du lac est évaluée à $22\,700\text{ km}^2$ (tableau XXII). Les îles occupent $2\,600\text{ km}^2$ et les flots-bancs couverts de Phanérogames aquatiques $2\,000\text{ km}^2$, dont la moitié environ correspond à des flots-bancs réels, c'est-à-dire immergés. Les eaux dégagées de végétation s'étendent sur $18\,120\text{ km}^2$, auxquels il convient d'ajouter environ $1\,000\text{ km}^2$ d'îlots-bancs, si l'on considère l'ensemble de la superficie des eaux. Celle-ci, avec $19\,100\text{ km}^2$, représente ainsi 84 % de la superficie totale.

Les erreurs sur l'estimation des superficies (tableau XXII) sont dues à l'imprécision des mesures et du dessin topographique, ainsi qu'aux variations de superficie entraînées par l'oscillation du niveau du lac ($\pm 0,5$ m) au cours de la période considérée. La détermination des erreurs partielles (M.A. ROCHE - 1971 -) permet d'évaluer les valeurs minimales et maximales des différents types de superficie ainsi que les erreurs relatives correspondantes. La dissymétrie des marges d'erreur est due au fait que l'incertitude sur les superficies inondées de certaines régions n'a pas la même valeur de part et d'autre de la ligne de rivage adoptée comme limite moyenne (M.A. ROCHE - 1971 -).

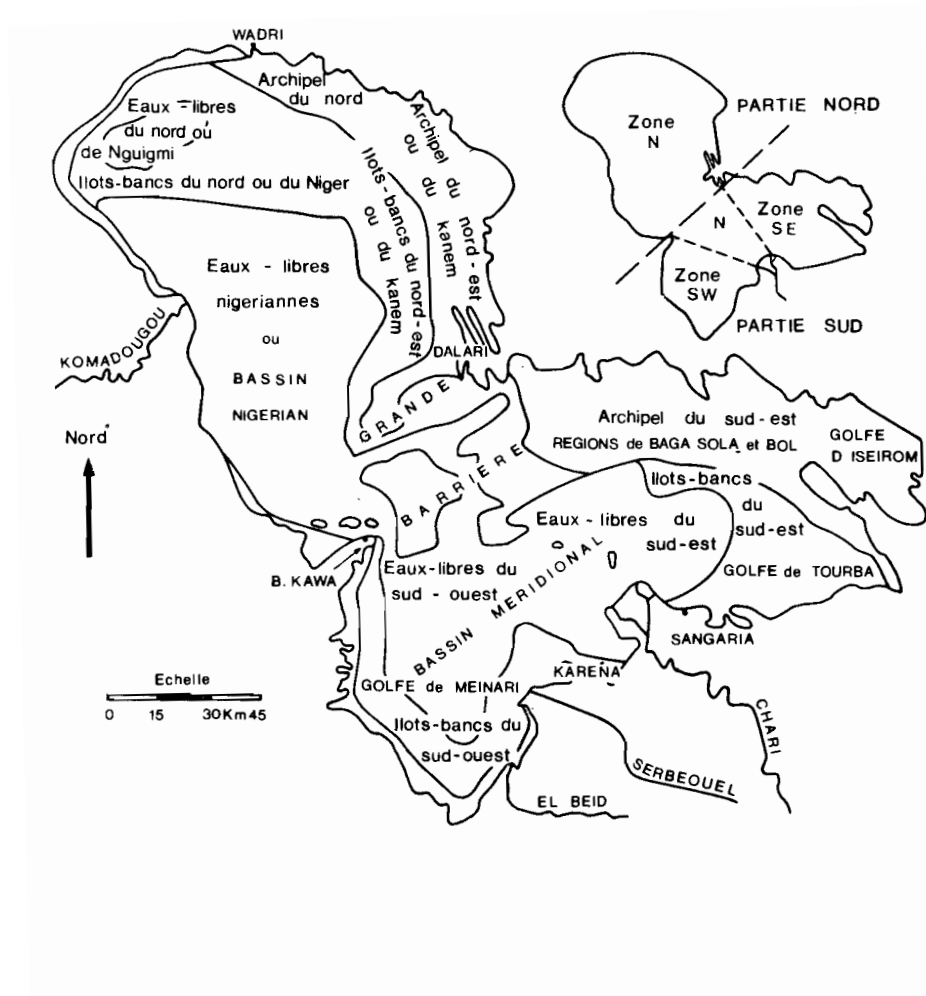


Fig. 30 : Les grandes régions naturelles du lac Tchad de 1966 à 1970, pour un niveau supérieur à 281 m.

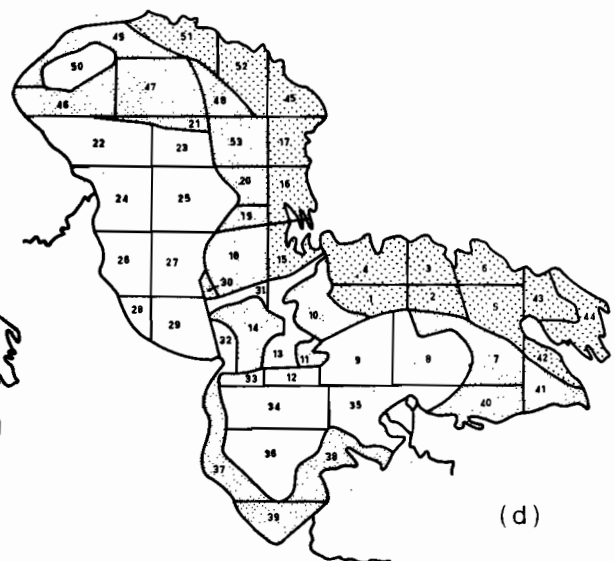
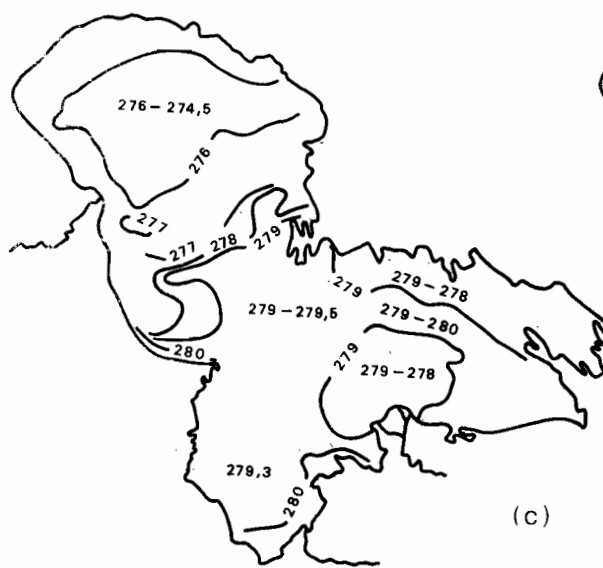
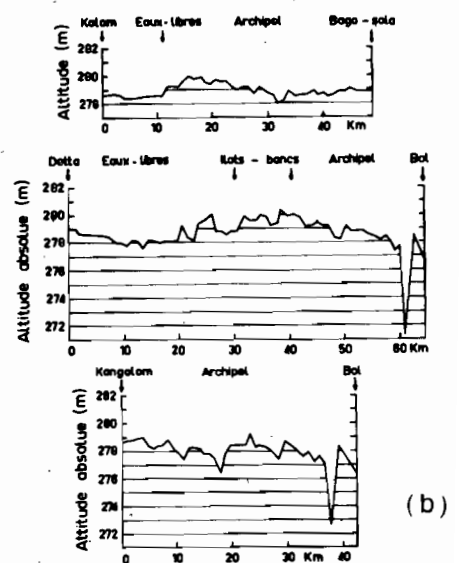
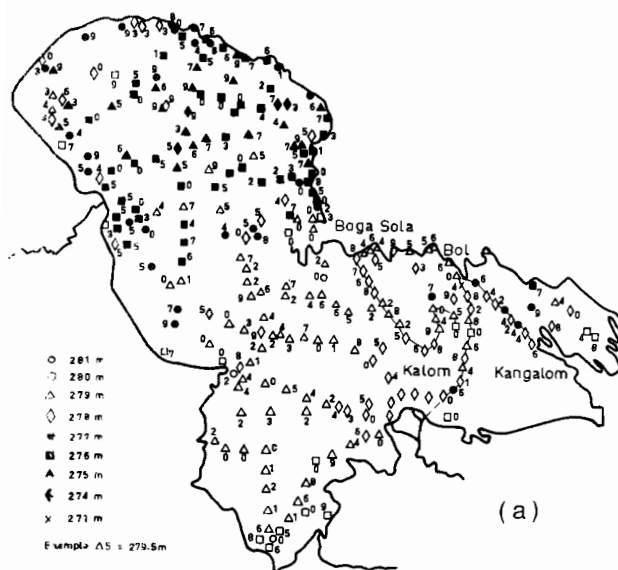


Fig. 31 : -a- Points de mesure de l'altitude absolue des fonds du lac Tchad. -b- Profils bathymétriques dans la zone sud-est du lac Tchad. -c- Courbes d'égale altitude (m) des fonds du lac Tchad. -d- Subdivision du lac Tchad en 53 régions, pour la planimétrie des eaux et des terres immergées.

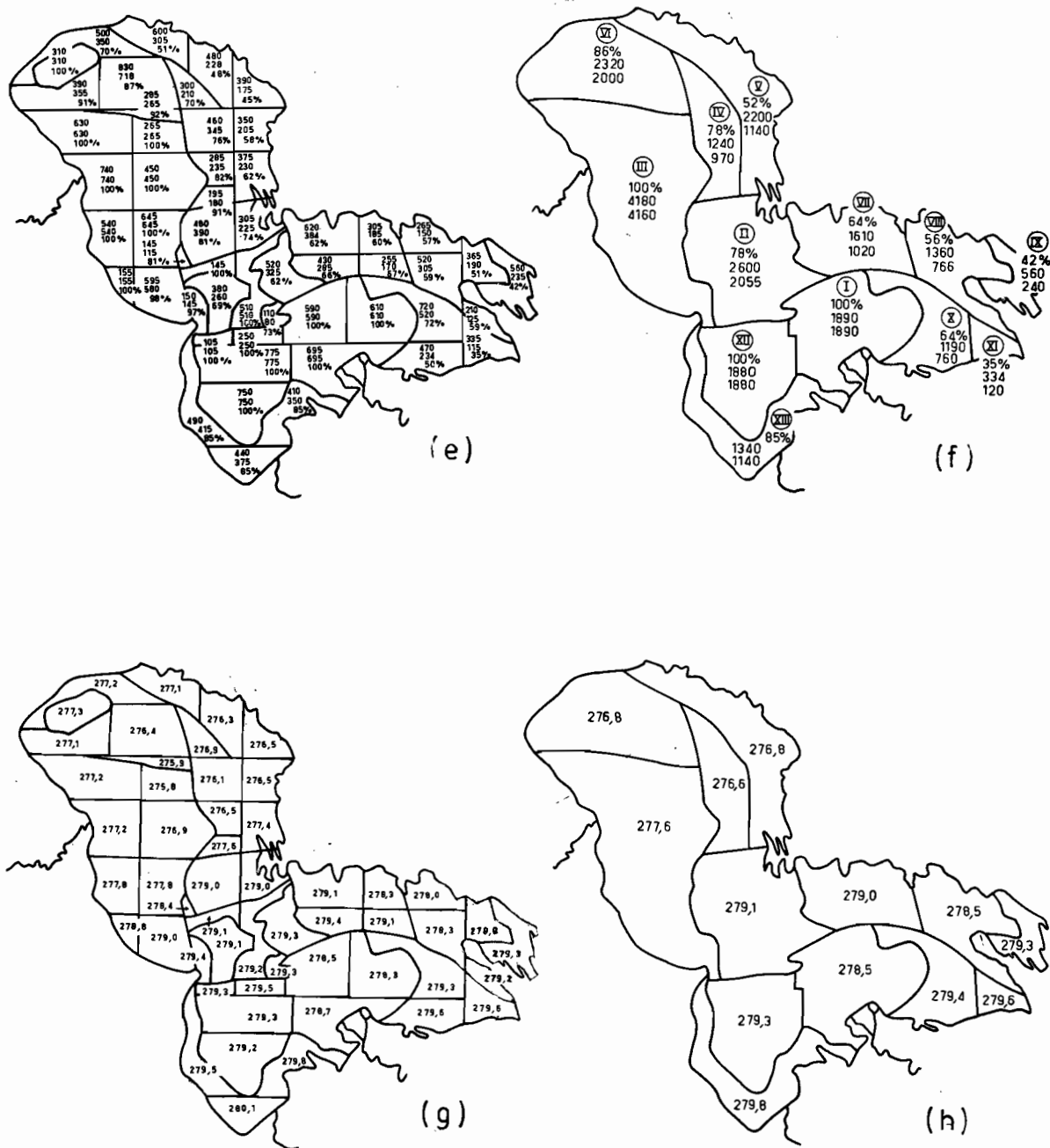


Fig. 31 : -e- Superficie totale (km^2), superficie occupée par les eaux (km^2) et pourcentage de la superficie occupée par les eaux du lac Tchad dans les 53 régions choisies pour la planimétrie. -f- Pourcentage de la superficie occupée par les eaux, superficie totale (km^2) et superficie (km^2) occupée par les eaux du lac Tchad dans les grandes régions naturelles. -g- Altitude moyenne des fonds du lac Tchad (m) dans les 53 régions choisies pour la planimétrie. -h- Altitude moyenne (m) des fonds du lac Tchad dans les grandes régions naturelles. Les valeurs ont été estimées pour la période 1967 à 1969 et un niveau moyen à 281,8 m.

Tableau XXII : Superficie des différents éléments géographiques du lac Tchad, de 1967 à 1969, pour un niveau moyen à 281,8 m. Les valeurs extrêmes tiennent compte des différentes erreurs et incertitudes de l'évaluation. La dissymétrie dans l'erreur est due au fait que l'incertitude sur les superficies inondées n'a pas la même valeur de part et d'autre de la ligne de rivage adoptée comme limite moyenne (M.A. ROCHE - 1971 -).

Régions	Superficie			Erreur relative à la moyenne (%)	
	Moyenne (km ²)	Minimale (km ²)	Maximale (km ²)	-	+
Ensemble du lac	22695	22685	23245	0,04	2,4
Iles + Ilots-bancs	4575	4130	5070	9,8	11
Iles	2570	2560	2580	0,5	0,5
Ilots-bancs couverts de végétation	2005	1565	2495	21	24
Ilots-bancs réellement immergés	1000	530	1500	47	50
Eaux	18120	17615	19115	2,8	5,5
Eaux + Ilots-bancs immergés	19120	18605	20150	2,7	5,4
Eaux + Ilots-bancs + plaines côtières	-	-	21575	-	-

1.3. ALTITUDE DES FONDS ET PROFONDEUR DES EAUX DU LAC TCHAD.

Les résultats disponibles sur la bathymétrie du lac ont été obtenus par A. BOUCHARDEAU et R. LEFÈVRE (1957) qui réalisèrent les premiers enregistrements à l'écho-sondeur, B. BILLON (1963), J.P. CARMOUZE et B. DUPONT (1970) et M.A. ROCHE (1971). Une carte regroupant les valeurs mesurées par les trois premiers auteurs et nous-mêmes est présentée (fig. 31 a), ainsi que des profils bathymétriques, tracés d'après les mesures effectuées à l'écho-sondeur par B. BILLON - 1963 - (fig. 31 b) ; ces résultats permettent d'esquisser les courbes de niveau du fond (fig. 31 c).

Les altitudes moyennes des 53 régions, correspondant au découpage planimétrique (fig. 31 d), ont été évaluées en effectuant la moyenne arithmétique de toutes les mesures ponctuelles disponibles (fig. 31 g). L'altitude moyenne des 13 grandes régions naturelles, mentionnée dans le tableau XXIII, a été obtenue en pondérant celle des 53 régions par leur superficie (fig. 31 h).

Le tableau XXIII indique également les profondeurs moyennes en 1969 pour un niveau à 281,3 m et les écarts maximums de l'altitude des 53 régions par rapport à l'altitude moyenne des 13 grandes régions naturelles.

L'altitude des différentes régions s'échelonne entre 275,8 et 280,1 m. L'altitude moyenne des fonds du lac est de 278,2 m pour les 18 120 km² couverts par les eaux dégagées de végétation. Ceci représente une profondeur moyenne de 3,6 m lorsque le niveau du lac est à 281,8 m. L'erreur à craindre ne doit pas dépasser $\pm 0,3$ m. Si l'on admet arbitrairement que l'altitude des flots-bancs immergés est de 281,0 m, ce qui représente une hauteur d'eau de 0,80 m pour le niveau moyen considéré, l'altitude moyenne des fonds du lac est alors de 278,35 m pour une surface d'eau de 19 120 km².

La partie septentrionale du lac est plus profonde que la partie méridionale. Dans la partie méridionale, les fonds sont rarement à une altitude inférieure à 278 m. Les Eaux-libres du sud-est apparaissent comme une région pérideltaïque déprimée par rapport à celles qui l'entourent. Les

Tableau XXIII: Altitude moyenne absolue et profondeur moyenne en 1969 des grandes régions naturelles du lac Tchad (fig. 31 h). Ecart maximum relevé par rapport à ces moyennes dans les 53 régions élémentaires définies pour la planimétrie (fig. 31 a) (M.A. ROCHE - 1971 -).

N°	Nom des Régions	Altitude moyenne (m)	Variations maximales (m)	Profondeur moyenne en 1969 (m)
I	Eaux-libres du sud-est	278,5	- 0,2 : + 0,2	2,8
II	Grande Barrière	279,1	- 0,7 : + 0,2	2,2
III	Eaux-libres nigériennes	277,6	- 1,8 : + 1,8	3,7
IV	Ilots-bancs du nord-est	276,6	- 0,5 : + 1,0	4,7
V	Archipel du nord et du nord-est	276,8	- 0,5 : + 0,6	4,5
VI	Ilots-bancs et Eaux-libres du nord	276,8	- 0,9 : + 0,5	4,5
VII	Archipel du sud-est, régions de Baga Sola et de Bol	279,0	- 0,7 : + 0,4	2,3
VIII	Golfe d'Iseïrom	278,5	- 1,3 : + 0,3	2,8
IX	Extrémité du Golfe d'Iseïrom	279,3	- : -	2,0
X	Ilots-bancs du sud-est	279,4	- 0,1 : + 0,2	1,9
XI	Ilots-bancs du sud-est, Golfe de Tourba	279,6	- : -	1,7
XII	Eaux-libres du sud-ouest	279,3	- 0,1 : + 0,2	2,0
XIII	Ilots-bancs du sud-ouest	279,8	- 0,5 : + 0,3	1,5

fonds s'y établissent entre 278,3 et 278,7 m, tandis qu'ils varient dans le Golfe de Meinari entre 279,0 et 279,5 m, pour se relever progressivement en direction des rives. Les flots-bancs et le sud de l'archipel de la zone sud-est correspondent à une surélévation des fonds qui remontent entre 279 et 280 m pour s'abaisser ensuite entre 279 et 278 m, en direction des côtes du Kanem.

L'altitude des fonds de la Grande Barrière varie entre 279,0 et 279,5 m. Dans la partie septentrionale, les fonds s'abaissent progressivement vers le nord de 279 à 275 m pour remonter légèrement de 276 à 277 m vers les rives du Kanem et en pente plus douce vers les rives occidentales.

Le nord du bassin nigérian, des flots-bancs et de l'archipel du Kanem, ainsi que le sud des flots-bancs du Niger, sont les régions les plus basses du lac. Les altitudes les plus faibles, très localisées, atteignent 271,4 m au sud de Bol et plus couramment 275,5 m dans la région des Ilots-bancs du Niger.

On doit remarquer que le fond est très régulier dans certaines régions, tel que le Golfe de Meinari ; par contre il peut être irrégulier dans d'autres régions, tel que dans la Grande Barrière et les archipels, ce qui est normal puisque le lac y recouvre des dunes mortes. Si les passes entre les îles correspondent fréquemment à des seuils sableux, dans certains cas au contraire, des fosses relativement profondes peuvent s'y établir.

En 1969, avec des profondeurs maximales de l'ordre de 6 m (10 m au sud de Bol), les profondeurs moyennes des grandes régions naturelles s'échelonnent entre 1,5 et 4,7 m.

1.4. RELATION ENTRE LA SUPERFICIE ET LE NIVEAU DES EAUX DU LAC TCHAD.

La courbe des superficies cumulées en fonction de l'altitude des fonds peut être tracée avec les données présentées dans les deux paragraphes précédents. Les moyennes régionales prises en considération entraînent un tracé des extrémités de la courbe qui ne définit pas réellement la superficie

des eaux. Des points de référence permettent de corriger cet effet entre 279 et 281 m et d'aboutir à une approche optimale de la relation entre l'altitude du niveau et la superficie des eaux (fig. 32).

- Pour un niveau moyen à 281,8 m la superficie des eaux (et des flots-bancs immergés) est évaluée à 19 100 km²,

- pour un niveau qui devrait dépasser 285 m, et sans préjuger alors du rôle du Bahr el Ghazal, la superficie supplémentaire inondée au-delà des rives de 1967 à 1969 atteindrait 2 200 km². En réévaluant les coefficients de la superficie des eaux par rapport à la superficie totale dans les différentes zones du lac, les eaux et les flots-bancs immergés occuperaient environ 20 000 km². Ainsi, il paraît peu probable à l'époque actuelle que les eaux puissent beaucoup s'étendre au-delà de 22 000 km² (M.A. ROCHE ~ 1971 -),

- nous n'avons pas pu évaluer avec une grande précision les variations de superficie lorsque le niveau du lac a oscillé entre 282,3 et 281,2 m. Cependant, sur les rives orientales, nous avons observé un retrait des eaux de plusieurs mètres à dizaines de mètres dans le Kanem, de plusieurs centaines de mètres près de Sangaria, ainsi que le développement de barrages de végétaux dans certains bras. A cause des rives dunaires abruptes, la variation de superficie est relativement réduite dans le Kanem en comparaison avec la côte occidentale très faiblement inclinée, où nous avons estimé une variation de superficie inférieure à 450 km². Ces observations sont sensiblement en accord avec les valeurs fournies par la courbe (fig. 32).

Le développement considérable de la végétation et l'émersion de longues bandes de terre, qui accompagnent les fortes baisses de niveau des eaux, amènent l'isolement plus ou moins total de vastes régions, indépendamment de l'altitude des fonds. La courbe tend alors à indiquer des valeurs par excès de la superficie réelle des eaux si les régions confinées s'assèchent. Son utilisation devient probablement délicate lorsque le niveau des eaux descend en dessous de 278 m.

Au cours de l'étude du cycle annuel de 1969, les superficies ont ainsi oscillé entre 18 800 et 18 400 km², avec une moyenne de 18 600 km², pour un niveau compris entre 281,5 et 281,0 m.

La superficie des eaux et des flots-bancs immergée représente la valeur minimale de la superficie évaporante à prendre en considération pour le bilan hydrologique. La valeur maximale peut être définie comme la superficie de tous les flots-bancs et des plaines côtières. Ces dernières et les flots-bancs émergés évaporent à un taux plus faible mais ceci doit être compensé en partie par le fait qu'on néglige la bordure des îles également imbibée d'eau. Les pertes globales, d'après la superficie des eaux et des flots-bancs immergés (fig. 31e), sont ainsi estimées, par excès, à 233 cm en 1969.

1.5. VOLUME DU LAC TCHAD.

Le volume d'eau contenu dans le lac en fonction de l'altitude du niveau (fig. 32) est déterminé par intégration de la relation entre la superficie et l'altitude du niveau (fig. 32).

Au cours de l'étude de 1969, les volumes ont varié de 61.10^9 à 55.10^9 m³. L'erreur à craindre, d'après celles qui ont été évaluées pour les superficies et les profondeurs, est de l'ordre de $- 1,5$ et $+ 3.10^9$ m³, donc inférieure à 5 %.

Pour un niveau à 285 m, le volume serait de l'ordre de 135.10^9 m³.

En conclusion, on retiendra que le lac Tchad est un plan d'eau pelliculaire dont les profondeurs les plus fréquentes sont comprises entre 1,5 et 4,5 mètres en 1969. Une réduction à l'échelle des cartes au 1/200 000 donnerait une tranche d'eau qui n'excéderait pas une cinquantaine de microns.

2. NATURE ET DISTRIBUTION DES FONDS DU LAC TCHAD.

Le soubassement géologique et hydrogéologique du lac Tchad sera étudié en détail dans la troisième partie. Qu'il nous suffise ici d'indiquer

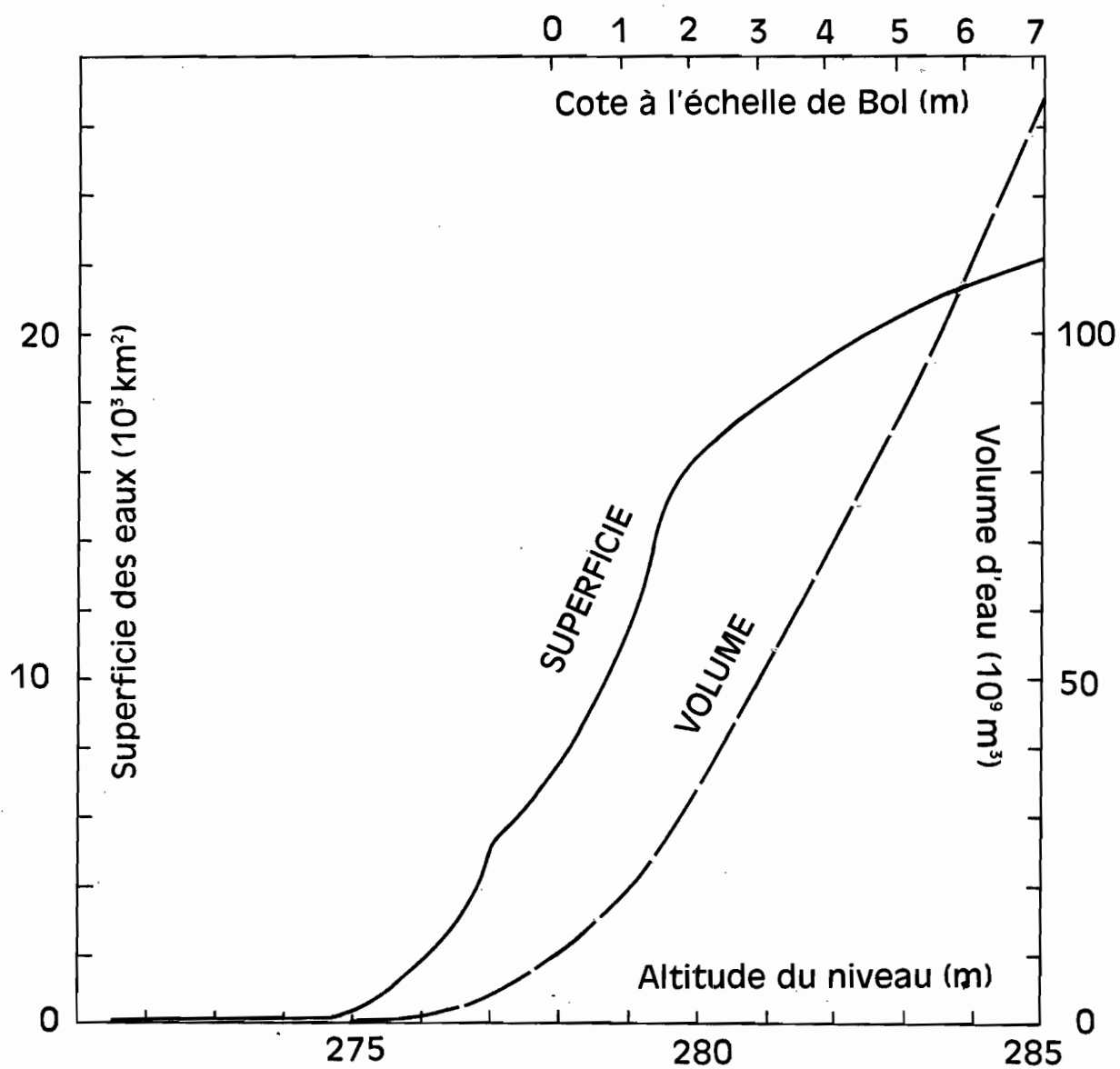


Fig. 32 : Superficie et volume des eaux du lac Tchad en fonction de l'altitude du niveau des eaux (d'après M.A. ROCHE - 1971 -).

que les eaux superficielles reposent directement sur une nappe souterraine d'une soixantaine de mètres d'épaisseur, contenue dans des sables fins, et que des pertes du lac par infiltration se réalisent.

Nous nous limiterons dans cette deuxième partie à présenter un résumé des résultats obtenus par B. DUPONT (1970) sur la nature et la distribution des fonds du lac. Leur étude peut contribuer à expliquer, outre les rapports entre le lac et la nappe, les modifications de salures des eaux. Il est sûr en effet que :

- la minéralogie des sédiments dépend des matières en suspension et en solution dans les eaux,

- les contacts entre l'ensemble de la masse d'eau superficielle et les sédiments sont particulièrement développés dans le lac Tchad, en raison des très faibles profondeurs.

2.1. NATURE DES FONDS DU LAC TCHAD.

Quatre principaux types de sédiments constituent les fonds du lac Tchad (Fig. 33) :

- . Les vases. Elles désignent un matériau sans aucune structure, de couleur brune, grise ou noire, se présentant sous forme de suspension homogène, ou parfois de gros flocons, dans les régions de fortes salures. Leur phase aqueuse est toujours importante (de 230 à 500 % du poids sec), leur fraction minérale (environ 80 % du poids sec total) se répartit en trois lots granulométriques d'importance sensiblement égale : argile, limon et sable. La fraction organique (13 % du poids sec) se présente sous forme de débris végétaux de 0,5 à 2 ou 3 mm, encore peu décomposés et facilement identifiables. Ces derniers sont parfois très abondants et l'on se trouve en présence d'une véritable tourbe (30 % de matières organiques). Les teneurs moyennes en carbone et en azote sont de 70 et 6 %. Le rapport C/N, égal à 11, souligne la part prépondérante des végétaux dans l'accumulation de la matière organique, le rôle du phyto et zoo-plancton n'étant, comparativement, que secondaire.

. Les argiles. Ce matériau gris-bleu se présente sous divers aspects : argile molle, homogène, sans structure ; argile structurée, se débitant en polyèdres anguleux de quelques centimètres et en agrégats de plus petite taille ; argile granulaire constituée de petits éléments de quelques millimètres à 2 ou 3 cm, ne s'écrasant que difficilement à la main. La phase ac-queuse représente entre 120 et 320 % du poids sec de l'argile molle, entre 40 et 130 % de celui de l'argile structurée. La fraction argileuse représente 55 à 85 % de la phase minérale. La matière organique (3 à 4 % du poids sec) a un rapport C/N moyen de 10 et conduit à la même remarque que celle faite pour les vases.

. Les pseudo-sables. Formés de petits grains arrondis de 0,2 mm, sans aucun ciment entre eux, ils ont l'aspect du marc de café. Deux types de grains peuvent être distingués. Les uns sont formés d'un noyau d'argile, brun-jaune clair, entouré d'un cortex sombre, d'épaisseur irrégulière, généralement mince mais parfois épais et à structure pelliculaire nette. Ce cortex présente fréquemment des marques d'érosion. Les autres présentent une structure oolithique nette, ont un noyau, rouge très sombre à noir, arrondi ou ovoïde, entouré d'un cortex brun-rouge, épais, à structure pelliculaire. Les grains de ce type sont très généralement plus gros que les premiers ; leur diamètre est presque toujours supérieur à 0,4 mm. Ils ne représentent qu'environ 5 % de la fraction totale.

. Les sables. Ils sont fins et bien triés. Leurs médianes sont comprises entre 0,28 et 0,11 mm. Le pourcentage d'éléments fins (inférieurs à 0,05 mm) n'atteint qu'exceptionnellement 10 %. L'étude granulométrique met en évidence trois stocks différents. Les deux premiers, généralement mêlés, correspondent aux sables de l'erg du Kanem (Moyenne = 0,25 mm) et aux apports des tributaires (Moyenne = 0,16 mm). Le troisième stock apparaît, toujours en mélange (14 %) ; il correspond à des sables dont la moyenne est voisine de 0,40 mm. Leur teneur en matière organique, toujours faible, est voisine de 1 %. Les grosseurs médianes sont comprises entre 0,20 et 0,28 mm.

L'analyse aux rayons X montre que la nature des minéraux argileux est la même dans les vases et les argiles. La montmorillonite, généralement

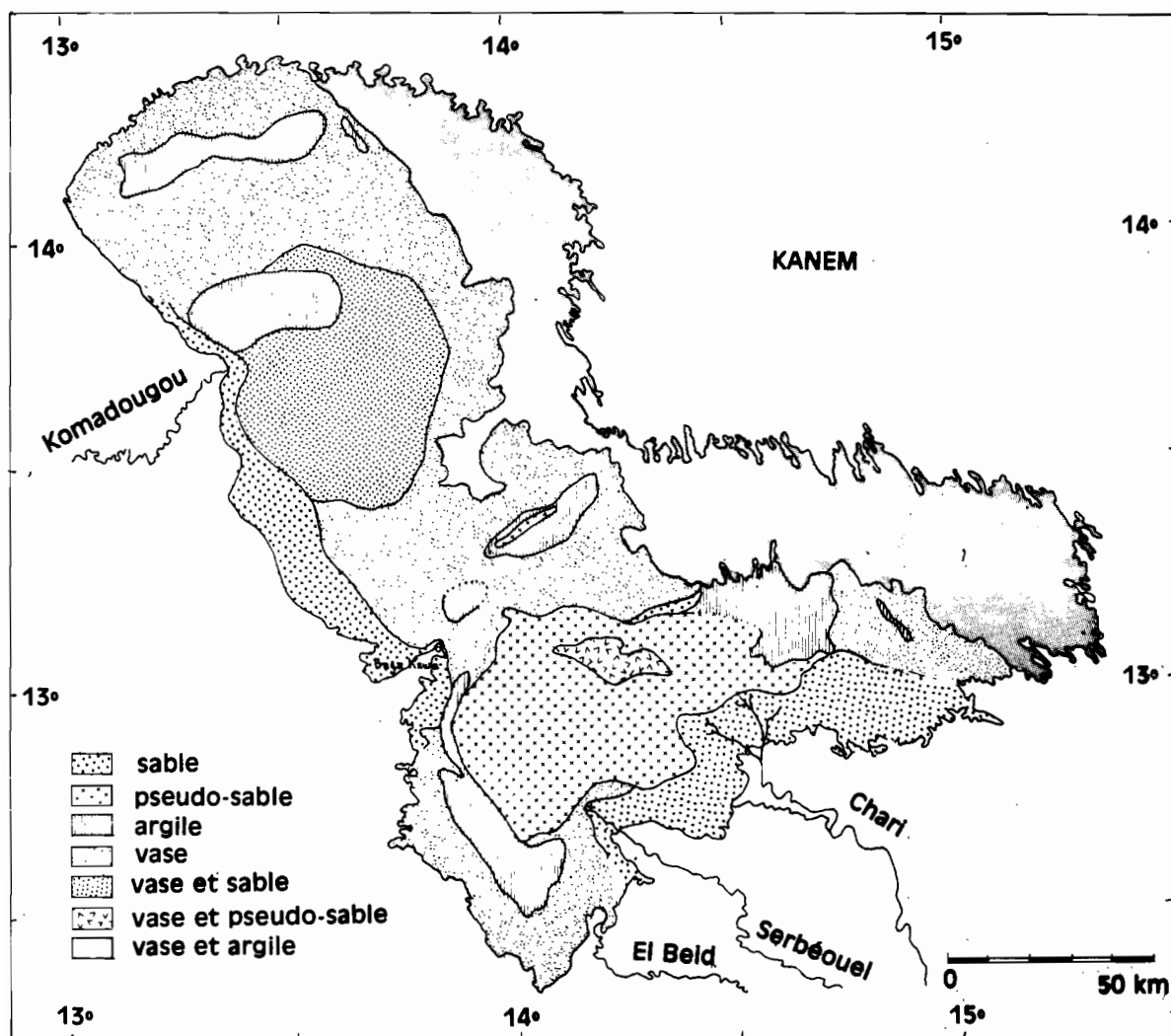


Fig. 33 : Nature et distribution des fonds du lac Tchad (D'après DUPONT -1970-).

bien cristallisée, domine largement, tandis que la kaolinite et l'illite sont en faible quantité ou à l'état de traces. Aucune différence de composition n'est apparue entre les sédiments des différentes zones mais les échantillons recueillis à l'extrémité nord du lac présentent en plus les raies de la calcite. Aucune différence de composition n'est apparue dans des carottes de moins de 1 m.

La capacité d'échange, calculée sur des échantillons totaux de vase, et non sur la seule fraction argileuse, est voisine de 45 me/100 mg. Pour les argiles, elle est voisine de 30 me/100 g.

Le fer total contenu dans les vases et les argiles représente 7,5 % du poids sec.

Le noyau argileux des pseudo-sables est formé de montmorillonite très bien cristallisée avec des traces de kaolinite. L'illite n'apparaît pas. Par contre, la goethite ($\text{Fe}_2\text{O}_3, \text{H}_2\text{O}$) est en quantité importante. Les raies de la calcite et du quartz sont présentes. Le cortex apparaît sous forme d'une trame siliceuse poreuse, une fois le fer libéré par attaque à l'acide chlorhydrique.

Les vases et les argiles, prélevées en surface ou en profondeur, ont généralement des teneurs nulles en carbonates. Cependant, au nord de la latitude de la Komadougou, les teneurs peuvent atteindre 5 %. Dans cette région, la surface de nombreux blocs et granules d'argile présente un encroûtement carbonaté blanchâtre de très faible épaisseur : l'analyse aux rayons X révèle la présence de calcite. Dans les ouadis et les anciens bras du lac, parfois asséchés, ces encroûtements sont beaucoup plus largement développés, certains prennent même l'aspect de véritables tufs calcaires (M.A. ROCHE - 1967 -, B. DUPONT - 1970 -).

2.2. DISTRIBUTION DES FONDS DU LAC TCHAD.

La carte de distribution des fonds (fig. 33) montre que les vases sont surtout abondantes dans la partie nord du lac, la Grande Barrière, les

Archipels et Ilots-bancs du sud-ouest. Leur épaisseur, n'est habituellement que de quelques dizaines de centimètres, mais elle peut localement atteindre et dépasser 1 m, notamment dans la Grande Barrière et dans les anses de l'archipel.

Les argiles se rencontrent partout dans le lac, mais parfois recouvertes par les autres types de sédiments. Elles se présentent habituellement sous forme d'argile structurée dans la partie sud en bordure des archipels, sous forme d'argile molle dans la partie nord, sous forme d'argile granulaire dans les zones sud-est et sud-ouest, là où la hauteur d'eau est la plus faible.

Les fonds sableux sont peu importants et localisés le long de la rive nigérienne de Baga Kawa à la Komadougou, au débouché du Chari, de la Serbéouel et de la Komadougou. Dans le lac lui-même, les sables n'apparaissent que localement sur de petites superficies correspondant à des hauts-fonds, à une frange très étroite en bordure des îles et à certaines passes entre les îles.

Les pseudo-sables se rencontrent à l'ouest du delta du Chari, dans les Eaux-libres méridionales. Leur épaisseur est habituellement de 5 à 10 cm et peut atteindre 45 cm.

En définitive, les sédiments du lac, mis à part peut-être les argiles molles, paraissent donc plutôt favorables à l'infiltration des eaux et en particulier les sables, relativement dispersés dans le lac.

3. LA CLIMATOLOGIE DU LAC TCHAD.

Les caractéristiques saisonnières du climat sahélien (RODIER J. - 1964 -, RIOU Ch. - 1972 -) qui règne sur le lac sont déterminées par les déplacements du front intertropical (FIT) qui sépare les masses d'air tropical continental et équatorial maritime (Première partie, paragr. 1.4.).

Les données climatologiques sont extraites de la Monographie du lac Tchad (TOUCHEBEUF P. et coll. - 1969 -), ou proviennent, pour les années 1969 et 1970, des résultats bruts obtenus aux stations périphériques. Ces stations sont situées à Fort-Lamy, Bol, Matafo (dans le polder de Bol) et Nguigmi. Pour la pluviométrie, de nombreux totalisateurs complètent les informations. Soulignons que la représentativité de ces stations périphériques n'est pas très bonne en raison du climat plus chaud et sec à ces stations que sur le lac même, où joue l'effet de l'importante masse d'eau.

3.1. VENTS.

Ce paramètre de l'évaporation nous intéresse ici essentiellement pour son rôle dans le déplacement des masses d'eau et les variations spatiales de niveau.

D'octobre à avril-mai, pendant toute la saison sèche, l'Harmattan souffle du secteur nord-est, généralement entre 1 h et 11 h. Le reste de l'année, et en particulier en saison des pluies, la Mousson de secteur sud-ouest prend le relai. A ces deux vents principaux se conjuguent des vents locaux aux effets secondaires. Provoqués par des ascendances thermiques, ils sont dirigés la nuit vers le lac et le jour vers les rives.

La figure 34 indique les directions et les vitesses moyennes décennales des vents à Bol en 1969 et 1970.

3.2. TEMPERATURES DE L'AIR.

Les températures de l'air influent, comme les vents, l'insolation et l'humidité, sur l'évaporation et la température des eaux.

Les températures moyennes annuelles de l'air aux stations périphériques sont de 27 à 28°. Pendant la saison chaude, les températures moyennes mensuelles varient de 28 à 32°, et subissent une légère diminution au cours de la saison des pluies, avec 26 à 28° en août (fig. 4). La saison froide,

de novembre à février, présente un minimum annuel en janvier avec 21 à 23°. Contrairement au minimum de janvier, le minimum d'août est moins marqué en direction du nord. L'écart diurne est minimum au coeur de la saison des pluies (7 à 10°) et maximum de décembre à février (16 à 20°).

3.3. HUMIDITES.

L'humidité de l'air aux stations périphériques est maximale pendant la nuit et minimale vers 12 h. Le maximum se situe en août (72 à 81 %) et le minimum en février-mars (23 à 31 %). La comparaison des humidités enregistrées à l'hygromètre à cheveux à la station de Bol-Dune et celles qui ont été mesurées par nous-mêmes en mars-avril 1967 par psychrométrie en différents points du lac met en évidence l'effet de la masse d'eau sur ce paramètre. Les masses d'air, qui arrivent à cette époque du secteur nord-est, se chargent d'humidité en passant sur le lac. Un gradient s'établit sensiblement en fonction de l'importance des surfaces d'eaux précédemment balayées. Entre les régions méridionales et septentrionales l'écart absolu était ainsi en moyenne de 50 %. Ces résultats ne semblent pas en accord avec les observations aux stations, ce qui peut être dû à la mauvaise représentativité de celles-ci vis-à-vis du lac.

3.4. INSOLATION.

L'insolation, mesurée à l'héliographe CAMPBELL, présente un maximum en mai (278 à 339 h) et d'octobre à décembre (310 à 315 h), et un minimum en saison des pluies, avec 183 à 226 h en août.

3.5. EVAPORATION.

L'évaporation est un des facteurs essentiels du traçage hydrochimique et isotopique naturel et de la dynamique des eaux (troisième chapitre, paragr. 1). Elle représente aussi un des termes principaux du bilan hydrologique dont, avec les infiltrations, elle constitue en fait l'inconnue. La représentativité des données sur l'évaporation aux stations périphériques

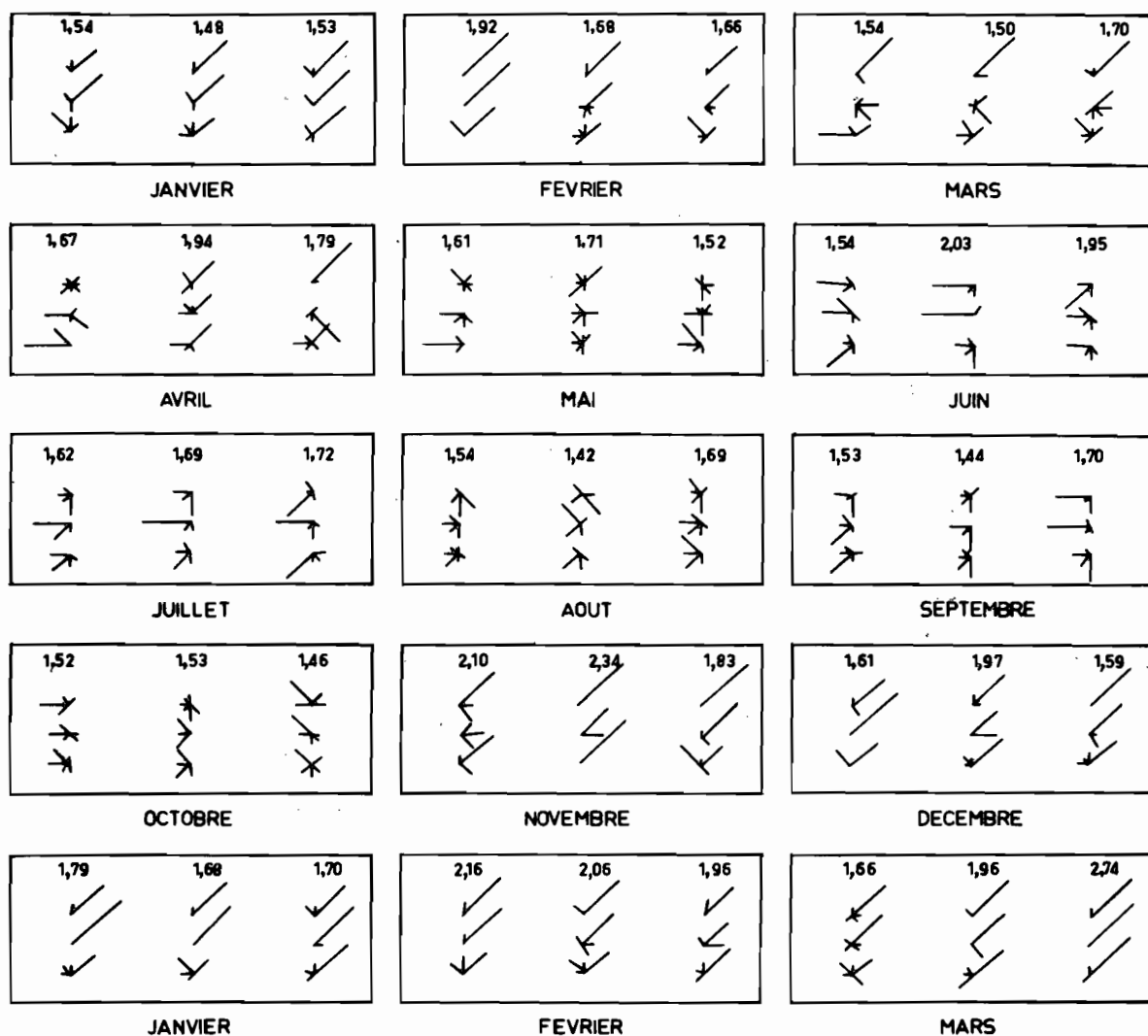


Fig. 34 : Directions et vitesses moyennes décadaires (m/s) des vents à deux mètres du sol à Bol en 1969 et 1970. La longueur des segments est proportionnelle aux fréquences de direction. Chaque colonne regroupe les observations d'une décade à 6 h (haut), 12 h et 18 h (bas) T. U.

est bien sûr très sujette à caution lorsqu'il s'agit de les appliquer au lac. Toutefois la situation particulière de Matafo, dans un polder cultivé et irrigué, et la présence d'une nappe phréatique proche du sol, confèrent à cette station un climat probablement assez voisin de celui qui règne sur les eaux du lac.

L'évaporation moyenne annuelle du lac Tchad, estimée par le bilan hydrologique à 215 cm (TOUCHEBEUF P. - 1969 -), est très proche de l'évapotranspiration potentielle (ETP) mesurée sur lysimètre à Matafo où une hauteur moyenne annuelle de 216 cm a été mesurée de 1964 à 1970 avec un écart inter-annuel de $\pm 7\%$. Ceci semble confirmer ce qui est généralement admis : l'évapotranspiration potentielle est la mesure directe facilement obtenue qui se rapproche le plus de l'évaporation réelle d'une grande surface d'eau (RIOU Ch. - 1970 -). Pour les calculs du taux de concentration, l'ETP à Matafo sera ainsi adoptée comme hauteur d'évaporation du lac dans la région et aussi comme la hauteur moyenne d'évaporation de l'ensemble du lac, compte tenu de la latitude de Matafo.

Pour les valeurs mensuelles, celles de l'ETP seront également adoptées car le bilan hydrologique fournit des résultats qui peuvent être entachés jusqu'à 30 % d'erreurs pour certains mois, par suite des variations locales de niveau dues aux changements de direction du vent. La bonne corrélation qui existe entre les hauteurs mensuelles d'évaporation sur bac Colorado enterré et celles de l'ETP (écart inférieur à 10 %) minimise le facteur biologique qui contribue à cette dernière.

A Matafo, comme d'ailleurs à Fort-Lamy, distant de 150 km, il y a deux minimums et deux maximums annuels de l'ETP (fig. 35). En 1969, les valeurs sont relativement basses de juillet à septembre (16 à 19 cm), au cours de la saison des pluies, et de décembre à février (16 à 17 cm), en hiver. Les valeurs sont les plus élevées de mars à juin (20 à 25 cm), pendant la saison chaude et sèche, avec un maximum en avril, et d'octobre à novembre (19 cm).

Un gradient croissant de l'évaporation, orienté du sud vers le nord, semble probable bien qu'il apparait difficile d'en préciser la valeur réelle. Pendant la saison humide, le fort gradient de pluviosité décroissant du sud vers le nord ne peut être sans conséquence sur celui de l'évaporation. L'ETP mensuelle est systématiquement plus élevée à Matafo qu'à Fort-Lamy. En 1969 et au début de 1970, la différence varie de 1 à 6 cm suivant les mois. La différence interannuelle est de 40 cm, soit 18 %. On peut penser que la différence entre le sud du lac et Bol est inférieure à cette valeur puisque Fort-Lamy ne subit pas l'influence humide du lac et se situe à une latitude plus basse que la pointe méridionale du lac.

3.6. PRECIPITATIONS SUR LE LAC TCHAD.

Les précipitations représentent un terme non négligeable du bilan hydrologique. En tant que diluant, elles sont à prendre en compte dans l'étude du traçage hydrochimique et isotopique. On verra également qu'elles sont par leur répartition spatiale en partie responsables du mouvement des eaux.

La saison des pluies débute en mai ou juin et se termine en octobre avec un maximum en août (40 à 60 % du total annuel). Sa durée et sa précocité augmente en sens inverse de la latitude. La pluviosité décroît du sud vers le nord, de 550 à 240 mm (fig. 3). La hauteur moyenne a oscillé au cours des 38 dernières années de 123 à 565 mm, avec une moyenne interannuelle de 325 mm. En 1969, la hauteur moyenne, estimée à 207 mm, se place parmi les plus faibles observées jusqu'ici.

4. LE REGIME HYDROLOGIQUE DU LAC TCHAD.

Les données hydrologiques antérieures à 1967-1968 ont été extraites des Monographies du Chari (BILLON B. - 1968 -) et du lac Tchad (TOUCHEBEUF P. - 1969 -).

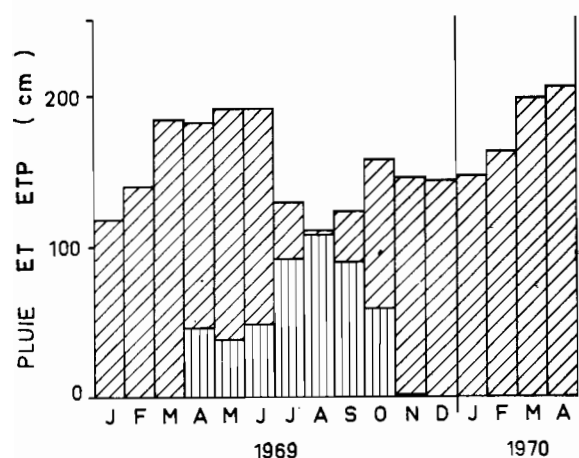


Fig. 35 a : hauteurs mensuelles d'ETP (hachures obliques) et de pluie à Fort-Lamy (hachures verticales en 1969-1970.

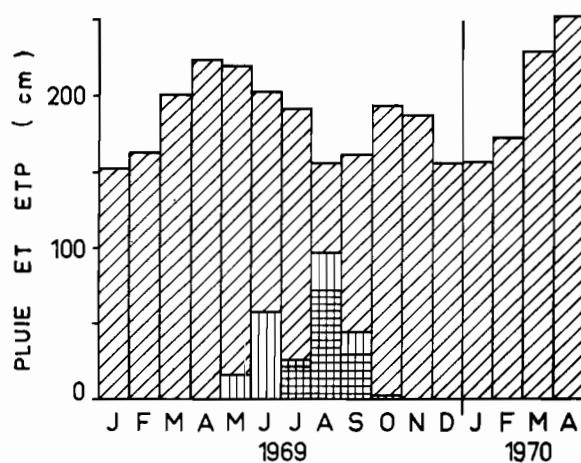


Fig. 35 b : Hauteurs mensuelles d'ETP à Matafo (hachures obliques) et de pluies à Bol-Matafo (moyenne des deux stations - hachures verticales) et Nguigmi (quadrillés) en 1969-1970.

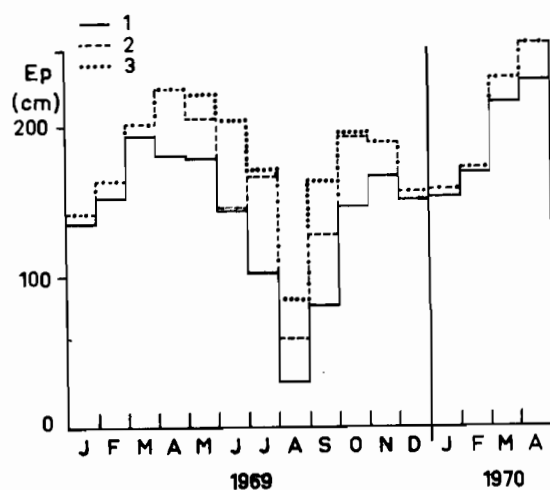


Fig. 35 c : Hauteurs estimées de l'évaporation diminuées de celles des pluies dans les régions méridionales (1), médianes (2) et septentrionales (3) du lac Tchad.

4.1. BILAN HYDROLOGIQUE DU LAC TCHAD.

Le volume d'eau contenu dans le lac résulte à tout moment d'un équilibre entre les apports des tributaires (87 %) et des pluies (13 %) et les pertes par évaporation (plus de 93 - 96 %) et infiltration (moins de 4 - 7 %). Il n'existe aucun émissaire de surface réellement fonctionnel. Le bilan peut ainsi être formulé :

$$V \text{ fluvial} + V \text{ pluie} = V \text{ évaporé} + V \text{ infiltré} \pm \Delta V$$

Le volume du lac a varié de 49 à 97.10^9 m^3 au cours de la période de 1954-1955 à 1969-1970.

4.1.1. Alimentation.

Les apports d'eaux ont été présentés dans la première partie (paragraphe 2.3.) dans le cadre des apports de matières au lac (précipitations comprises). Rappelons seulement que celui-ci reçoit en moyenne $50.10^9 \text{ m}^3/\text{an}$ dont 83 % proviennent du Chari (et de la Serbéouel), 4 % de l'El Beïd, moins de 1 % de la Komadougou. On a mesuré que la partie sud reçoit 95 % des apports hydriques et que 80 % des eaux fluviales sont déversées au delta du Chari en six mois, de juillet à décembre. Le tableau II présente les valeurs des différents apports et les principales caractéristiques hydrologiques du lac de 1954-1955 à 1969-1970.

4.1.2. Pertes par évaporation et infiltration.

Les pertes globales par évaporation et infiltration représentent l'inconnue du bilan hydrologique. L'évaluation des pertes mensuelles est généralement entachée de 20 à 30 % d'erreurs. Avec une précision de 10 %, on évalue les pertes interannuelles à 235 cm/an. Le bilan hydrologique, par contre, ne permet pas de séparer les pertes par évaporation et infiltration. C'est un des buts de l'étude des salures et nous verrons au quatrième chapitre (paragr. 5.) que le bilan salin conduit à estimer, par excès, les pertes par infiltration et abandon superficiel entre 4,2 et 7,2 %. Les pertes

par abandon superficiel ne peuvent, en général, dépasser elles-mêmes 0,5 %. L'évaporation représente ainsi une perte annuelle minimale de 225 à 205 cm (valeur à comparer aux estimations faites au paragr. 3.5.).

4.2. VARIATIONS DU NIVEAU DU LAC TCHAD.

4.2.1. Variations journalières du niveau du lac Tchad.

Des fluctuations pseudo-périodiques et rapides du niveau des eaux ont lieu en permanence (fig. 114). Dans une même journée des variations de niveau de 5 à 10 cm ne sont pas rares. Les écarts à la courbe moyenne peuvent être alternativement positifs puis négatifs pendant plusieurs jours consécutifs. En décembre et janvier, les amplitudes maximales de fréquence annuelle et décennale de ces fluctuations sont respectivement de 11 et 18 cm (BILLON B. - 1965 -). Ces fluctuations sont attribuées essentiellement à l'influence des vents qui par frottement engendrent des mouvements oscillatoires complexes. Les différences de pression atmosphérique et des averses localisées sont sans doute susceptibles d'entraîner parfois de telles variations.

4.2.2. Variations annuelles du niveau du lac Tchad.

De juillet à décembre-janvier, les apports sont supérieurs aux pertes, le niveau monte ; de décembre-janvier à juillet les apports sont inférieurs aux pertes, il descend (fig. 36). Sur 26 années, la différence de hauteur entre le minimum et le maximum annuel est caractérisée par une moyenne de 0,93 m et un écart-type de 0,40 m. La baisse est moins irrégulière d'une année à l'autre, car elle dépend principalement de l'évaporation qui est, nous l'avons vu au paragr. 3.5., relativement constante en climat sahélien.

4.2.3. Variations pluriannuelles du niveau du lac Tchad.

Le niveau subit des variations pluriannuelles importantes, sans cycles périodiques apparents (fig. 36). D'après les observations ou les

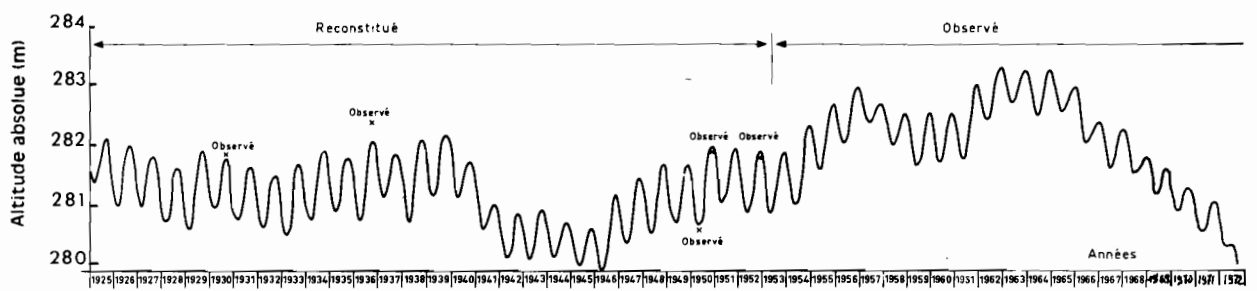


Fig. 36 : Niveaux du lac Tchad (d'après P. TOUCHEBEUF et coll. -1969- et données ultérieures).

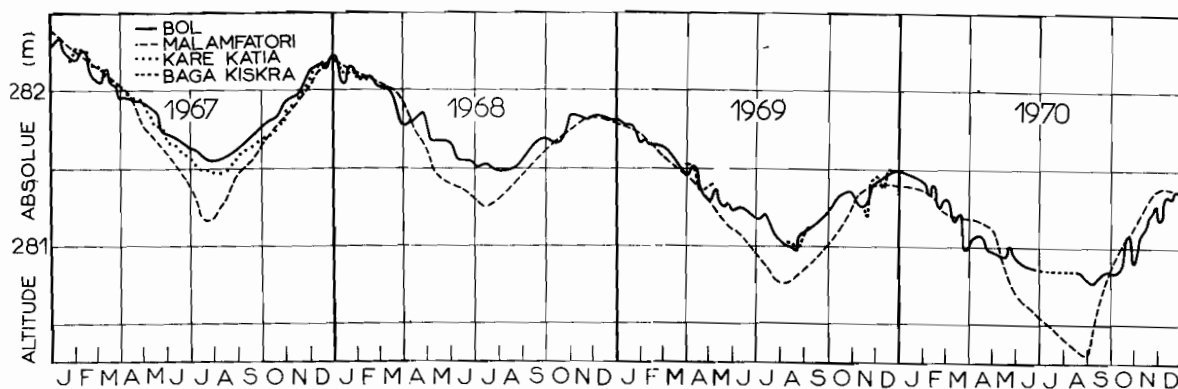


Fig. 37 : Variations du niveau du lac Tchad aux stations de Bol, Malamfatori, Karé-Katia et Baga Kiskra de 1967 à 1970. Les altitudes absolues sont repérées par rapport au nivellement IGN 1956 à Bol et IGN 1954 à Malamfatori après rattachement à la borne de Boso. Les niveaux à Karé-Katia et Baga Kiskra sont calés arbitrairement.

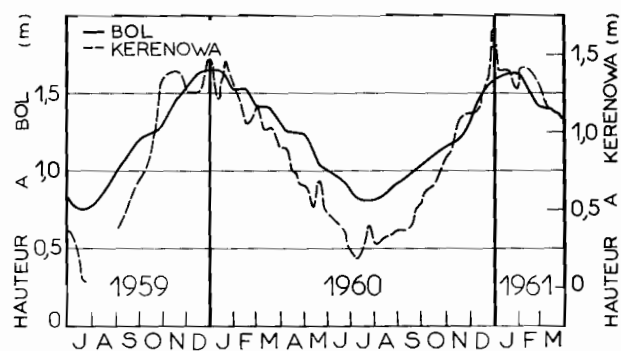


Fig. 38 : Variations du niveau du lac Tchad à Bol et Kérénowa de 1959 à 1961. Les deux courbes sont calées arbitrairement l'une par rapport à l'autre.

reconstitutions effectuées sur les cent dernières années (TOUCHEBEUF P. et coll. - 1969 -), on sait que les altitudes maximales et minimales atteintes à Bol ont été respectivement de 284,5 et 280,0 m. Ces valeurs correspondent à des surfaces de 22 000 et moins de 16 000 km² et des volumes de 125.10⁹ et moins de 35.10⁹ m³. Cette évolution traduit un équilibre précaire entre les apports qui peuvent varier du simple au triple (20.10⁹ à 65.10⁹ m³/an) et des pertes relativement constantes (50.10⁹ à 35.10⁹ m³/an) et dont les valeurs sont du même ordre de grandeur que le volume d'eau stockée dans le lac. L'étude a été faite pour un niveau compris entre 282,3 et 281,0 m lors d'une baisse pluriannuelle du niveau après un maximum de 283,2 m en 1962-1964.

4.2.4. Variations spatiales du niveau du lac Tchad.

Les mesures limnimétriques effectuées en diverses stations du lac mettent en évidence une différence d'amplitude annuelle et une inclinaison saisonnière entre les rives est et ouest (fig. 37 et 38), que laissent présumer les anomalies du bilan hydrologique mensuel et le régime saisonnier des vents dominants.

L'écart entre le maximum et le minimum annuels est plus élevé sur les rives occidentales aux stations de Malamfatori et Kérénova que sur les rives orientales aux stations de Bol, Baga Kiskra et Karé Katia. La différence d'amplitude est de 0,2 à 0,5 m.

L'inclinaison saisonnière du plan d'eau ainsi impliquée est plus difficile à caractériser car seules les échelles de Bol et de Malamfatori ont été rattachées au nivellement général. Encore faut-il rappeler que les nivellements, IGN 1954 et IGN 1956, ont fourni à Bol deux altitudes différentes du zéro (278,12 et 277,87 m). Il n'est pas sûr que ce soit deux nivellements différents ; c'est probablement le même nivellement avec en 1956 une amélioration des corrections de compensation. L'échelle de Malamfatori est rattachée au nivellement IGN 1954 (borne de Boso). Sur la figure 37, les altitudes du niveau sont ainsi repérées par rapport au nivellement IGN 1956 à Bol et IGN 1954 à Malamfatori. On constate alors que le niveau à Malamfatori est sensiblement le même qu'à Bol d'octobre à avril-mai,

c'est-à-dire quand soufflent les vents de secteur nord-est, tandis qu'il est plus bas quand soufflent ceux de secteur sud-ouest. Compte tenu de la direction des vents dominants, l'axe de basculement saisonnier du plan d'eau doit être orienté nord-ouest - sud-est et il semble plus logique de considérer que l'altitude du niveau est plus élevée sur les côtes occidentales lorsque est établi l'Harmattan. Plusieurs arguments militent en faveur de cette hypothèse.

- Un des deux nivellements au moins n'est pas assez sûr pour permettre de caler les niveaux les uns par rapport aux autres avec suffisamment de précision,

- l'inclinaison du plan d'eau ne semble pas marquée entre la moitié sud et nord, comme le montrent les écarts entre les stations de Bol, Baga Sola et Karé Katia. Par contre, dans la moitié nord, il apparaît important entre les stations des rives orientale et occidentale. De même, dans la partie sud, une forte inclinaison du niveau existe entre les rives nord-est à Bol et sud-ouest à Kérénova,

- un calage des courbes les unes par rapports aux autres en fonction des dates de changement des vents permet d'envisager, en période d'Harmattan (d'octobre à avril-mai), un niveau plus élevé à Malamfatori et à Kérénova qu'à Bol.

En conclusion, la pente nord-est - sud-ouest du plan d'eau s'inverse avec les vents dominants qui tendent à refouler alternativement les eaux vers les rives opposées. Le niveau est plus élevé sur les rives orientales que sur les rives occidentales quand soufflent les vents de secteur nord-est, le contraire se produit quand s'établissent les vents de secteur sud-ouest. L'écart de niveau entre les rives peut atteindre de 5 à 25 cm.

Ces propos soulignent l'intérêt, pour l'étude de la dynamique des eaux et du bilan hydrologique, d'observations plus approfondies des variations spatio-temporelles des niveaux du lac, par l'implantation de plusieurs stations limnigraphiques sur les côtes et les îles. Ils expliquent également pourquoi ces mouvements de bascule perturbent le calcul du bilan hydrologique à l'échelle mensuelle à partir des lectures de l'échelle de Bol.

DEUXIEME CHAPITRE

- o - o - o - o - o - o - o - o - o

C A R A C T E R I S T I Q U E S P H Y S I C O - C H I M I Q U E S

D E S E A U X D U L A C T C H A D

1. TEMPERATURES DES EAUX DU LAC TCHAD.

Les températures des eaux du lac Tchad, exprimées en degré centigrade, ont été mesurées en 1964-1965, en diverses stations de la zone sud-est par R. GRAS, A. ILTIS et S. LEVEQUE-DUWAT (1967) et à la station C1, 12 km à l'est de Malamfatori, en 1967-1968 par A. ROBINSON (1968). J. LEMOALLE (1969) a étudié les variations du gradient vertical de température à Bol au cours de trois journées en 1969. Rappelons que les températures des eaux du Chari sont présentées p. 103.

En fait, en regard des vastes dimensions du lac, peu de données étaient disponibles sur les températures des eaux. C'était uniquement des observations ponctuelles qui ne définissaient pas les limites de variation pour l'ensemble du lac. Ceci nous a conduit à présenter (ROCHE - 1971 -), malgré leur imperfection, dont les principaux aspects vont être précisés, les résultats globaux obtenus sur le lac au cours de nos campagnes ainsi qu'à Bol où, depuis l'initiative de A. BOUCHARDEAU en 1957, les Hydrologues de l'ORSTOM continuent les mesures.

1.1. METHODES ET REPRESENTATIVITE DES MESURES.

Les résultats sont exprimés en degré celsius.

A. BOL.

Les mesures de température de l'eau en surface, ont été effectuées à 6h, 12h et 18h entre Bol et Bol-Ile, de 1956 à 1966, puis à l'embarcadère O.R.S.T.O.M., à quelques mètres de la rive, de 1967 à 1970. Les données douteuses ont été autant que possible éliminées.

Soulignons que la station a une position médiane en latitude par rapport à l'ensemble du lac et qu'elle est située dans un archipel, en bordure même de la rive.

Les températures de 6h sont très proches des minimums journaliers, tandis que celles de 18h sont légèrement inférieures aux maximums. En mars-avril 1969, l'écart moyen entre les températures maximales et celles de 18h, mesurées en divers points du lac, est de $0,4^{\circ}$ sur 13 jours d'observation. La moyenne des températures à 6h et 18h n'est donc que très légèrement inférieure à la moyenne journalière, définie comme la moyenne des températures maximale et minimale.

B. STATION C1.

La station C1 est située dans le Bassin nigérian, 12 km à l'est de Malamfatori. La profondeur moyenne était de 5 mètres au moment des mesures. Les valeurs des températures ont été évaluées d'après un graphique présenté par A. ROBINSON (1968).

C. ENSEMBLE DU LAC.

Les mesures ont été effectuées immédiatement après le prélèvement d'eau, en surface dans un b cher ou à 0,6 - 0,7 m en dessous de la surface. Dans ce dernier cas, l'eau pomp e directement dans le lac était amen e par un tuyau soit à un b cher, soit à une cellule de mesure de conductivité, où était lue la température. Le débit dans le tuyau était tel que la variation de température de l'eau au cours de son transit jusqu'à la cabine était négligeable. Les températures ont ainsi été mesur es en surface en mars-avril, juillet et septembre 1969, et entre 0,6 et 0,7 m, en mars-avril, décembre 1969 et février 1970. En mars-avril 1969, des mesures supplémentaires ont aussi été faites sur des eaux pr lev es à 0,3 m du fond, dans une bouteille spéciale d'un litre.

Les lectures ont été effectu es lors du cheminement du bateau sur la plus grande partie du lac, à intervalles de temps réguliers, généralement entre 6 et 18 heures. Les minimums et maximums journaliers ont pu ainsi être observés. Les moyennes journalières ont été estim es en calculant la moyenne arithmétique de ces deux valeurs. Cependant le nombre de jours relativement faible, puisqu'il varie de 7 à 24 selon les campagnes, implique que les

gammas de valeurs observées ne sont pas limitatives, bien que la moyenne générale calculée pour chaque période tende à être représentative de la température moyenne de l'ensemble du lac.

1.2. PRESENTATION DES RESULTATS.

Les résultats obtenus à Bol et sur l'ensemble du lac sont présentés dans les tableaux XXIV et XXV et sur les figures 40 et 41.

1.3. HEURES DES MINIMUMS ET DES MAXIMUMS DE LA TEMPERATURE DES EAUX DU LAC TCHAD.

Les minimums ont été généralement observés à partir de 6 ou 7 heures. Ils s'étalent jusqu'à 8 ou 9 heures et les maximums entre 13 et 17 heures. En mars-avril 1969, maximums et minimums se produisent respectivement en moyenne à 7 heures 45 et 16 heures 00.

1.4. STRATIFICATION THERMIQUE DANS LE LAC TCHAD.

A) - Au large de l'embarcadère O.R.S.T.O.M. de Bol, R. GRAS et al. (1967) ont mesuré en janvier, mai et août, des écarts diurnes maximums de $-1,3$ à $-2,6^{\circ}$ entre le fond (5 m) et la surface. A cette même station, en avril, mai et juin 1968, J. LEMOALLE (1969) a observé, au cours de trois journées, des écarts maximums de zéro à $-2,0^{\circ}$ entre la surface et 0,7 m de profondeur et de $-1,0$ à $-3,0^{\circ}$ entre la surface et le fond à 3,0 m (fig. 42).

B) - A la station 01, au cours de l'année 1967 à 1968, entre 13 heures et 16 heures, les écarts de température entre 2 m de profondeur et la surface ne dépassent pas $-3,2^{\circ}$, 64 % étant compris entre $-0,6^{\circ}$ et $-2,0^{\circ}$. Compte tenu des heures d'observation, ces valeurs sont proches de l'écart maximum. La stratification est en général plus importante en saison chaude (A. ROBINSON - 1968 -).

Tableau XXIV : Températures moyennes mensuelles des eaux de surface du lac Tchad
à Bol à 6h, 12h et 18h. Ecart diurne moyens mensuels.

	h	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D
$\bar{T}$ (1956-1966)	6	19,1	19,5	23,1	26,7	28,8	29,8	28,9	28,5	29,2	28,6	24,6	21,6
	12	21,1	21,5	25,0	29,2	32,5	32,7	31,2	30,6	31,6	30,7	26,5	22,9
	18	22,3	22,6	25,7	29,5	31,5	31,6	30,7	30,1	31,0	30,4	27,4	23,8
$\bar{T}$ (1967-1970)	6	18,0	18,8	22,6	25,3	27,8	28,7	28,5	28,7	29,1	27,6	21,9	19,8
	18	20,3	21,8	24,7	27,4	30,0	30,5	30,4	30,1	30,7	28,9	23,1	21,3
$\bar{T}$ (1956-1970)	6	18,7	19,3	22,9	26,5	28,4	29,5	28,8	28,5	29,2	28,3	23,4	20,8
	18	21,6	22,4	25,3	28,8	30,9	31,3	30,6	30,1	30,9	29,9	25,5	22,7
$\frac{T_6 + T_{18}}{2}$ (1956-1966)		20,7	21,1	24,4	28,1	30,2	30,7	29,8	29,3	30,1	29,5	26,0	22,7
$\frac{T_6 + T_{18}}{2}$ (1967-1970)		19,2	20,3	23,7	26,4	28,9	29,6	29,5	29,4	29,9	28,3	22,5	20,6
$\frac{T_6 + T_{18}}{2}$ (1956-1970)		20,2	20,9	24,1	27,7	29,7	30,4	29,7	29,3	30,1	29,1	24,5	21,8
Ecart (1956-1970) $T_6 - T_{18}$		2,9	3,1	2,4	2,3	2,5	1,8	1,8	1,6	1,7	1,6	2,1	1,9

Tableau XXV : Valeurs extrêmes et moyennes des températures minimales, maximales et moyennes journalières de l'eau et de l'écart diurne mesurées sur l'ensemble du lac Tchad au cours des campagnes de 1969-1970 et à Bol pendant les périodes correspondantes.

	Ensemble du lac				Bol			
	Tn	Tx	$\bar{T}$	Tx-Tn	T6	T18	$\bar{T}$	T6-T18
21 mars au	25,9	27,5	26,7	1,0	24,4	26,0	25,5	1,0
14 avril 1969 ⁺	27,1	30,2	<u>28,7</u>	3,1	26,3	28,5	<u>27,4</u>	2,3
	29,5	33,8	31,7	5,5	29,0	31,3	30,2	4,6
16 et 17 juillet	27,0	-	-	-	28,8	30,7	29,8	1,1
1969 ⁺	>28,2	-	(30,5)	-	29,4	30,9	<u>30,2</u>	1,5
	>29,4	>31,0	-	-	29,9	31,0	30,5	1,9
24 septembre	27,2	29,8	28,5	0,7	28,5	28,5	28,6	0,2
au 23 octobre 1969 [*]	28,8	31,5	<u>30,2</u>	2,7	29,6	30,7	<u>30,2</u>	1,2
	30,0	35,3	31,6	6,5	30,1	31,9	31,2	2,3
3 au 12 décembre	20,8	21,7	21,6	0,3	20,0	20,7	20,4	0,5
1969 [*]	22,0	25,0	<u>23,5</u>	3,0	20,5	21,3	<u>20,9</u>	0,9
	23,1	27,4	24,8	5,7	21,0	22,0	21,5	1,2
8 au 18 février	19,4	21,9	20,9	1,9	16,8	20,0	18,8	0,2
1970 [*]	20,5	24,0	<u>22,3</u>	3,5	18,2	21,0	<u>19,6</u>	2,9
	22,3	27,3	24,8	5,0	19,8	22,0	20,8	4,6

+ Mesures en surface

* Mesure à 0,6 m en dessous de la surface.

C) - Le tableau XXVI regroupe, pour les différentes profondeurs d'observation, les valeurs extrêmes et la moyenne des minimums et des maximums journaliers, ainsi que les valeurs extrêmes des moyennes journalières et la moyenne générale, pour l'ensemble du lac, en mars-avril 1969. La figure 43 montre un exemple de stratification thermique en différents points du lac au cours d'une journée.

Les températures décroissent en profondeur, les écarts moyens par rapport à la surface sont ainsi de $0,2^{\circ}$ à $0,6 - 0,7$ m en dessous de la surface, et de $- 0,8$ à $0,3$ m du fond. L'écart moyen entre la surface et le fond au moment du maximum journalier, est de $1,7^{\circ}$.

D'après 85 mesures simultanées, l'écart de température entre la surface et le fond varie entre $+ 0,2^{\circ}$ et $- 5,9^{\circ}$. La différence de $- 5,9^{\circ}$ a été observée le 3 avril à 16h 30, heure du maximum journalier dans les Eaux libres du sud-est, en l'absence totale de vent, pour une profondeur de 3,5 m et une température maximale en surface de $34,0^{\circ}$. Les plus grands écarts ont toujours été observés au cours de l'après-midi, par temps absolument calme, lorsque les brassages turbulents étaient très réduits.

La stratification thermique des eaux du lac Tchad est conforme au schéma attendu pour une masse d'eau de très faible profondeur sous climat chaud. La température des eaux décroît en profondeur mais cette stratification est seulement de période journalière et, en général, vers l'heure du minimum la température redevient homogène sur toute l'épaisseur. On observe ainsi, au cours de la journée, une accumulation de chaleur à partir de la surface et, la nuit, une perte accompagnée d'une homogénéisation pratiquement complète en particulier à la suite de circulations verticales et très souvent par le brassage dû aux vagues. Le lac Tchad est ainsi de type polymictique, d'après la classification de HUTCHINSON et LÖFFLER (1956). On pourrait dire aussi qu'il est, dans un laps de temps de 24 heures, monomictique chaud.

Ces résultats montrent en outre que le fait d'avoir effectué les mesures en surface jusqu'en octobre puis à 0,7 m de profondeur en décembre et

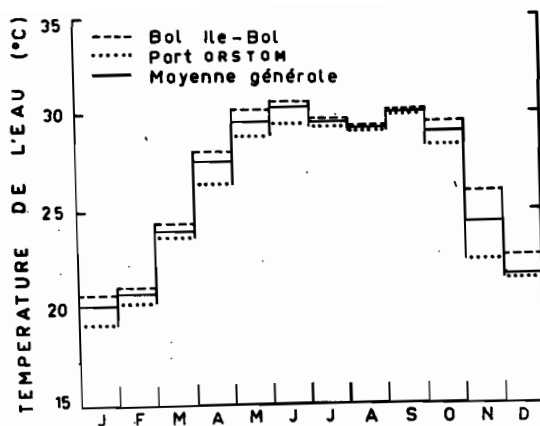


Fig. 40 a : Températures moyennes mensuelles des eaux entre Bol et Bol-Ile (1956-1966) et à l'embarcadère ORSTOM de Bol (1967-1970). Températures moyennes générales aux deux stations (1956-1970).

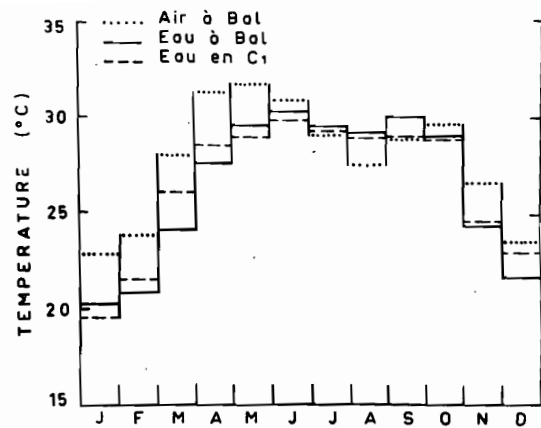


Fig. 40 b : Températures moyennes mensuelles de l'air sous abri à Bol-Dune (1957-1966) et de l'eau à Bol (1956-1970) et à la station C1 (1967-1968).

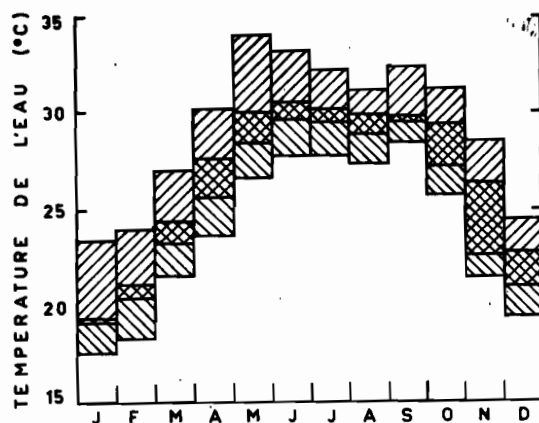


Fig. 40 c : Intervalle de variation pluriannuel des températures moyennes mensuelles de l'eau à 6 h et 18 h à Bol (1956-1970).

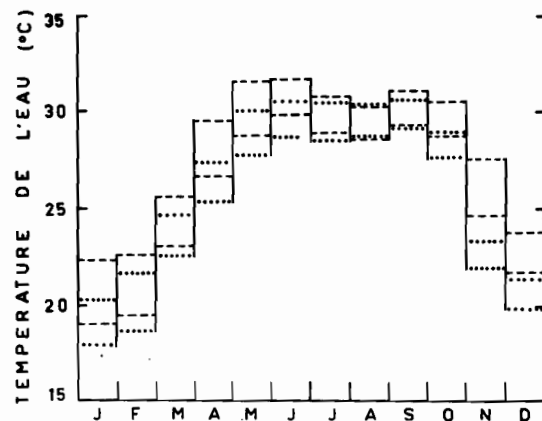


Fig. 40 d : Températures moyennes mensuelles des eaux à 6 h et 18 h entre Bol et Bol-Ile (1956-1966) et à l'embarcadère ORSTOM de Bol (1967-1970). Les figurés spécifiques des stations sont les mêmes que sur la figure 40 a.

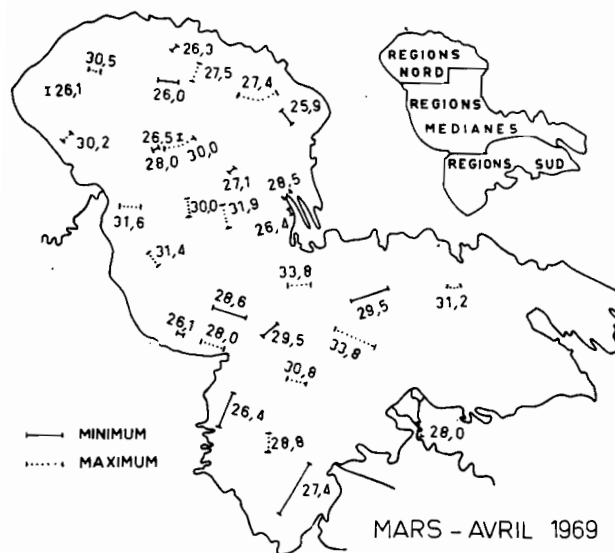


Fig. 41 a : Températures minimales et maximales des eaux de surface du lac Tchad, en mars-avril 1969.

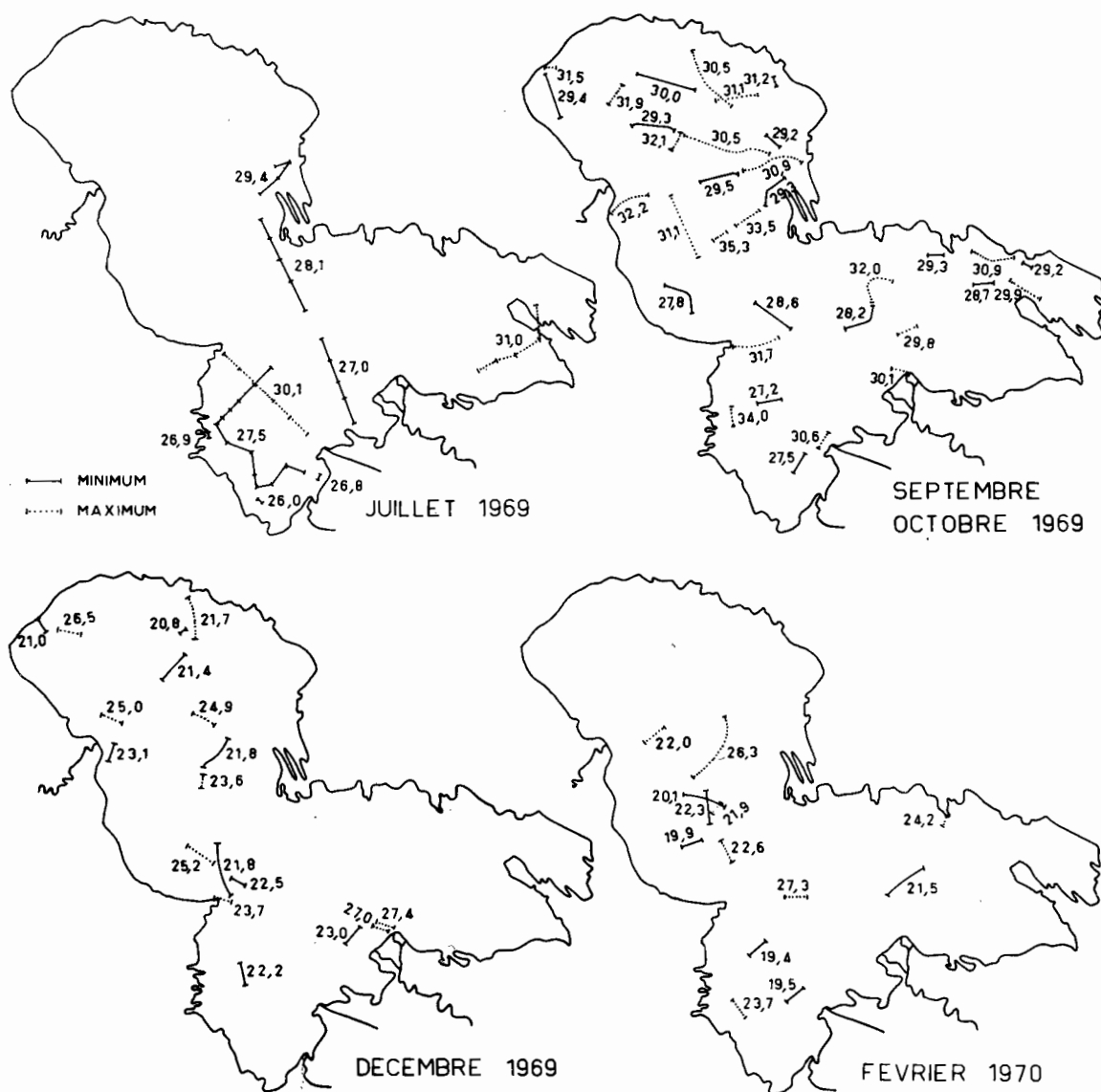


Fig. 41 b : Températures minimales et maximales des eaux de surface du lac Tchad, de juillet 1969 à février 1970.

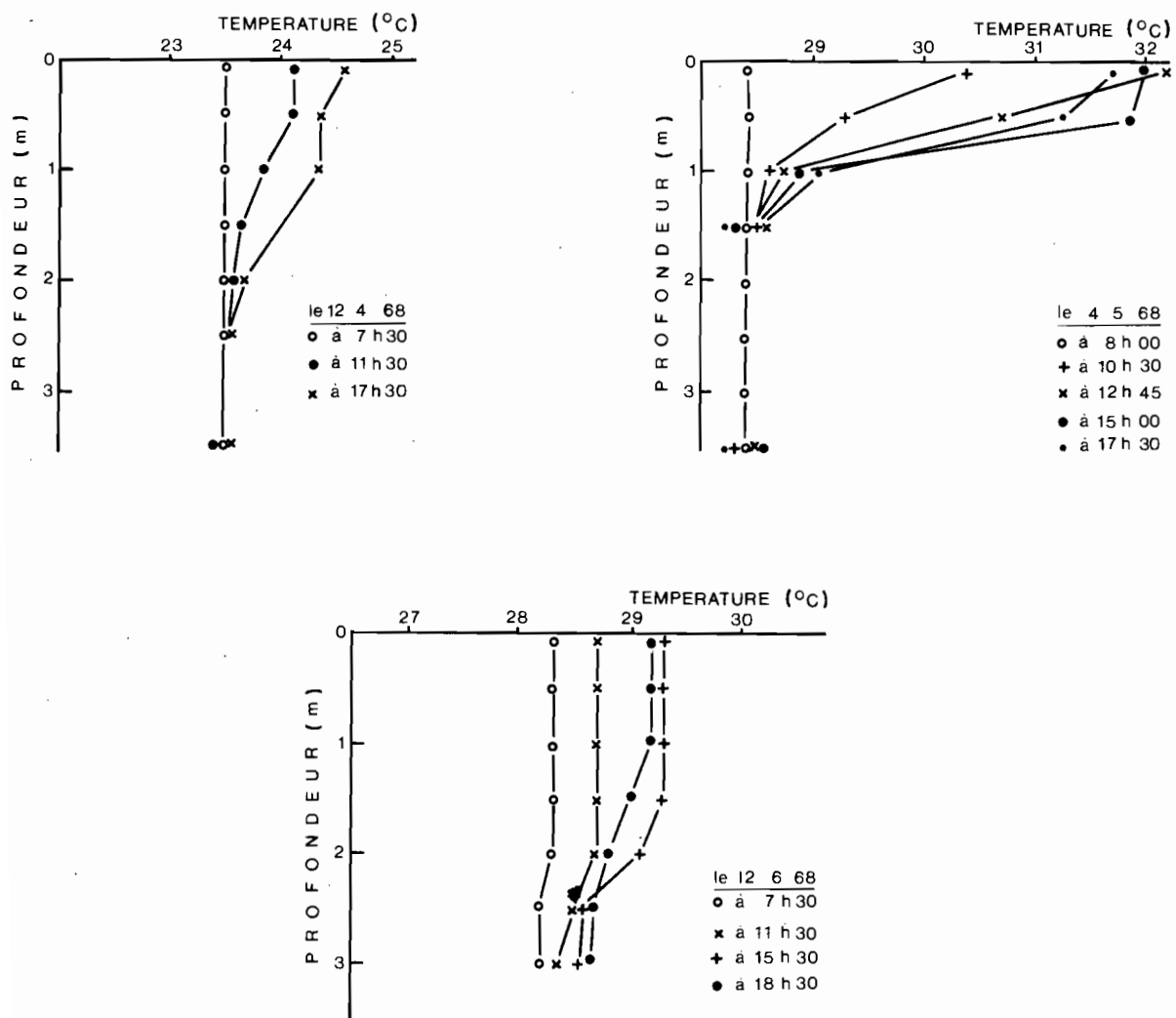
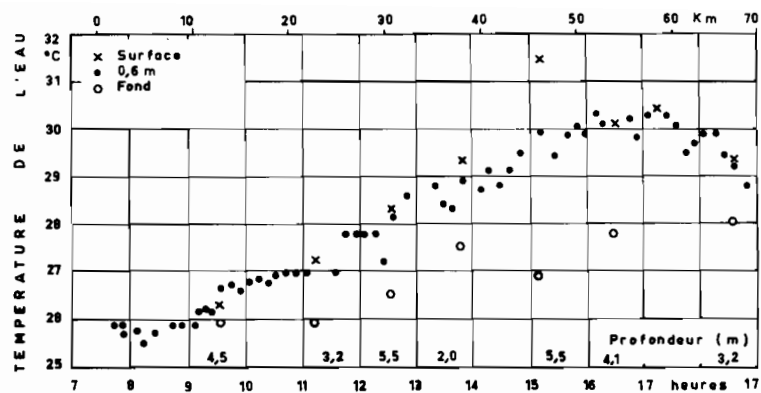


Fig. 42 : Profil de température des eaux du lac Tchad à Bol
(d'après J. LEMOALLE -1969-).



Fig, 43 : Variations de la température des eaux du lac Tchad, le 26 mars 1969, sur un axe nord-est-sud-ouest traversant les Ilôts-Bancs du Niger.

Tableau XXVI : Températures observées sur l'ensemble du lac à différentes profondeurs en mars-avril 1969 : valeurs extrêmes et moyenne des minimums et des maximums journaliers (colonne 1 et 2); valeurs extrêmes des moyennes journalières et moyenne générale (colonne 3) (ROCHE M.A. - 1971 -).

	(1)	(2)	(3)
	Minimum journalier	Maximum journalier	Moyenne journalière
Surface	25,9	27,5	26,7
	27,1	30,2	28,7
	29,5	33,8	31,7
0,60 m	25,6	27,2	26,5
	27,1	29,9	28,5
	29,6	32,4	31,0
Fond	25,9	26,4	26,2
	27,3	28,5	27,9
	29,8	31,5	30,5

février, n'a qu'une importance relativement réduite et n'entraîne pas d'erreurs grossières dans les comparaisons qui seront faites ultérieurement avec les températures des eaux à Bol (paragr. 1.5. et 1.6.).

1.5. TEMPERATURES MOYENNES DES EAUX DU LAC TCHAD.

A. BOL.

La température moyenne interannuelle est de $26,9^{\circ}$ entre Bol et Bol-île (1956-1966) et de $25,7^{\circ}$ à l'embarcadère O.R.S.T.O.M. (1967-1970), la moyenne générale (1956-1970) étant de $26,5^{\circ}$. Les moyennes mensuelles (fig. 40) apparaissent aussi systématiquement plus élevées à la première station, au milieu du bras, qu'à la seconde, en bordure du rivage. Toutefois cette différence de $1,2^{\circ}$ peut aussi être due, en partie, à des températures plus élevées au cours de la première période d'observation. Exception faite de novembre, l'écart entre les deux groupes de valeurs est pour chaque mois inférieur à 2° .

Les eaux sont les plus fraîches en janvier, au coeur de l'hiver, avec une température moyenne de 20° , puis en février et décembre. Un minimum secondaire, à peine marqué, correspond en août au coeur de la saison des pluies au cours de laquelle a lieu une légère diminution de l'insolation et des températures de l'air. En fait les valeurs moyennes de mai à octobre, pendant toute la saison humide, varient seulement de $29,1^{\circ}$ à $30,4^{\circ}$ avec deux maximums très peu marqués en juin et en septembre.

La figure 44, d'après J.F. TALLING - 1969 -, permet de situer la variation annuelle de la température des eaux de surface du lac Tchad par rapport à celle de différents lacs africains répartis entre 26° de latitude sud et 33° de latitude nord.

La température moyenne annuelle des eaux est de $1,5^{\circ}$ inférieure à celle de l'air, mesurée sous abri à Bol-dune de 1957 à 1966. Les températures moyennes mensuelles des eaux ne sont que très légèrement supérieures à celles de l'air uniquement en saison des pluies. Le cas contraire est observé

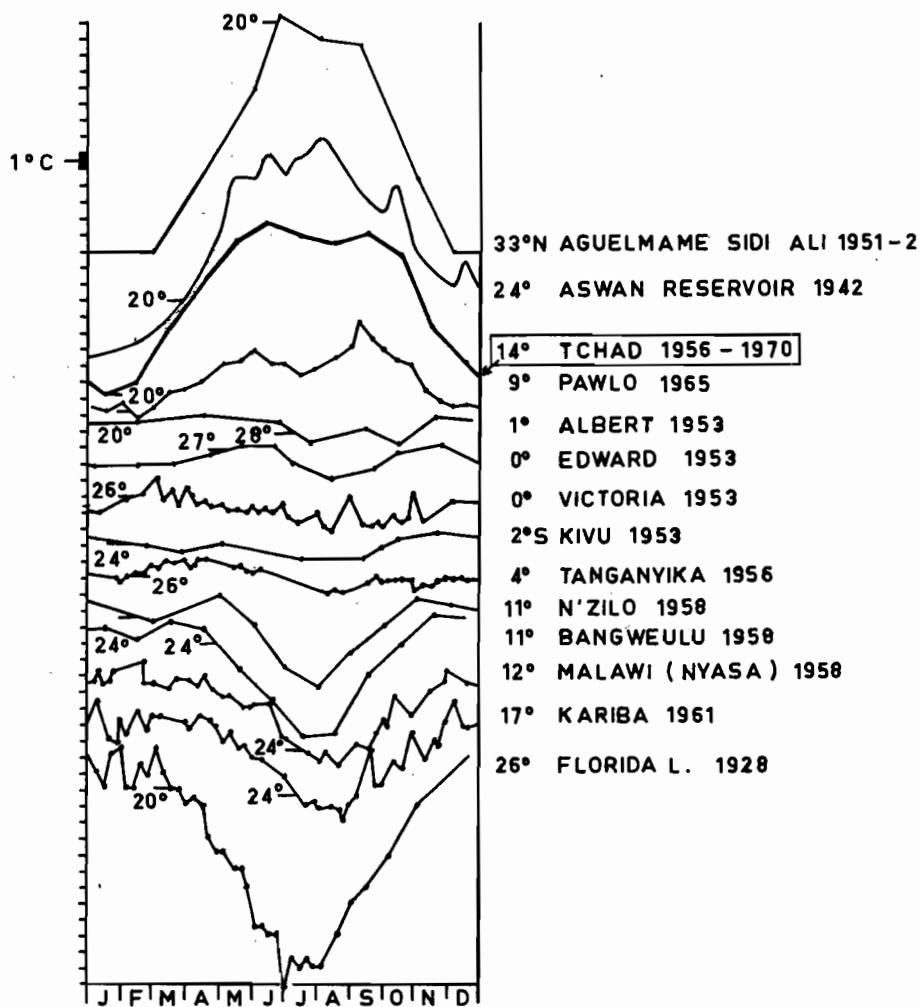


Fig. 44 : Variations annuelles de la température des eaux de surface dans différents lacs africains, en fonction de la latitude. Les dates correspondent à la période d'observation. Les courbes successives sont décalées les unes par rapport aux autres et l'échelle commune de température (à gauche) indique seulement des différences. Les valeurs absolues peuvent être déduites des valeurs reportées sur chaque courbe (d'après J.F. TALLING -1969- et ce travail pour le lac Tchad).

pendant le reste de l'année. Les écarts sont maximums en saison sèche et chaude. Ils peuvent alors s'expliquer par l'importance de la masse d'eau à réchauffer après la saison froide et par le refroidissement des eaux consécutif à la forte évaporation qui règne alors.

B. STATION C1.

Les minimums journaliers n'ont pas été observés à la station C1 mais les températures mesurées à une profondeur de 5 mètres en sont peu différentes, bien que légèrement supérieures. Les températures mesurées en surface, entre 13 et 16 heures, correspondent sensiblement aux maximums. La moyenne de ces deux types de valeurs est donc légèrement supérieure à la température moyenne en surface. On détermine ainsi une moyenne de $26,5^{\circ}$, par excès, qui n'en demeure pas moins très proche de celle qui a été estimée à Bol ($26,5^{\circ}$).

Les variations saisonnières sont aussi sensiblement analogues, avec un minimum de $19,5^{\circ}$ en janvier et un maximum de 30° en juin. Le minimum secondaire d'août et le maximum secondaire d'octobre sont totalement effacés. De mai à octobre, les températures varient seulement entre 29° et 30° . Elles apparaissent plus élevées qu'à Bol en mars et avril, au moment du réchauffement du lac.

La température moyenne annuelle au fond est inférieure de 1 à 2° à celle de surface.

C. ENSEMBLE DU LAC.

Les moyennes générales sur l'ensemble du lac, estimées en calculant la moyenne des minimums et des maximums moyens, varient de $22,3^{\circ}$ en février, $23,5^{\circ}$ en décembre à $30,5^{\circ}$ (estimée) en juillet, $30,2^{\circ}$ en septembre-octobre. La moyenne journalière la plus basse observée est de $20,9^{\circ}$ en février, $21,6^{\circ}$ en décembre et la plus élevée de $31,7^{\circ}$ en avril et $31,6^{\circ}$ en octobre. Les moyennes minimales mesurées doivent être cependant légèrement supérieures aux moyennes minimales annuelles qui se situent en janvier, comme c'est le cas à Bol, à la

station C1 et, pour les températures de l'air, à toutes les stations climatiques du bassin tchadien. Les moyennes maximales des températures de l'air se situent en avril à Fort-Lamy, en mai à Bol et en juin à Nguigmi, avec une seconde pointe en octobre. Toutefois celles de l'eau à Bol et à la station C1 s'étalant de mai à octobre, les moyennes maximales mesurées en juillet et septembre-octobre sur l'ensemble du lac sont probablement assez proches des moyennes maximales annuelles.

Les moyennes générales, obtenues à Bol au cours des mêmes périodes, sont égales ou inférieures au plus de $2,7^{\circ}$ à celles de l'ensemble du lac. L'écart moyen est de $1,1^{\circ}$. Il serait normal que les moyennes journalières extrêmes, observées à Bol au cours d'une période déterminée, soient comprises dans l'intervalle de celles qui ont été mesurées sur l'ensemble du lac. S'il ressort effectivement que les moyennes les plus élevées ont toujours été mesurées sur le reste du lac, il est curieux de constater que les plus faibles l'ont toujours été à Bol. Ceci tient probablement à la situation de Bol en bordure même des côtes mais aussi à la faible profondeur du point de mesure. On peut ainsi conclure que les eaux de la station sont en moyenne légèrement plus froides que celles de l'ensemble du lac.

L'écart entre la température moyenne mensuelle la plus forte et la plus faible est de $10,2^{\circ}$ à Bol (1957-1970) et $10,5^{\circ}$ à la station C1 (1967-1968).

1.6. TEMPÉRATURES MINIMALES ET MAXIMALES DES EAUX DU LAC TCHAD.

A. BOL (températures à 6 heures et 18 heures).

L'intervalle de variation interannuel des températures moyennes mensuelles à 6 heures et à 18 heures et la moyenne mensuelle interannuelle de ces températures aux deux stations sont représentées sur la figure 40. L'intervalle de variation interannuel varie, selon les mois, de $1,7^{\circ}$ à $4,8^{\circ}$ pour les minimums et de $2,2^{\circ}$ à $0,0^{\circ}$ pour les maximums. Le minimum moyen mensuel est de $18,7^{\circ}$ en janvier ; le maximum moyen mensuel est compris entre $29,9^{\circ}$ et $31,3^{\circ}$ de mai à octobre.

B. STATION C1 (températures minimales au fond et maximales en surface).

Les températures minimales moyennes mensuelles mesurées au fond sont estimées à 19° en janvier et les températures maximales moyennes en surface à 31° en juin.

C. ENSEMBLE DU LAC (minimums et maximums moyens et absolus).

En raison de la répartition tant spatiale que temporelle des mesures, ces valeurs ne représentent évidemment pas les maximums et les minimums réels de l'année. Les remarques faites sur les moyennes à ce sujet leur sont applicables.

Les températures minimales moyennes observées sur l'ensemble du lac varient de $20,5^{\circ}$ en février, $22,0^{\circ}$ en décembre à $27,1^{\circ}$ en mars-avril, $28,8^{\circ}$ en septembre-octobre et plus de $28,2^{\circ}$ en juillet. Les températures maximales moyennes s'échelonnent de $24,0^{\circ}$ en février, $25,0^{\circ}$ en décembre à $30,2^{\circ}$ en mars-avril et $31,5^{\circ}$ en septembre-octobre.

La température minimale journalière la plus basse observée est de $19,4^{\circ}$ en février et $20,8^{\circ}$ en décembre tandis que la température maximale la plus élevée est de $35,3^{\circ}$ en octobre et $33,8^{\circ}$ en avril.

Au cours des mêmes périodes, les minimums moyens sont plus faibles en décembre, février et mars-avril à Bol que sur l'ensemble du lac. Les écarts sont compris entre $0,8^{\circ}$ et $2,3^{\circ}$. Le contraire est observé en septembre-octobre avec un écart de $0,8^{\circ}$ et probablement en juillet. Si l'on considère la température minimale la plus basse mesurée au cours de chaque période, on constate qu'elle l'a été à Bol en décembre, février et mars-avril. Ceci rejoint ce qui a été dit précédemment au sujet des températures moyennes les plus faibles et confirme que les eaux de la station de Bol sont relativement fraîches par rapport à celles de l'ensemble du lac.

Les maximums moyens sont toujours plus faibles à Bol que sur l'ensemble du lac. Les écarts varient de $0,8^{\circ}$ à $3,7^{\circ}$ avec une moyenne de $2,3^{\circ}$. Il

en est de même des maximums absolus, avec des écarts compris entre $2,5^{\circ}$ et $5,4^{\circ}$ et une moyenne de $4,1^{\circ}$. Au moins au cours des mois chauds, les faibles profondeurs à Bol devraient normalement entraîner des températures plus élevées. Il faut donc y voir l'effet prédominant de la situation de la station dans l'archipel et en bordure des côtes où le phénomène est peut-être général. On peut aussi penser que, notamment en saison sèche, le déficit de saturation de l'air, plus élevé en bordure des côtes que sur le lac, y engendre une évaporation plus importante et par suite un rafraîchissement plus marqué des eaux. - Les différences d'humidité relative de l'air, mises en évidence au cours de la campagne de mars-avril 1967, confirment que l'Harmattan très sec, qui souffle du nord-est, se charge d'humidité en passant sur le lac (1ère partie, paragr. 3.3.)-.

Le fait que les températures de l'eau soient mesurées à 18 heures, alors que le maximum diurne est déjà passé, peut toutefois contribuer à expliquer les écarts. Dans ce sens, on peut constater que les écarts maximums sont en hiver au cours duquel l'insolation est plus brève et la chute des températures de l'air plus brutale. Rappelons qu'en mars-avril, sur l'ensemble du lac, l'écart entre les températures maximales et celles de 18h n'est que de $0,4^{\circ}$.

1.7. ECART DIURNE DE LA TEMPERATURE DES EAUX DU LAC TCHAD.

A. BOL.

L'écart diurne moyen mensuel, entre 6h et 18h, est compris entre $1,6^{\circ}$ et $1,8^{\circ}$ de juin à octobre et de $1,9^{\circ}$ à $3,1^{\circ}$ de novembre à mai. Rappelons que l'écart diurne entre le minimum et le maximum lui est légèrement supérieur.

B. A LA STATION C1.

Les minimums diurnes n'ayant pas été mesurés, une approximation de l'écart diurne peut être tentée en considérant l'écart vertical qui lui est légèrement inférieur. Rappelons que celui-ci ne dépasse pas $3,2^{\circ}$. Avec comme valeur la plus fréquente $1,1$ et $2,0^{\circ}$.

C. SUR L'ENSEMBLE DU LAC.

Les écarts diurnes moyens mesurés au cours des campagnes sont compris entre $2,7^{\circ}$ et $3,5^{\circ}$, avec un minimum absolu de $0,3^{\circ}$ et un maximum absolu de $6,5^{\circ}$. En mars-avril, l'écart diurne moyen au fond a été évalué à $1,3^{\circ}$.

1.8. VARIATIONS SPATIALES DE LA TEMPERATURE DES EAUX DU LAC TCHAD.

A. A l'échelle du lac, il est difficile de mettre en évidence des écarts régionaux de température des eaux en l'absence de mesures simultanées en diverses stations, de caractéristiques physiques bien définies, ou de mesures effectuées sur des distances importantes en un temps relativement court par rapport à l'évolution journalière. L'exploitation des résultats obtenus lors des campagnes en bateau est délicate car, à l'influence des profondeurs, s'ajoutent en effet la variabilité des températures d'un jour à l'autre et, de novembre à avril, une évolution saisonnière qui peut être très sensible au cours des campagnes qui durent 10 à 20 jours. Il existe bien des gradients saisonniers de la température de l'air, mais celle-ci n'est pas le seul paramètre qui détermine la température de l'eau. Le régime des vents et l'évaporation, liée elle-même à l'insolation, à l'humidité relative et au vent, jouent aussi un rôle important. Il apparaît ainsi complexe, sinon impossible, de quantifier des écarts régionaux à partir des données climatiques qui ne sont d'ailleurs elles-mêmes pas toujours très représentatives du climat du lac. Les moyennes des minimums et des maximums mesurés au cours des campagnes ont été calculées par grandes régions méridionale, médiane et septentrionale (tableau XXVIbis). Cette méthode globale, sans analyse statistique plus poussée est critiquable, car aux remarques faites ci-dessus s'ajoute une forte hétérogénéité numérique des résultats suivant les régions et les campagnes : pour une même région, le nombre de minimums et de maximums n'est pas en général identique.

On peut cependant constater que les écarts régionaux entre le sud et le nord sont compris entre $0,7^{\circ}$ et $2,0^{\circ}$ pour les minimums et entre $0,7^{\circ}$ et $3,1^{\circ}$ pour les maximums. Sauf pour les minimums en mars-avril (écart maximum de $0,7^{\circ}$), une évolution régionale continue est observée. On note un

Tableau XXVIbis : Températures des eaux de surface dans les grandes régions du lac Tchad (ROCHE M.A. - 1971 -).

	: Mars-Avril 1969 :			: Juillet 1969 :			: Sept-Oct 1969 :			: Décembre 1969 :			: Février 1970 :		
	: Min. :	: Moy. :	: Max. :	: Min. :	: Moy. :	: Max. :	: Min. :	: Moy. :	: Max. :	: Min. :	: Moy. :	: Max. :	: Min. :	: Moy. :	: Max. :
Nord	26,9	29,0	31,1	-	-	-	27,6	29,4	31,1	21,1	22,6	24,1	-	-	-
Méd.	27,2	29,0	30,8	29,4	28,1	-	29,0	30,4	31,8	22,3	23,4	24,5	20,8	22,5	24,1
Sud	26,5	27,8	29,1	27,5	29,0	30,5	29,6	30,5	31,3	22,6	24,9	27,2	20,2	22,9	25,5
Ecart	0,7	2,0	1,9	1,9	2,0	2,0	2,0	0,7	1,5	3,1	0,6	1,4	0,6	1,4	1,4

accroissement du sud au nord pour les maximums en mars-avril ($0,7^{\circ}$) et pour les minimums en juillet ($> 1,9^{\circ}$), et une décroissance du sud au nord pour les minimums en septembre-octobre ($2,0^{\circ}$) et pour les minimums ($1,5^{\circ}$) et les maximums ($3,1^{\circ}$) en décembre.

Mentionnons que les gradients spatiaux des températures de l'eau et de l'air ont été comparés en utilisant pour ces dernières les minimums et maximums moyens mensuels aux stations climatologiques de Fort-Lamy, Bol et Nguigmi. Les gradients sont de sens contraire pour les minimums en mars-avril et en septembre-octobre et de même sens pour les minimums en juillet et les maximums en décembre.

La forte augmentation saisonnière des températures de l'eau en mars et avril, telle qu'elle est observée à Bol, peut expliquer l'accroissement sud-nord des températures mesurées sur le lac à cette période, car les régions méridionales puis septentrionales ont d'abord été parcourues. La région médiane l'ayant été au milieu et en fin de campagne.

En juillet 1969, les mesures effectuées en hydravion, pendant des intervalles de temps suffisamment courts, permettent une :

- mise en évidence d'un gradient spatial de température. Le 17 juillet, entre les Eaux-libres à l'ouest du delta et l'Archipel du nord-est (région de Baga Kiskra), l'accroissement sud-nord des températures minimales est de $2,5^{\circ}$ sur une centaine de kilomètres.

- comparaison de la variation spatiale des températures dans une grande région. Dans la zone sud-ouest, la température moyenne minimale du lac, le 16 juillet, est de $27,5^{\circ}$ tandis qu'elle est de $26,6^{\circ}$ à quelques centaines de mètres des côtes, où la profondeur est inférieure à 0,5 mètres. Les eaux littorales se sont plus refroidies pendant la nuit que les eaux plus profondes du large.

Ces variations, dans une région restreinte, ont pu également être estimées lors des campagnes en bateau. La figure 43 montre un exemple

fréquent de la variation observée au cours d'une journée de croisière. En général, dans plus de 95 % des cas, l'écart est inférieur à $0,5^{\circ}$ par rapport à la courbe moyenne définie par l'ensemble des valeurs.

B. Dans les bras côtiers, sur quelques kilomètres de distance, des variations spatiales de la température des eaux, pouvant atteindre 1 à 3° , ont pu être parfois observées. Ainsi par exemple, alors que normalement les températures croissent jusque vers 16 ou 17h ou présentent un maximum étalé de 15h à 17h, une diminution régulière de $27,0^{\circ}$ à $25,5^{\circ}$ a été mesurée le 25 mars 1969 de 14 h à 16h30 de l'entrée à l'extrémité du bras de Tataverom. Par contre, aucune évolution spatiale n'a été constatée en juillet dans ce même bras.

C. En mars-avril, les moyennes des températures maximales et minimales mesurées dans les Eaux-libres, les îlots-bancs et les archipels sont respectivement de $30,6^{\circ}$, $29,6^{\circ}$ et $29,3^{\circ}$ et de $26,9$, $27,3^{\circ}$ et $27,0$. Au moins à cette époque, aucune différence marquée, spécifique aux grands types de paysage, n'apparaît.

1.9. CONCLUSION ET RECOMMANDATIONS A PROPOS DE LA TEMPERATURE DES EAUX DU LAC TCHAD.

La comparaison des températures de surface, mesurées sur l'ensemble du lac et à Bol, montre que les eaux de cette station ont tendance à être légèrement plus fraîches. L'écart moyen entre les minimums ou les maximums, suivant les périodes au cours desquelles ont été faites les observations, varie entre zéro et $2,7^{\circ}$.

Les températures moyennes annuelles des eaux, observées en surface à Bol et à la station C1, sont de $26,5^{\circ}$. Cette valeur est obtenue légèrement par défaut à la première station et légèrement par excès à la deuxième.

Les températures moyennes mensuelles les plus faibles aux deux stations sont respectivement de 20° et $19,5^{\circ}$ en janvier, au coeur de l'hiver, et les plus élevées, pratiquement identiques, sont comprises entre 29° et

30,5° de mai à octobre pendant toute la saison moite. Bien que les périodes d'observation soient différentes, on peut constater la similitude des résultats obtenus aux deux stations. Les écarts diurnes moyens mesurés sur l'ensemble du lac sont compris entre 2,7° et 3,5° et entre 1,6° et 3,1° à Bol.

Une stratification thermique des eaux s'établit au cours de la journée. L'écart maximum, le plus fréquemment compris entre 0,5 et 2°, est atteint dans l'après-midi. Elle est inexistante au moment du minimum diurne et dénote une homogénéisation verticale complète des eaux.

Les variations spatiales de température apparaissent relativement faibles. Entre le sud et le nord du lac, des écarts entre les maximums ou les minimums régionaux ont été constatés et varient selon les époques entre 0,7° et 3°.

On peut finalement proposer une estimation provisoire de la température moyenne annuelle de l'ensemble de la masse d'eau lacustre voisine de 27° avec une marge d'erreur de l'ordre de 1°. Ces résultats font apparaître les possibilités offertes par la comparaison des mesures réalisées au cours de campagnes itinérantes avec celles qui sont effectuées à des stations fixes, pour une connaissance des températures à l'échelle du lac. La méthode utilisée ne représente qu'une ébauche qui devrait être développée, en particulier sur le plan statistique, si les résultats étaient plus complets dans l'espace et le temps pour le mériter.

Compte tenu des possibilités prévisibles dans les années futures, on se bornera, pour être suffisamment réaliste, à recommander, non pas l'implantation de plusieurs stations fixes de mesure, mais le déplacement de la station actuelle de Bol à 200 mètres au large du port, où les températures seraient mesurées en surface et au fond, au moins à l'heure du minimum et du maximum. Parallèlement, les températures seraient systématiquement mesurées à différentes profondeurs au moins deux fois par jour entre 6h 30 et 8h 00 pour les minimums et entre 15h 30 et 16h 30 pour les maximums, par les différents chercheurs au cours de leurs missions sur le lac. L'un d'eux serait chargé de centraliser en permanence les résultats. Cette organisation est d'autant

plus concevable que tous les chercheurs travaillant sur le lac sont intéressés, dans des buts différents, par la températures des eaux et que le travail nécessaire serait minime en regard des bénéfices escomptés.

On peut ajouter qu'il serait évidemment plus logique que ces mesures soient réalisées dans le cadre d'un programme plus large d'observations climatologiques (et morphologiques) suivant un principe analogue. Son intérêt apparaît primordial quand on connaît le peu de renseignements disponibles sur le climat régnant sur les eaux du lac.

2. TRANSPARENCE DES EAUX DU LAC TCHAD.

La transparence a été mesurée avec un disque de Secchi de 30 cm de diamètre. Elle est fonction de la quantité de matière solide en suspension et secondairement de la quantité de plancton. Elle dépend aussi de la charge en matière en suspension des eaux d'alimentation et de leur répartition dans le lac. Toutefois, la remise en suspension des sédiments par les vagues fait que la transparence n'est pas un marqueur précis des masses d'eau. Ainsi elle dépend également de la nature des fonds, de la profondeur, du développement de la végétation immergée qui assure un rôle efficace d'abris et de filtre, de la force et de la direction des vents, de l'exposition des eaux aux vents, c'est-à-dire essentiellement du type de paysage.

Les eaux du Chari présentent un minimum (10 cm) lors de la pointe de crue en octobre et un maximum (100 cm) au début de la crue de juin à août (CARRE P. - 1971 -).

Dans le lac, la transparence est généralement inférieure à 100 cm sur environ 90 % de la superficie (fig. 44bis). Elle tend à augmenter en toute saison des Eaux-libres méridionales (20 à 70 cm) vers le nord où elle atteint un maximum (100 à 300 cm) à l'extrémité des bras côtiers les plus profonds et les plus colonisés par les potamos.

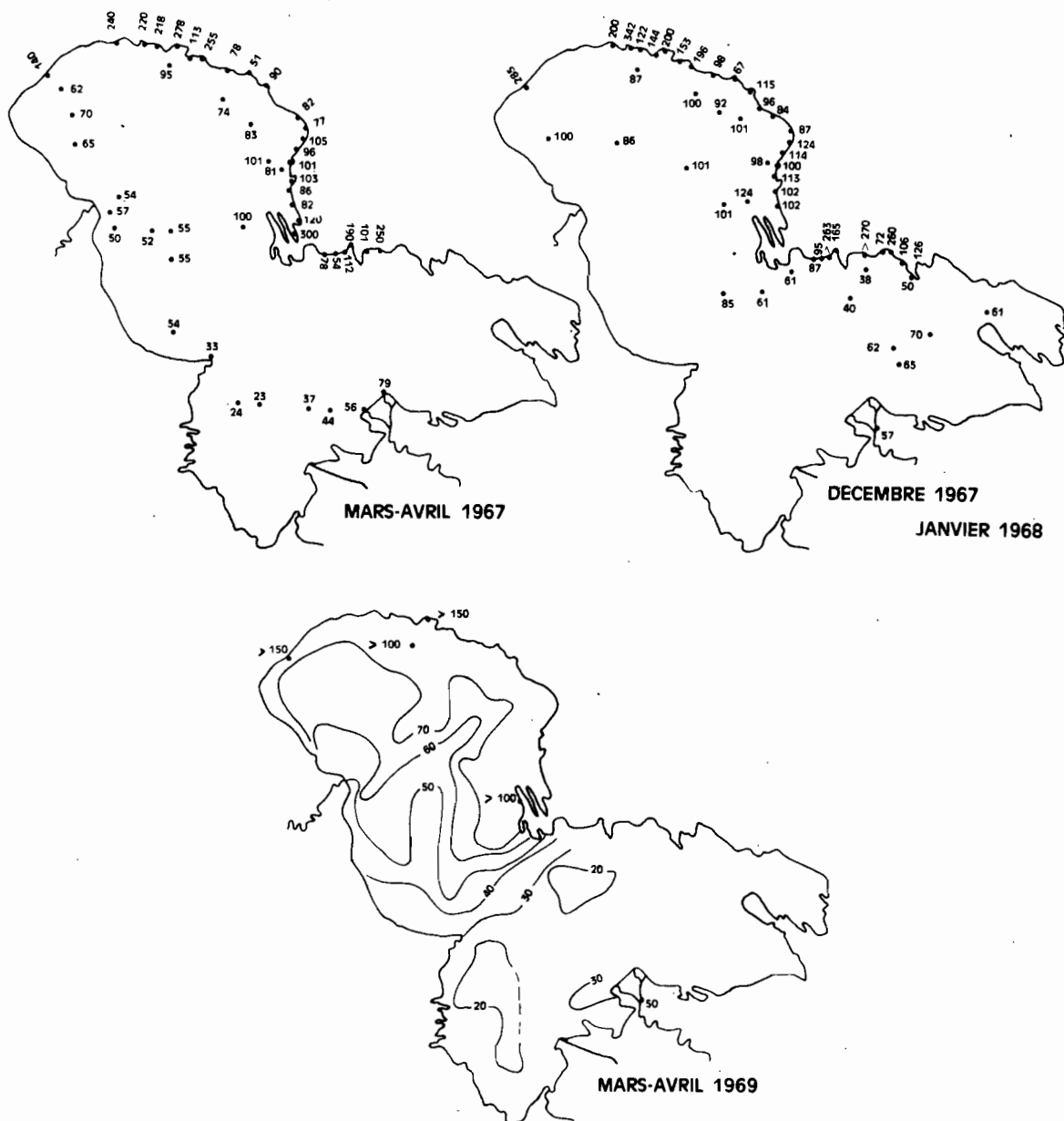


Fig. 44 bis : Transparence (cm) des eaux du lac Tchad, mesurée au disque de Secchi de 30 cm de diamètre.

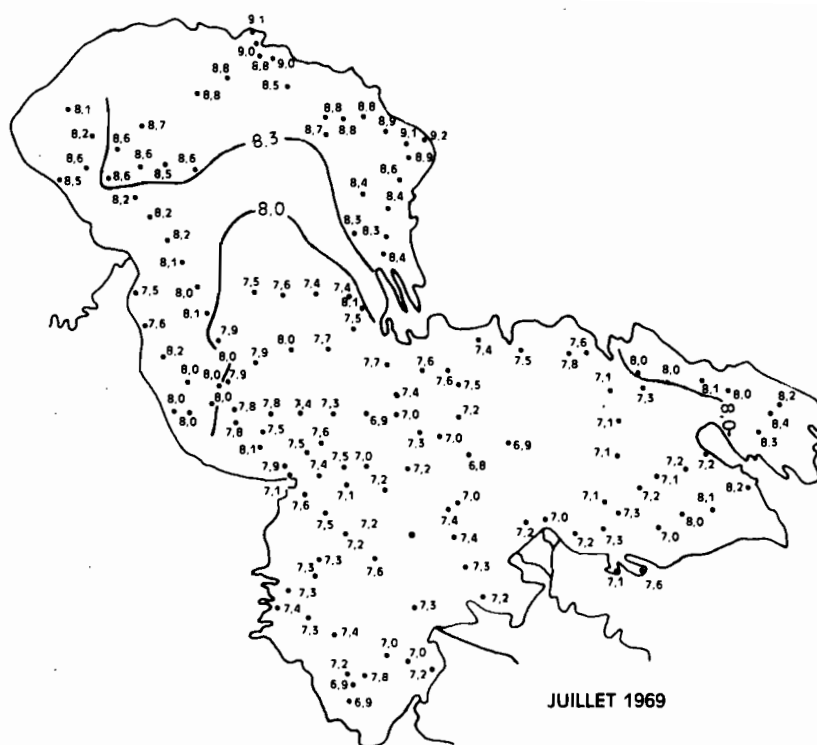


Fig. 45 : pH des eaux du lac Tchad en juillet 1969.

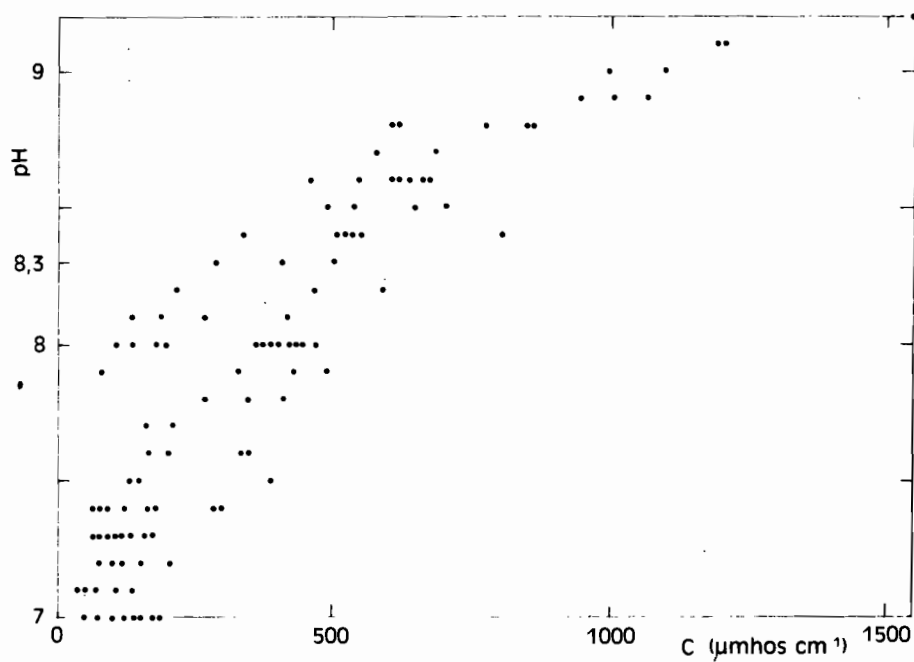


Fig. 46 : Variation du pH des eaux du lac Tchad en fonction de la conductivité C (à 25° C), en juillet 1969.

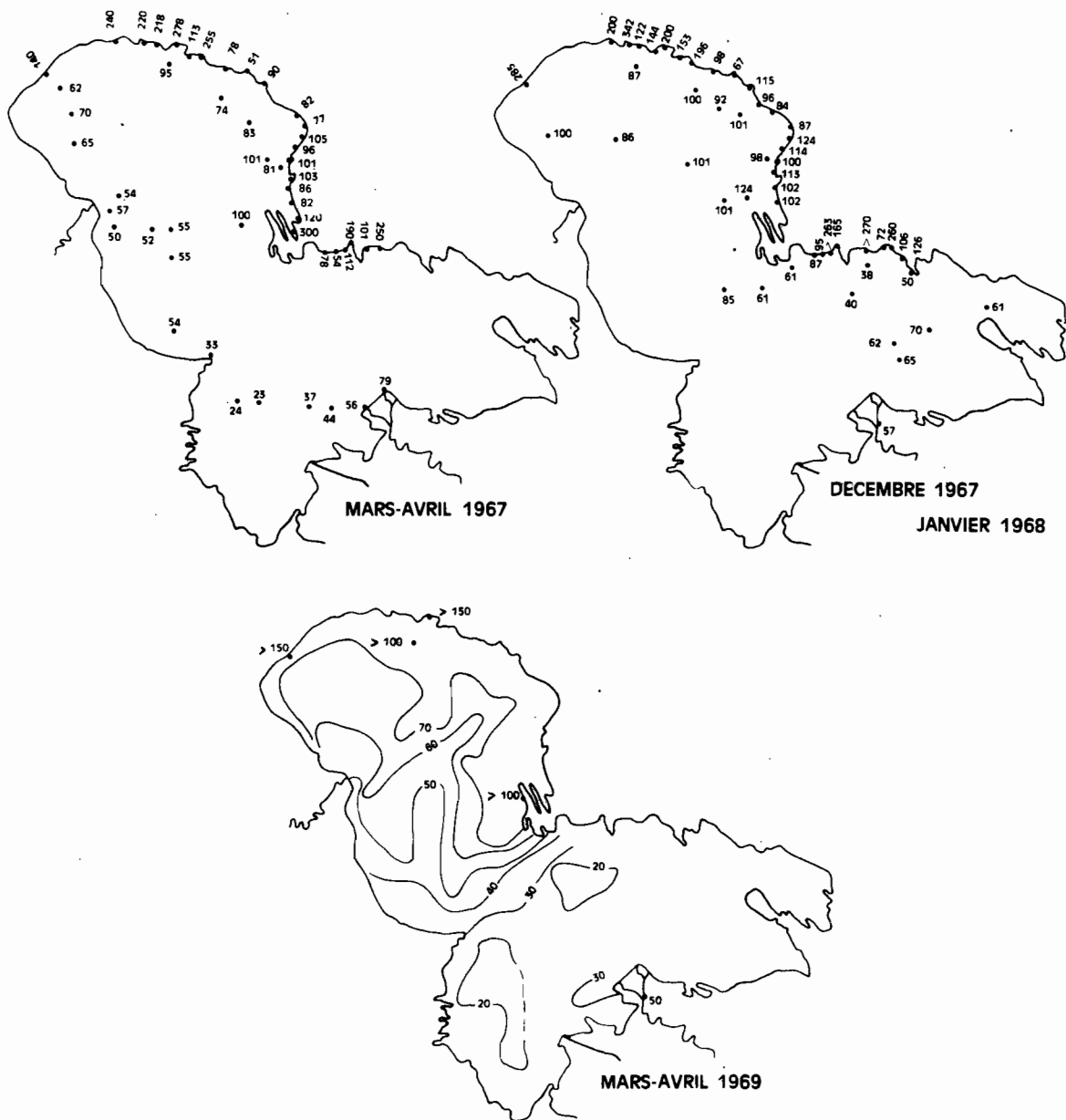


Fig. 44 bis : Transparence (cm) des eaux du lac Tchad, mesurée au disque de Secchi de 30 cm de diamètre.

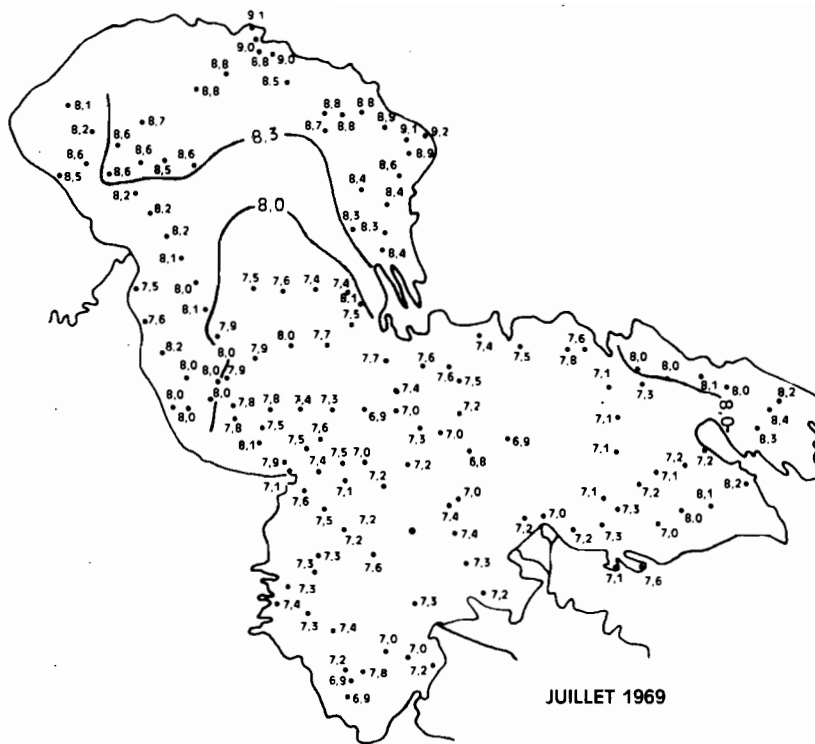


Fig. 45 : pH des eaux du lac Tchad en juillet 1969.

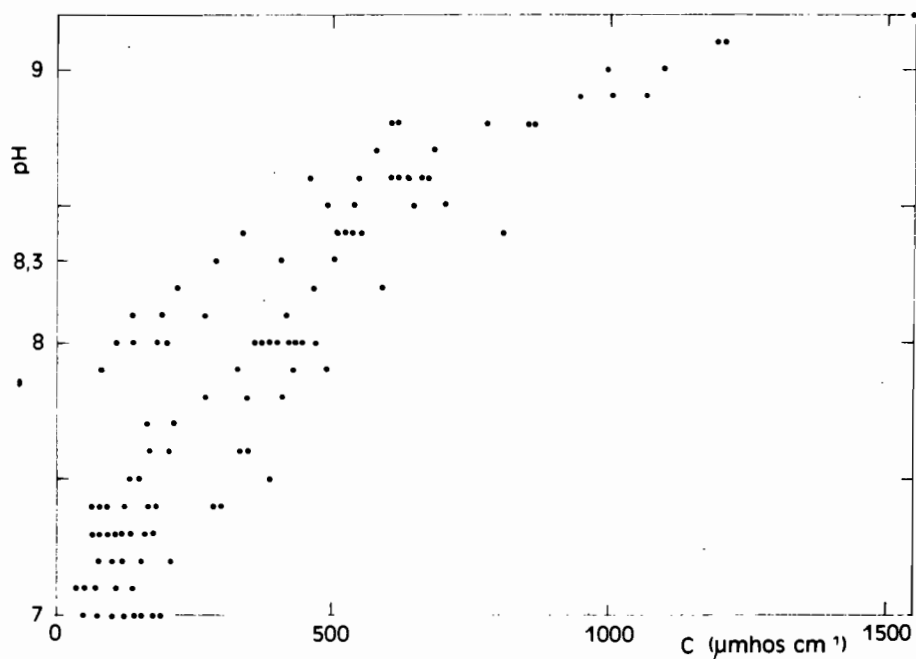


Fig. 46 : Variation du pH des eaux du lac Tchad en fonction de la conductivité C (à 25° C), en juillet 1969.

En 1969, dans la moitié sud aux fonds vaseux et peu profonds, les valeurs peuvent être inférieures à 20 cm puis les eaux deviennent plus claires dans la partie nord alors que l'augmentation des profondeurs leur permet de se décanter.

D'après R. GRAS et al. (1967), dans les Eaux-libres et les Ilots-bancs du sud-est, les valeurs minimales en 1964-1965 sont observées en août. Elles correspondent à l'arrivée des eaux turbides du Chari et à une remise en suspension des sédiments par les vagues que provoque plus particulièrement la Mousson. On remarquera aussi que les profondeurs atteignent à cette époque leur minimum annuel. Les valeurs maximales sont en décembre, alors que la profondeur est elle-même maximale et que les eaux claires de la crue du Chari se sont répandues dans ces régions. Dans l'Archipel du nord-est, le maximum est en février-mars et même en avril dans le Golfe d'Iseïrom.

3. pH DES EAUX DU LAC TCHAD.

Les pH des eaux n'ont pas été mesurés sur place, mais en laboratoire plusieurs jours après les prélèvements. C'est pourquoi nous présentons seulement les résultats obtenus en juillet 1969, car les mesures ont été faites alors deux jours seulement après l'échantillonnage effectué en hydravion (fig. 45 et 46).

Les pH des eaux du Chari sont de 7,0 à 7,2, ceux des eaux de la partie méridionale, généralement inférieurs à 7,5, ne dépassent 8,0 que dans le Golfe d'Iseïrom. Dans la partie septentrionale, les pH sont supérieurs à 8,3 dans les Ilots-bancs du Niger et de l'Archipel du Kanem ; ils atteignent 9,0 à 9,2 à l'extrémité des bras les plus confinés et minéralisés.

4. SALURES IONIQUES GLOBALES DES EAUX DU LAC TCHAD.

Des travaux partiels avaient permis de dégager les grands traits de l'évolution des salures globales dans le lac (GUICHARD E. - 1957 -, BOUCHARDEAU A. - 1958 -, GRAS R., ILTIS A., LEVEQUE-DUWAT S. - 1957 -, DUPONT B. - 1967 -, HOPSON A.J. - 1968 -, CARMOUZE J.P. - 1968 - 1969 -, ROCHE M.A. - 1969 - 1970 -). Nous nous sommes particulièrement attachés à l'étude détaillée d'un cycle annuel dans l'ensemble du lac.

4.1. REPRESENTATIVITE DE L'ECHANTILLONNAGE DANS LE LAC TCHAD.

A. Variations verticales de salure.

Le protocole des prélèvements d'eau demandait une caractérisation précise des variations verticales de salure.

En octobre 1966, nous avons mesuré la conductivité des eaux prélevées en surface et à 30 cm du fond, en sept points des Eaux-libres et de l'Archipel de la zone sud-est. La profondeur variait de 1,7 à 4,3 m. Les écarts des valeurs de surface par rapport à celles du fond étaient compris de - 0,7 à + 1,7 % pour des valeurs s'étalant de 48 à 195 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$.

En mars-avril 1969, des mesures ont été effectuées systématiquement à 0,30 m du fond et en surface ou à 0,60 m en dessous de la surface. Les écarts relatifs sont mentionnés sur une carte (fig. 47). Les quelques valeurs supérieures à 1 % ont été soulignées. Elles semblent être consécutives à des phénomènes très locaux puisqu'elles voisinent avec des valeurs souvent très différentes. Les écarts sont le plus généralement compatibles avec les erreurs de mesure.

Cette absence de gradient vertical s'explique par le brassage par les vagues et les convections thermiques dont les effets sont rapidement efficaces à cause des faibles profondeurs. Une stratification saline en biseau ne peut être que limitée dans l'espace et de faible durée.

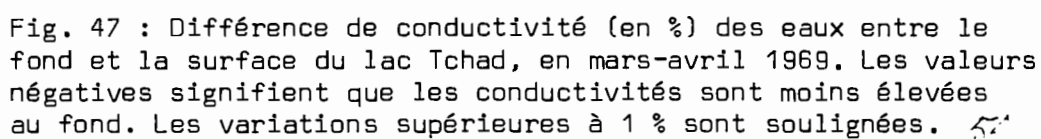


Fig. 47 : Différence de conductivité (en %) des eaux entre le fond et la surface du lac Tchad, en mars-avril 1969. Les valeurs négatives signifient que les conductivités sont moins élevées au fond. Les variations supérieures à 1 % sont soulignées.

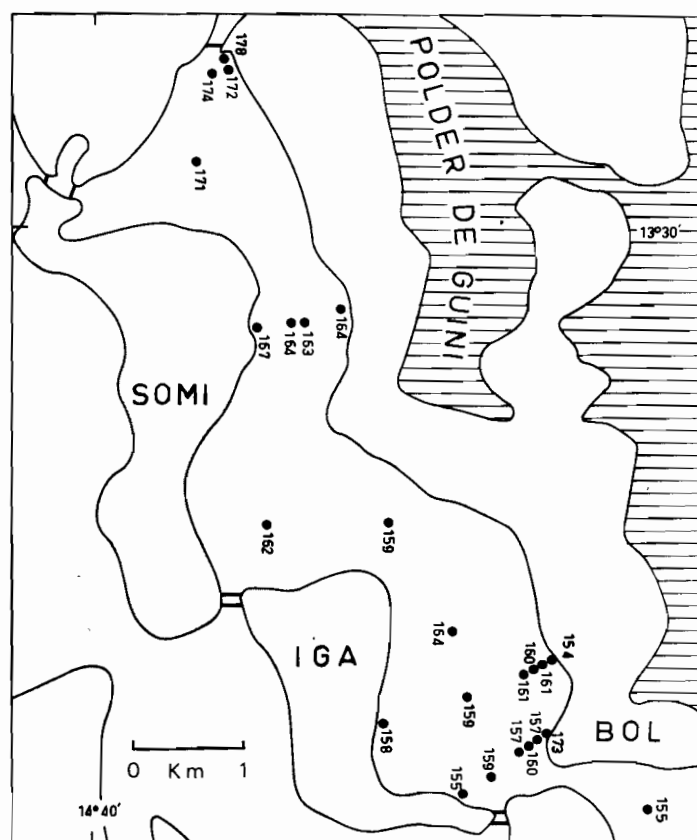


Fig. 48 : Conductivité des eaux ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C) du lac Tchad dans le bras côtier de Bol en octobre 1966.

Cette homogénéité verticale a permis d'effectuer les prélèvements en surface ou à 0,6 m en dessous de la surface.

B. Variations locales de salure dans le lac Tchad.

Dans les Archipels, les mesures ont été généralement effectuées au milieu des bahr (bras) pendant la marche longitudinale du bateau. Les prélèvements périodiques aux stations étaient faits à quelques mètres du rivage, entre 6 et 7 h. La représentativité spatiale et temporelle d'un tel échantillonnage a été étudiée à Bol....

En octobre 1966, les conductivités ont été mesurées sur quatre transversales dans le bras de Bol (fig. 48). L'intervalle de variation relatif à la moyenne des valeurs variait de 2,5 à 8,3 % suivant les sections. Toutefois par rapport à la valeur au milieu du bras, les écarts extrêmes étaient compris entre - 3 et + 8 %.

Une transversale, orientée vers le sud-ouest à partir de l'embarcadere O.R.S.T.O.M. de Bol a été étudiée à différentes dates et heures en 1968 et 1969 (tableau XXVII). Les écarts relatifs de la valeur à la station de prélèvement (10 m de la rive) par rapport à la moyenne de deux mesures au milieu du bras (300 et 500 m de la rive) étaient compris entre + 12 et - 2 % pour des conductivités variant de 144 à 120 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Il est à remarquer que les écarts minimums (+ 2,9 à 2,1 %) ont été observés à 6 h, heure à laquelle étaient effectués les prélèvements journaliers. On retiendra ainsi qu'il y a dans le bras une légère augmentation de la salure vers les rives.

A l'échelle du lac, sur un axe géographique déterminé, la conductivité varie suivant les points. Elle présente cependant une évolution continue, sans oscillations anarchiques, que des mesures espacées tous les deux kilomètres suffisent généralement à bien caractériser. Cet intervalle de distance, généralement adopté, a été diminué dans les régions de très fort gradient ou de variations brusques de salure.

Tableau XXVII: Conductivité en $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à la station de prélèvement (10 m de la rive) et au milieu du bras (400 mm des rives) à Bol. Ecart relatif (%) de la valeur à la station par rapport à celle au milieu du bras.

Date	6 h		9 h		12 h		15 h		18 h		21 h	
	C	$\Delta\%$	C	$\Delta\%$	C	$\Delta\%$	C	$\Delta\%$	C	$\Delta\%$	C	$\Delta\%$
4-11-68	144,2	+0,3	143,4	+0,5	141,8	+1,3	142,9	+2,1	142,0	+1,0	143,5	+0,3
	143,7		141,1		139,9		139,9		140,6		143,0	
26-11-68	132,1	+0,2	138,3	1,1	145,7	+5,2	135,7	+5,8	135,7	+6,6	-	-
	131,8		139,9		138,1		127,9		126,7		-	
19-12-68	130,9	-0,2	132,8	+2,2	135,7	+5,9	136,2	+1,2	132,7	+9,4	-	-
	131,2		129,9		127,7		119,5		120,2		-	
27- 2-69	136,5	+2,9	138,7	+4,9	-	-	135,5	+0,7	137,4	+1,2	-	-
	132,6		131,9		-		134,6		135,7		-	
28- 3-69	130,8	-2,1	131,5	0,5	133,6	+2,6	138,5	+5,5	-	-	-	-
	133,6		132,2		130,0		130,9		-		-	

4.2. RELATIONS ENTRE LA CONDUCTIVITE ET LA TENEUR IONIQUE DES EAUX DU LAC TCHAD.

Dans la partie consacrée à l'étude des tributaires (paragr. 4.1.) ont été exposées les causes générales de la relation entre la conductivité et la teneur ionique globale d'une eau ainsi que l'intérêt des mesures de conductivité.

Sur le lac, de telles corrélations ont été tracées graphiquement pour chaque campagne de 1969. Les valeurs régionales, caractérisées par un figuré spécifique, ont été regroupées en différentes classes de conductivité et leurs moyennes ont été prises en considération (cf. paragr. 5.2.1.). Les moyennes des valeurs obtenues aux stations fixes ont aussi permis de définir une corrélation.

4.2.1. Relation entre la conductivité et la teneur globale en cations exprimée en milliéquivalent par litre.

Comme pour les tributaires (première partie, paragr. 4.1.) la salure globale des eaux du lac sera exprimée le plus souvent en me/l de cations.

On constate que la relation entre la conductivité C (en $\mu\text{mhos cm}^{-1}$) et la teneur globale en cations rp^+ (en milliéquivalent par litre) est sensiblement la même pour des eaux de régions différentes (fig. 49). Pour le lac, on est ainsi amené à deux conclusions importantes :

- Une valeur de conductivité correspondant à une seule salure globale, quelle que soit la région considérée.

- Les teneurs relatives en cations, qui peuvent être différentes suivant les zones (paragr. 5.2.), n'ont pas d'influence très marquée sur les conductivités. L'évolution relative des teneurs, qui va de pair avec l'accroissement de la salure globale, semble seulement déterminer une légère augmentation de pente de la courbe de corrélation. Effectivement, dans le cas de

l'évolution d'une même solution sous l'effet de l'évaporation la relation doit être linéaire au moins au début du processus, c'est-à-dire pour les faibles concentrations.

Environ 1000 résultats ont été pris en considération. Les points représentatifs définissent une courbe qui est pratiquement la même jusqu'à des conductivités de $300 \mu\text{mhos cm}^{-1}$, puis qui s'individualise pour chaque campagne et pour les stations. Cela doit tenir essentiellement aux erreurs de mesures de conductivité et d'analyses en relation avec les conditions différentes d'exécution. Quoi qu'il en soit, l'écart des courbes enveloppes à la courbe moyenne reste dans les limites d'erreurs d'analyses et de mesures. Par exemple, il est de $\pm 3 \%$ pour $rp^+ = 7,5 \text{ me/l}$ et $C = 750 \mu\text{mhos cm}^{-1}$, $\pm 3,5 \%$ pour $rp^+ = 10 \text{ me/l}$ et $C = 1000 \mu\text{mhos cm}^{-1}$.

La courbe moyenne correspond à celle qui a été obtenue avec les résultats des stations (fig. 49) ou ceux de la mission de septembre-octobre. Elle peut être définie par les trois équations linéaires suivantes :

$$\begin{array}{lll} \text{Pour } C < 500 & rp^+ = 1,10 \cdot 10^{-2} & C - 0,10 \\ \text{Pour } 500 < C < 1000 & rp^+ = 1,16 \cdot 10^{-2} & C - \\ \text{Pour } 1000 < C < 1500 & rp^+ = 1,28 \cdot 10^{-2} & C - 1,80 \end{array}$$

4.2.2. Relation entre la conductivité et la teneur globale en ions exprimée en mg/l.

La corrélation entre la conductivité C (en $\mu\text{mhos cm}^{-1}$) et la teneur globale en ions p (mg/l) a été tracée graphiquement avec les résultats obtenus aux stations fixes (fig. 50). Les équations sont :

$$\begin{array}{ll} \text{Pour } C < 1000 & p = 0,86 C \\ \text{Pour } C > 1000 & p = C - 120 \end{array}$$

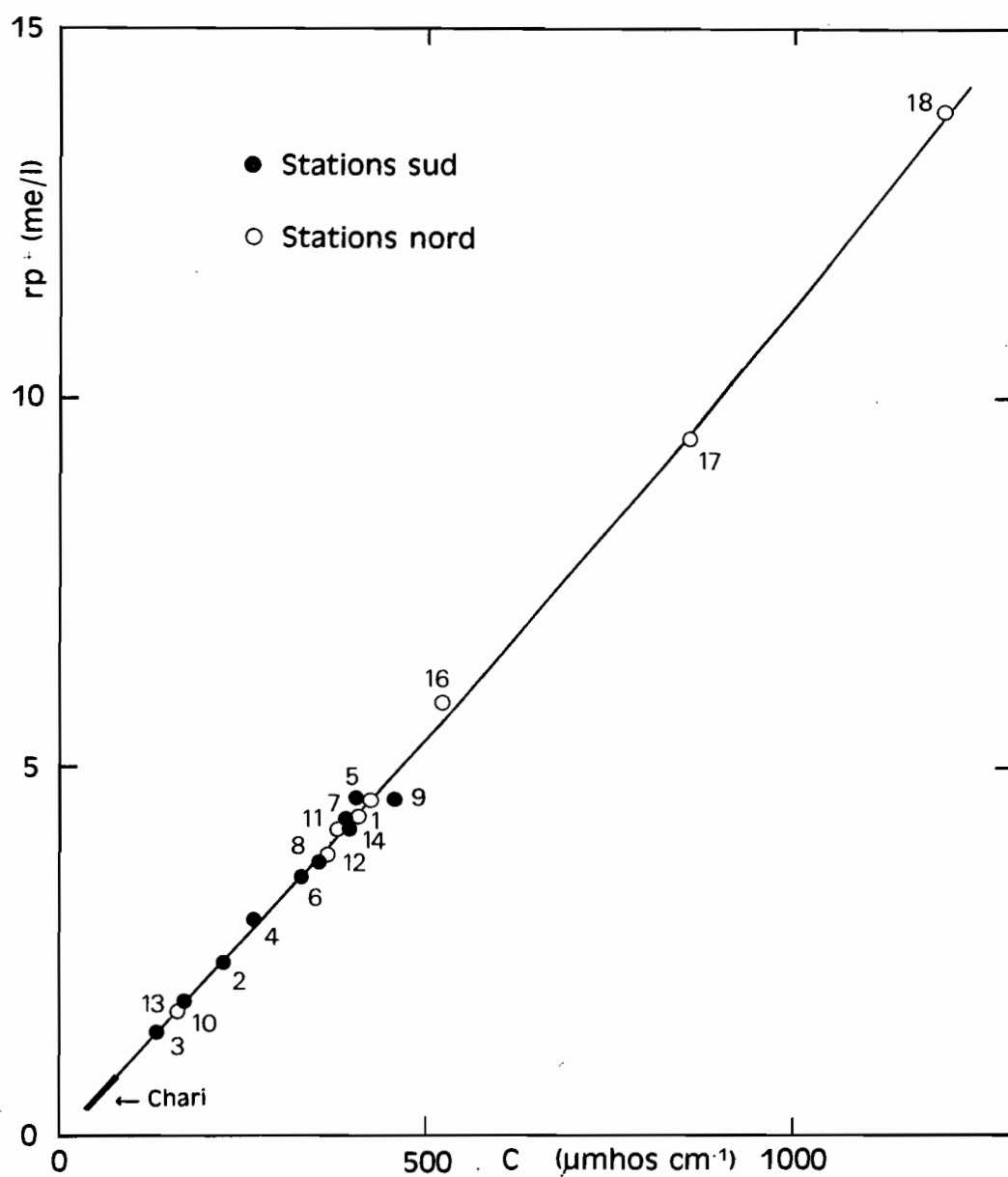


Fig. 49 : Relation entre la conductivité C (à $25^{\circ} C$) et la teneur globale en cation rp^+ (en me/l) moyennes annuelles des eaux du lac Tchad aux stations d'observation (fig. 66).
 1 : Hadjer el Hamis, 2 : Soula, 3 : Bol, 4 : Choua, 5 : Kouta, 6 : Ndjowa, 7 : Ndjowa extrem, 8 : Daguil, 9 : Daguil extrem, 10 : Baga Sola, 11 : Haykoulou, 12 : Borgomerom, 13 : Baga Kawa, 14 : Malamfatori, 15 : C 1, 16 : Baga Kiskra, 17 : Magi, 18 : Tataverom.

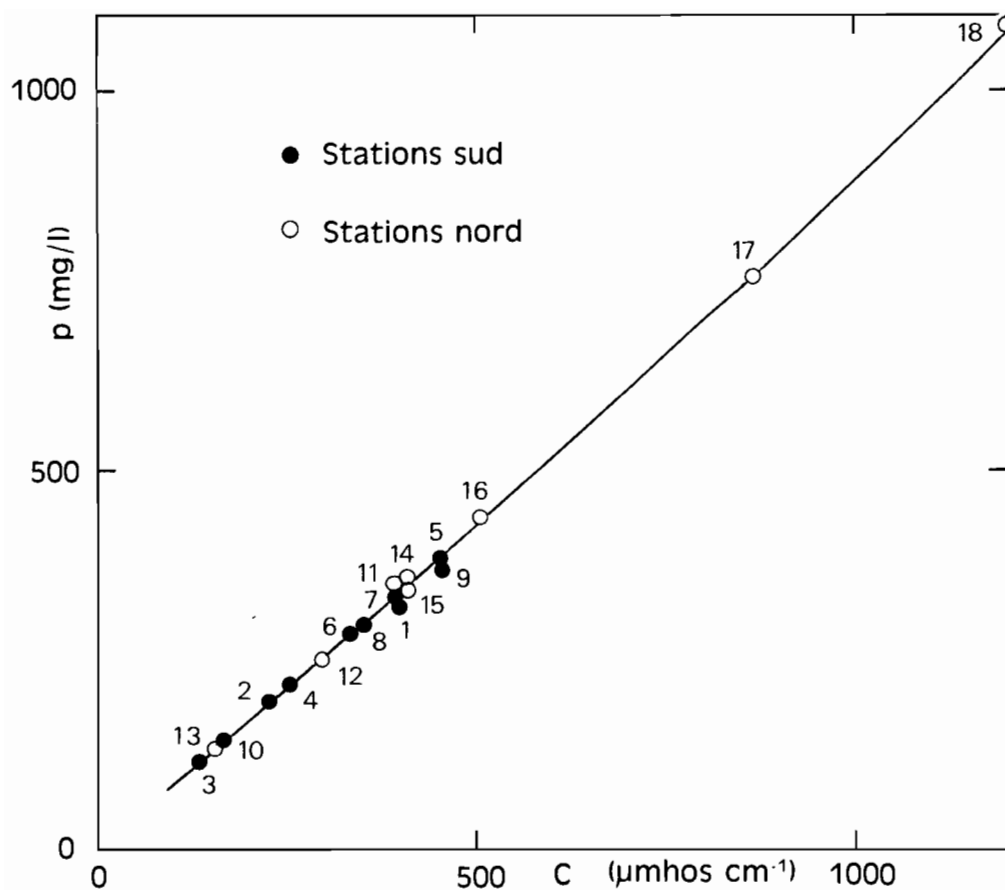


Fig. 50 : Relation entre la conductivité C (à 25° C) et la teneur ionique globale p (Ca, Mg, Na, K, CO₃, et CO₃H en mg/l) moyennes annuelles des eaux du lac Tchad aux stations d'observation. 1 : Hadjer el Hamis, 2 : Soula, 3 : Bol, 4 : Choua, 5 : Kouta, 6 : Ndjowa, 7 : Ndjowa extrem, 8 : Daguil, 9 : Daguil extrem, 10 : Baga Sola, 11 : Haykoulou, 12 : Borgomerom, 13 : Baga Kawa, 14 : Malamfatori, 15 : C 1, 16 : Baga Kiskra, 17 : Magi, 18 : Tataverom.

4.3. PRESENTATION DES RESULTATS DE BASE SUR LES SALURES GLOBALES.

4.3.1. Cartes de conductivité des eaux du lac Tchad.

De 1966 à 1970, nos campagnes ont permis de tracer huit cartes de conductivité plus ou moins complètes de l'ensemble du lac (fig. 51, 52 et 54) et huit cartes partielles de la partie méridionale (fig. 52 et 53). Parmi ces documents, six cartes établies de mars-avril 1969 à février 1970 (fig. 54) permettent en particulier l'étude des variations au cours d'un cycle annuel dans les principales grandes régions du lac. Les cartes ont généralement été dressées d'après plusieurs centaines de mesures ; les plus complètes en comprennent environ un millier. Les cartes de teneurs globales en cations, exprimées en me/l, (fig. 57 a) ont été tracées grâce aux corrélations établies entre ces valeurs et les conductivités (paragr. 4.2.1.).

4.3.2. Courbes de variations temporelles de la conductivité à des stations fixes.

- En 1964-1965, R. GRAS, A. ILTIS et S. LEVEQUE-DUWAT (1967) ont mesuré chaque mois les conductivités en douze stations réparties entre le delta du Chari et Bol-île ainsi que dans l'Archipel d'Isciom (fig. 66). Ces résultats sont présentés à nouveau dans cet ouvrage en raison de leur intérêt particulier (fig. 67).

- D'octobre 1966 à mai 1968, nous avons mesuré les conductivités environ une fois par mois à Bol, à l'embarcadere O.R.S.T.O.M. (fig. 73). D'avril à décembre 1967, nous avons effectué également des mesures aux stations de Choua (n° 4), Ndjowa (n° 6) et Daguil (n° 8) (fig. 69).

- Un programme d'échantillonnage en dix-huit stations a débuté entre octobre 1968 et mars 1969. Il a été arrêté entre janvier et octobre 1970, suivant les stations, après que les résultats aient été obtenus au minimum pendant une année. La période pendant laquelle nous avons effectué ces observations recouvre ainsi généralement celle au cours de laquelle nous avons dressé les six dernières cartes :

. Dans la zone nord, les conductivités ont ainsi été mesurées chaque jour à Haykoulou (n° 11), Borgomerom (n° 12), Baga Kiskra (n° 16), Magi (n° 17), Tataverom (n° 18) et chaque semaine à Malamfatori (n° 14) et en C1 (n° 15). A Baga-Kawa (n° 13), la fréquence des mesures disponibles est très variable (fig. 68 a, b c).

. Dans la zone sud-est, les mesures ont été journalières sur les rives à Hadjer el Hamis (n° 1), Soula (n° 2), Bol (n° 3) et Baga Sola (n° 10) (fig. 68 d) et mensuelles à Choua (n° 4), Kouta (n° 5), Ndjowa (n° 6), Ndjowa extrêm (n° 7), Daguil (n° 8) et Daguil extrêm (n° 9) (fig. 69).

A Bol, on peut disposer en outre, pour compléter les observations, d'une mesure effectuée par B. DUPONT (1965) en septembre 1965 et d'une série de résultats mensuels obtenus par J. LEMOALLE de janvier 1968 à mars 1970, 300 m au large de l'embarcadere O.R.S.T.O.M. Les résultats originaux exprimés en me/l ont été traduits en $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ (fig. 73).

. Dans la zone sud-ouest, il n'a pas été possible d'installer des stations car il n'existe pas d'îles habitées en permanence et la rive nigériane y est difficilement accessible.

4.4. REPARTITION SPATIALE DES SALURES GLOBALES DANS LE LAC TCHAD.

4.4.1. Principales caractéristiques des salures globales.

En regard de l'endoréisme de la cuvette et des conditions climatiques qui y règnent, la faible salure des eaux est une caractéristique étonnante du lac Tchad. Les salures globales varient entre 40 et 1500 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, soit 0,8 et 40 me/l ou 35 et 1400 mg/l d'ions dissous*. La valeur

* Des valeurs de 2200 et 3300 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ ont été mesurées derrière d'épais barrages de phragmités à Soro et Iseïrom, mais dans ces cas il n'est pas certain que des seuils sableux n'aient pas été émergés.

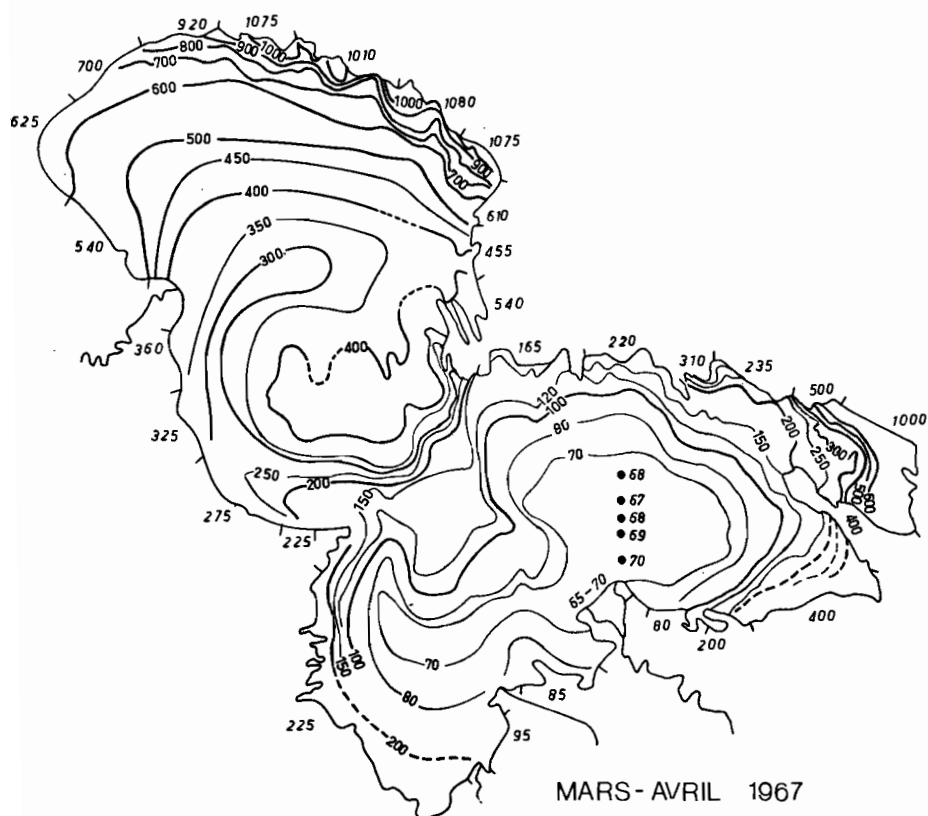


Fig. 51 : Conductivité électrique (en $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C) des eaux du lac Tchad, en mars-avril 1967. Valeurs moyennes sur le front côtier.

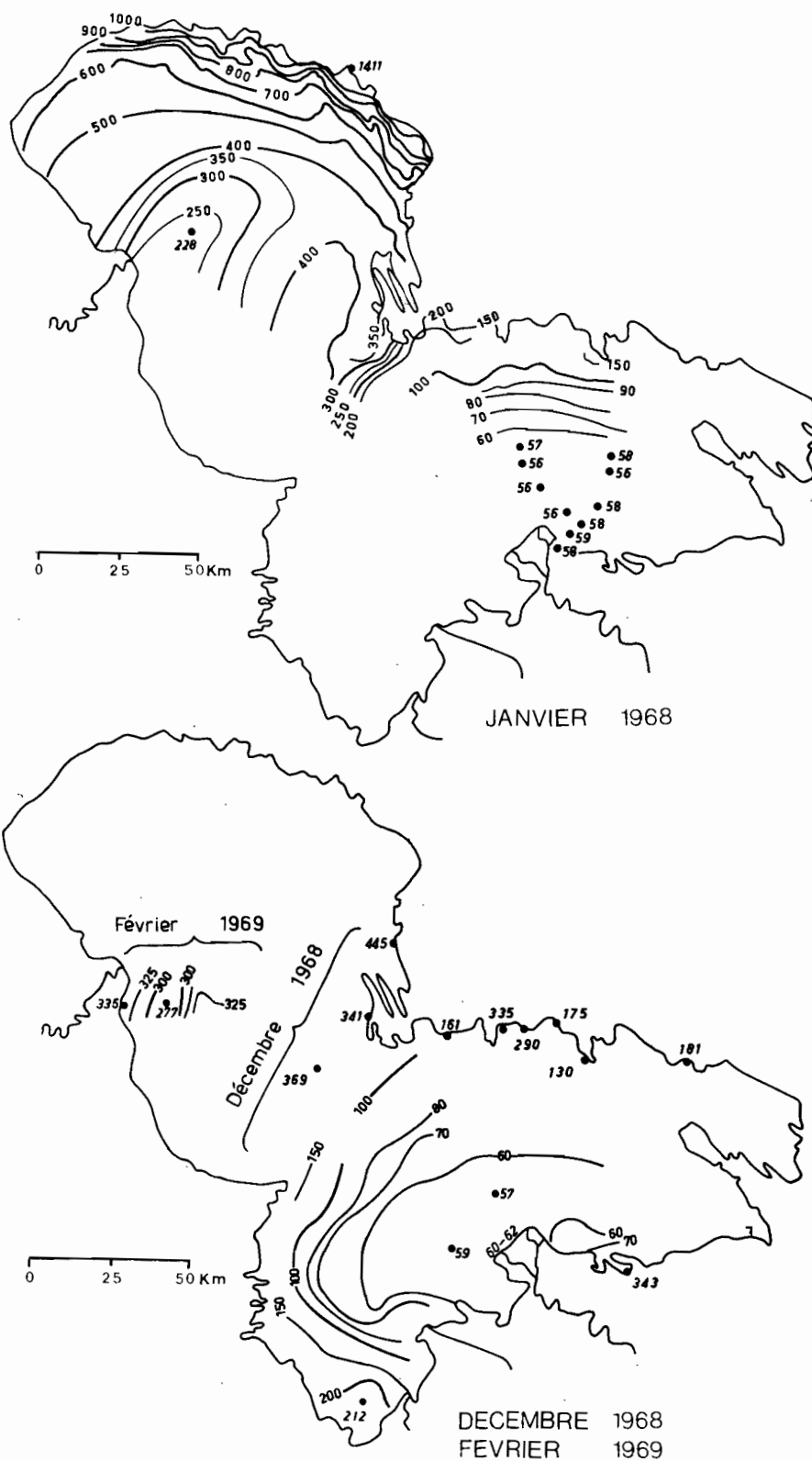


Fig. 52 : Conductivité électrique ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C) des eaux du lac Tchad en janvier 1968, décembre 1968 et février 1969.

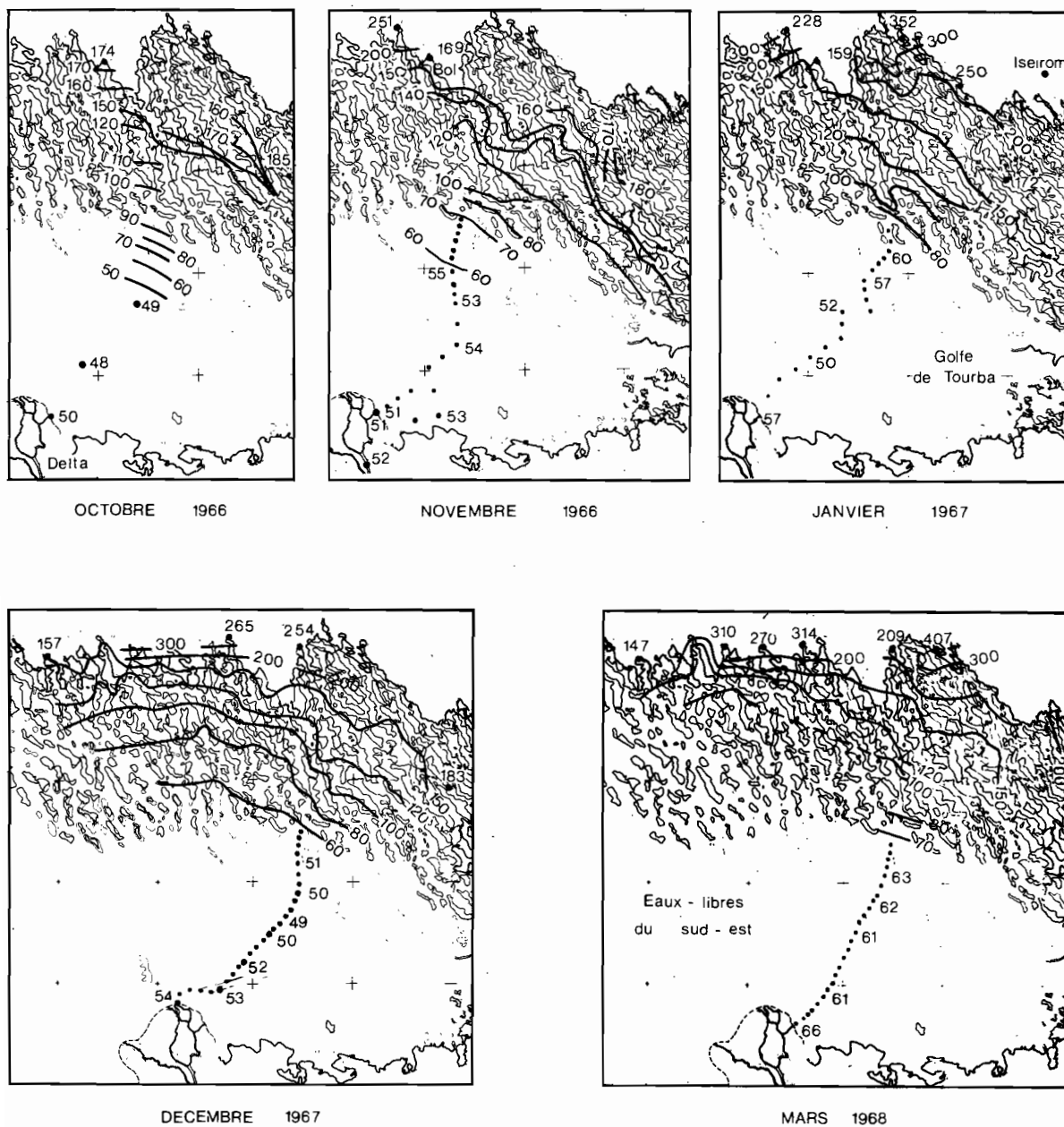


Fig. 53 : Conductivité électrique ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C) des eaux de la zone sud-est du lac Tchad en 1966, 1967 et 1968.

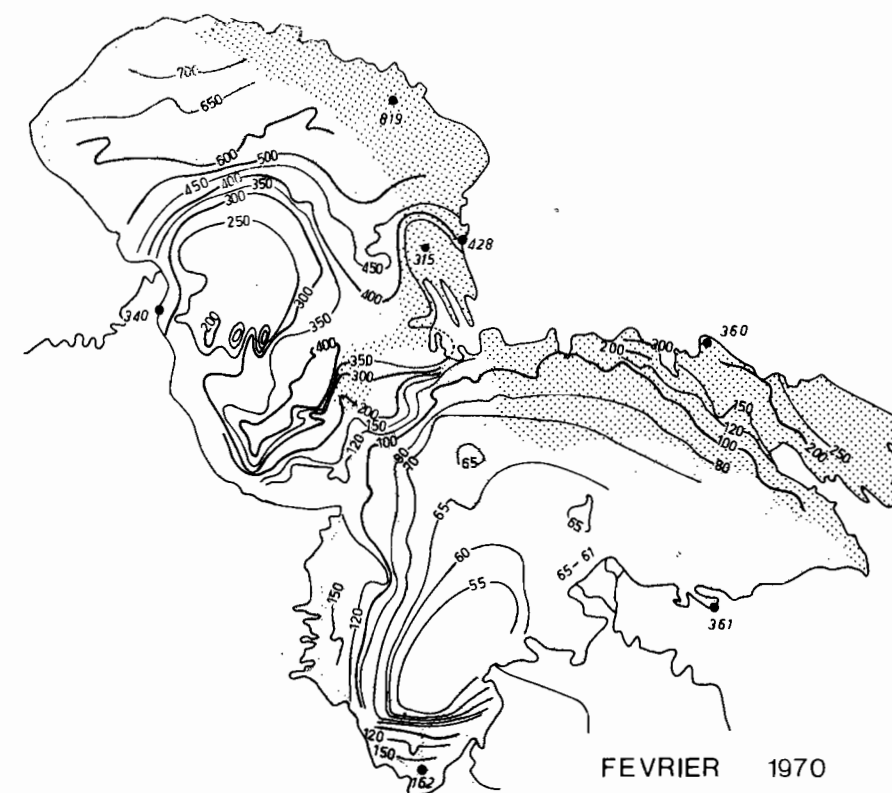
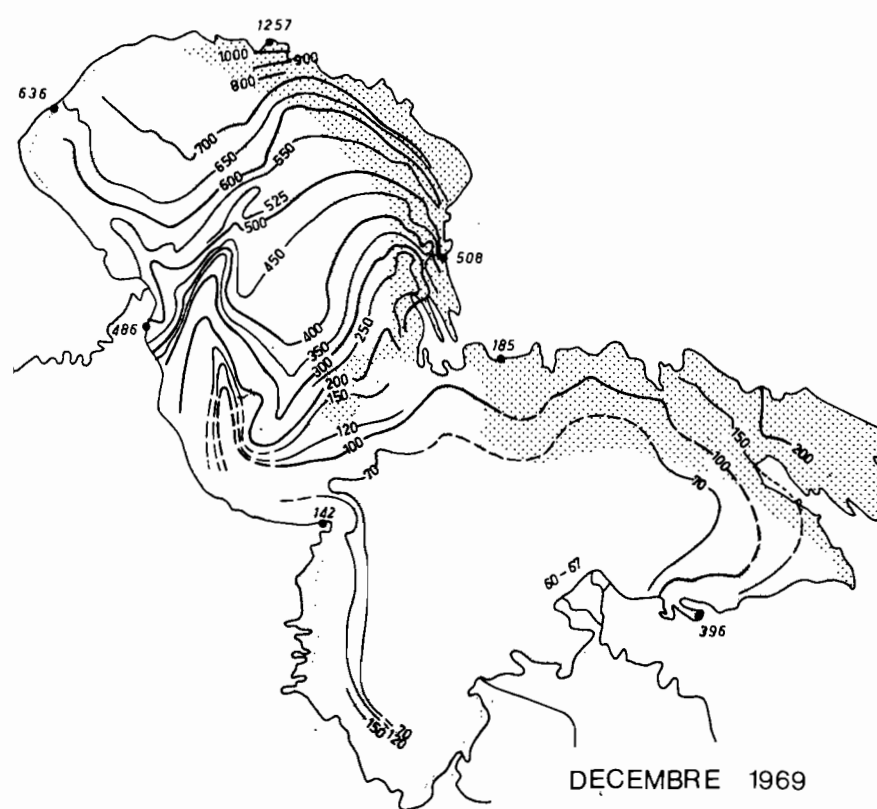
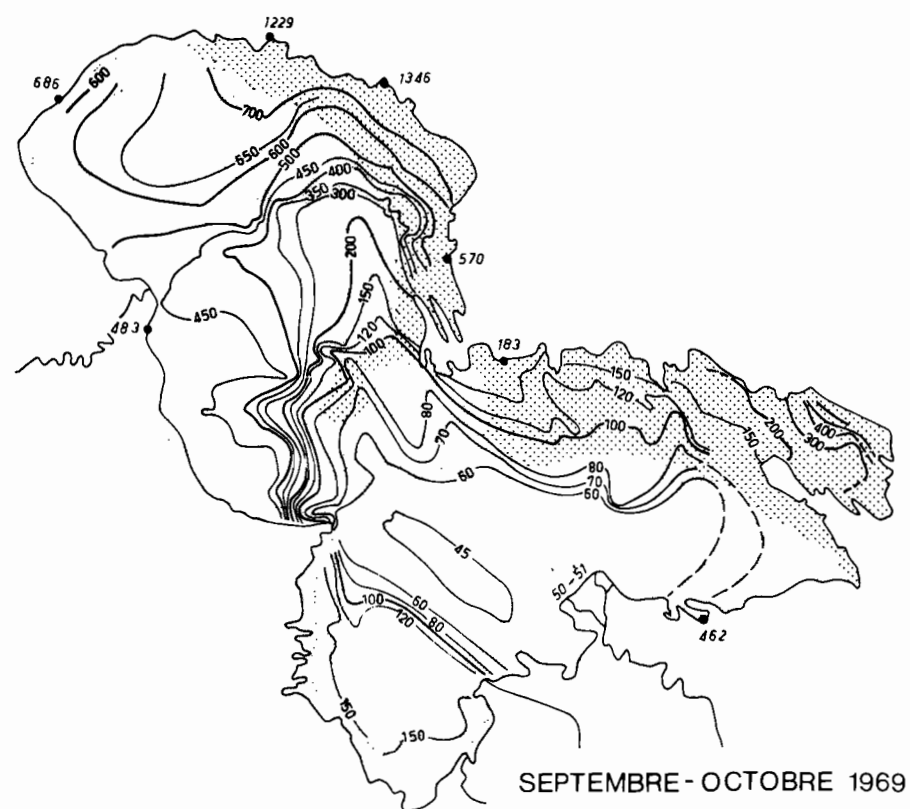
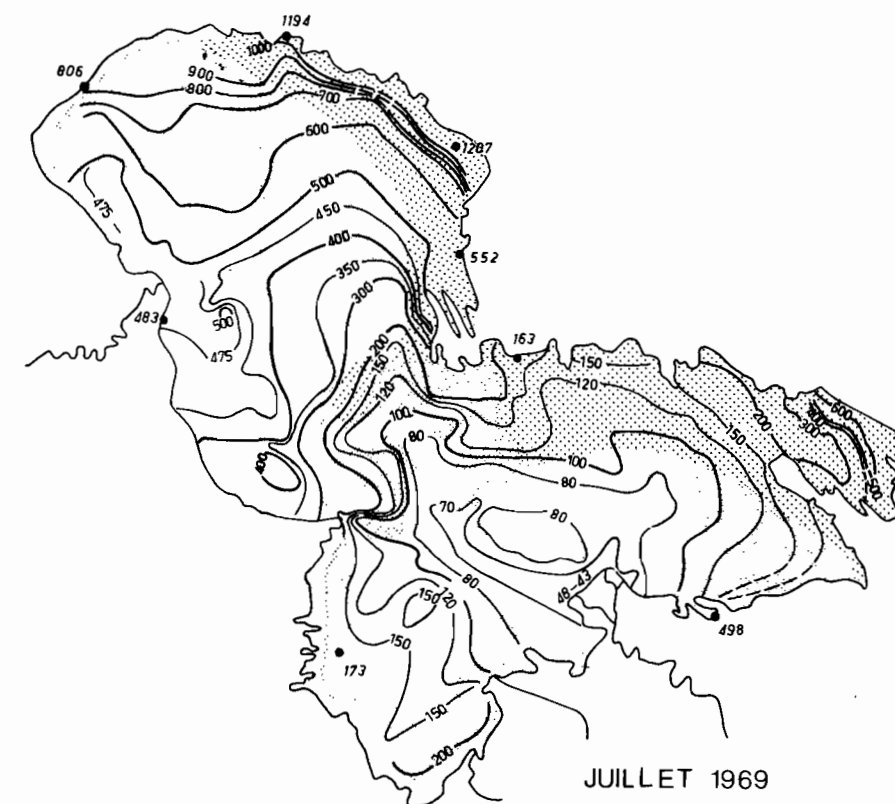
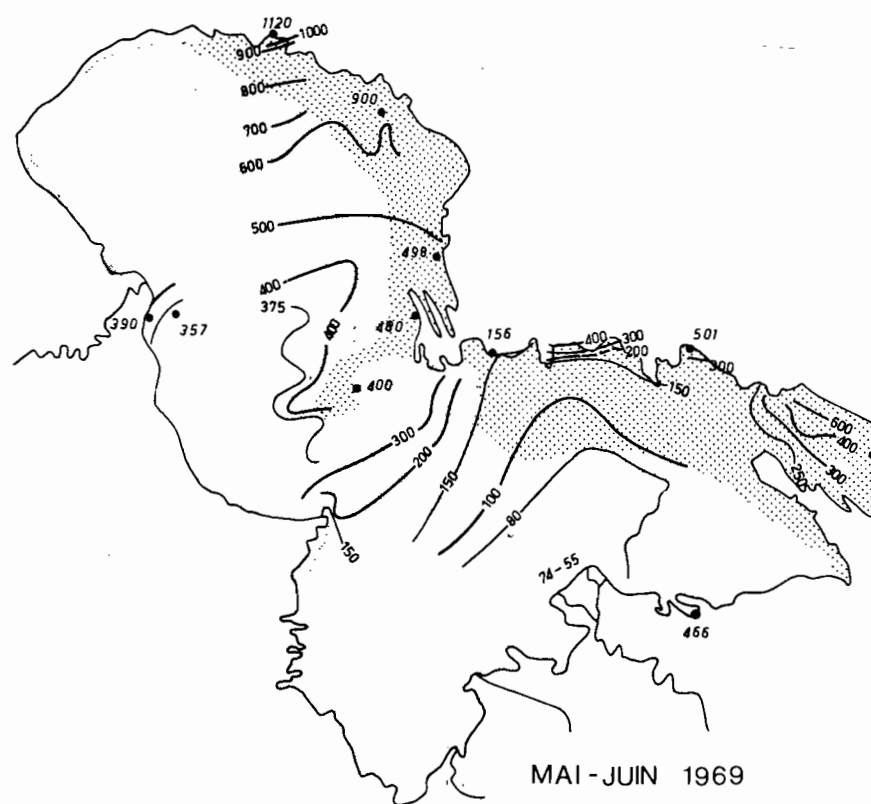
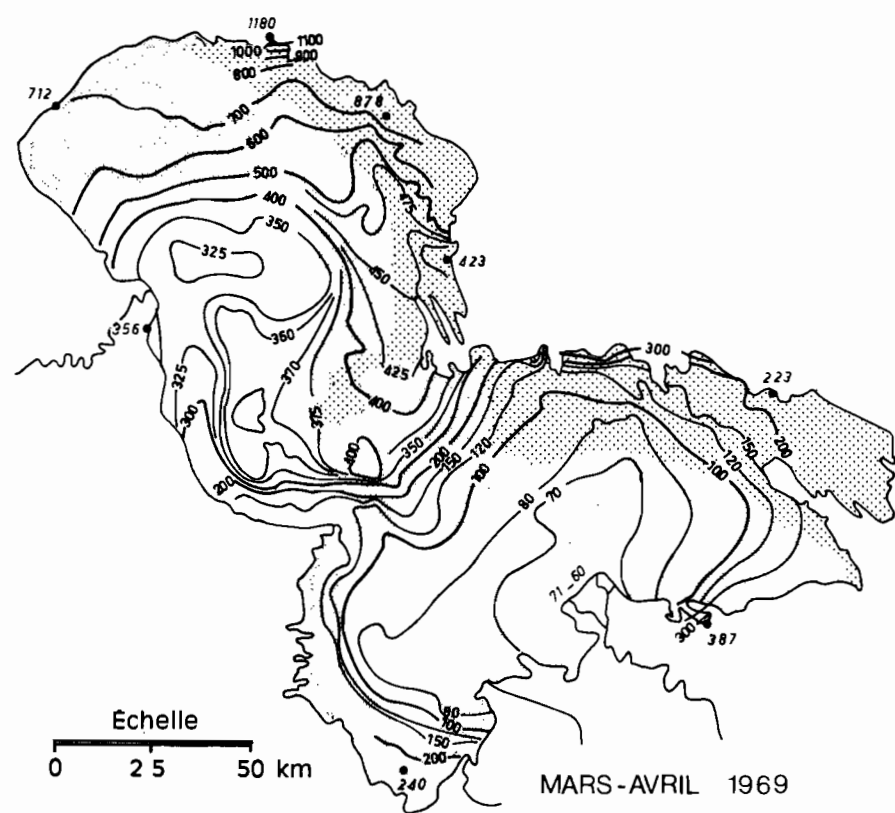


Fig. 54 : Conductivité électrique (en $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C) des eaux du lac Tchad en 1969 et 1970.

moyenne pour l'ensemble du volume d'eau est en 1969 de $370 \mu\text{mhos cm}^{-1}$, soit 3,95 me/l ou 320 mg/l. Cette caractéristique du lac, peut-être la plus originale, a posé d'emblée le problème de la régulation saline des eaux.

Les différences de salure entre le fond et la surface du lac (fig. 47), positives ou négatives mais toujours faibles, sont le plus souvent comprises à l'intérieur de l'intervalle d'incertitude sur la mesure, évalué à 1 %. Cette homogénéité verticale s'explique par le brassage par les vagues, et secondairement par les convections thermiques, dont les effets sont rapides et efficaces en raison des faibles profondeurs. On peut penser que le mélange vertical est en fait plus rapide que la stratification saline qui tend probablement à s'établir à la suite de déplacements d'eau de directions et de vitesses différentes sur une même verticale. Il convient de souligner d'autre part que, si l'on considère un laps de temps relativement court, les salures des eaux autochtones et allochtones sont généralement peu différentes.

Il existe un gradient croissant de salure orienté du delta du Chari en direction des rives. Sur les cartes (fig. 51 à 54), les courbes isosalines, de valeur croissante, tendent ainsi à être concentriques au delta du Chari et parallèles aux côtes. Cette augmentation des teneurs en sels est provoquée par l'évaporation progressive des eaux au fur et à mesure de leur éloignement des embouchures, de celle du Chari en particulier. On comprend ainsi que les valeurs soient plus élevées dans les régions fermées sans tributaires, c'est-à-dire la partie septentrionale du lac, où le rôle de la Komadougou est négligeable, le golfe d'Iseïrom et les bras côtiers. Malgré cet accroissement marqué des salures, les valeurs maximales en bordure des rives demeurent faibles et comprises entre 100 et $1500 \mu\text{mhos cm}^{-1}$. Elles impliquent, de toute évidence, des pertes d'eau marginales sur les rives qui ne sont pas balayées par les courants.

Des variations saisonnières modifient le schéma de répartition concentrique des salures dans de grandes régions. La modification la plus marquée est l'apparition de deux langues de plus faibles salures qui s'allongent de la partie sud du lac vers la partie nord. L'une est située le long de la rive nigériane et s'élargit au large de la Komadougou, l'autre

s'étend dans la moitié orientale de la Grande Barrière et les Ilots-bancs du Kanem. Cependant, elles apparaissent plus ou moins marquées et disparaissent même totalement au cours des saisons. Elles peuvent être à l'origine d'une inversion du gradient de salure pendant plusieurs mois de l'année entre la Grande Barrière et les régions plus septentrionales. Comme nous le verrons ultérieurement dans le troisième chapitre, ces langues de plus faibles salures sont déterminées par le déversement des eaux de la partie sud dans la partie nord.

Dans la Grande Barrière ou sur ses bordures immédiates, la circulation saisonnière des eaux détermine également de brusques variations spatiales du gradient de salure. Cette démarcation entre les parties nord et sud du lac, qui se déplace au gré des saisons, représente un des caractères les plus frappants de la répartition des salures.

Une inversion saisonnière du gradient est observé aussi dans les Eaux-libres du sud-est. Elle est essentiellement provoquée par la variation temporelle de la salure des eaux du Chari. Celui-ci déverse à partir d'août des eaux de plus en plus minéralisées qui se répartissent en auréoles concentriques au Delta.

4.4.2. Gammes régionales de salures globales.

Les documents disponibles (fig. 51 à 54) permettent de préciser les gammes de salure dans les diverses régions du lac au cours des années 1967 à 1970. Les régions balayées, au cours d'une année, de mars-avril 1969 à février 1970 par des courbes isosalines de valeurs données (fig. 55) ont été délimitées à partir des cartes saisonnières. En mars-avril 1967, une prospection systématique des principaux bras côtiers, complétée localement par les observations de 1968 et 1969, a permis une estimation des salures moyennes sur l'ensemble du front côtier (fig. 51).

Les valeurs citées englobent les variations annuelles.



Fig. 55 a : Régions balayées par une courbe d'isoconductivité donnée ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C) de mars-avril 1969 à février 1970. Les figurés des limites indiquent les dates d'extension maximale et minimale de la courbe.

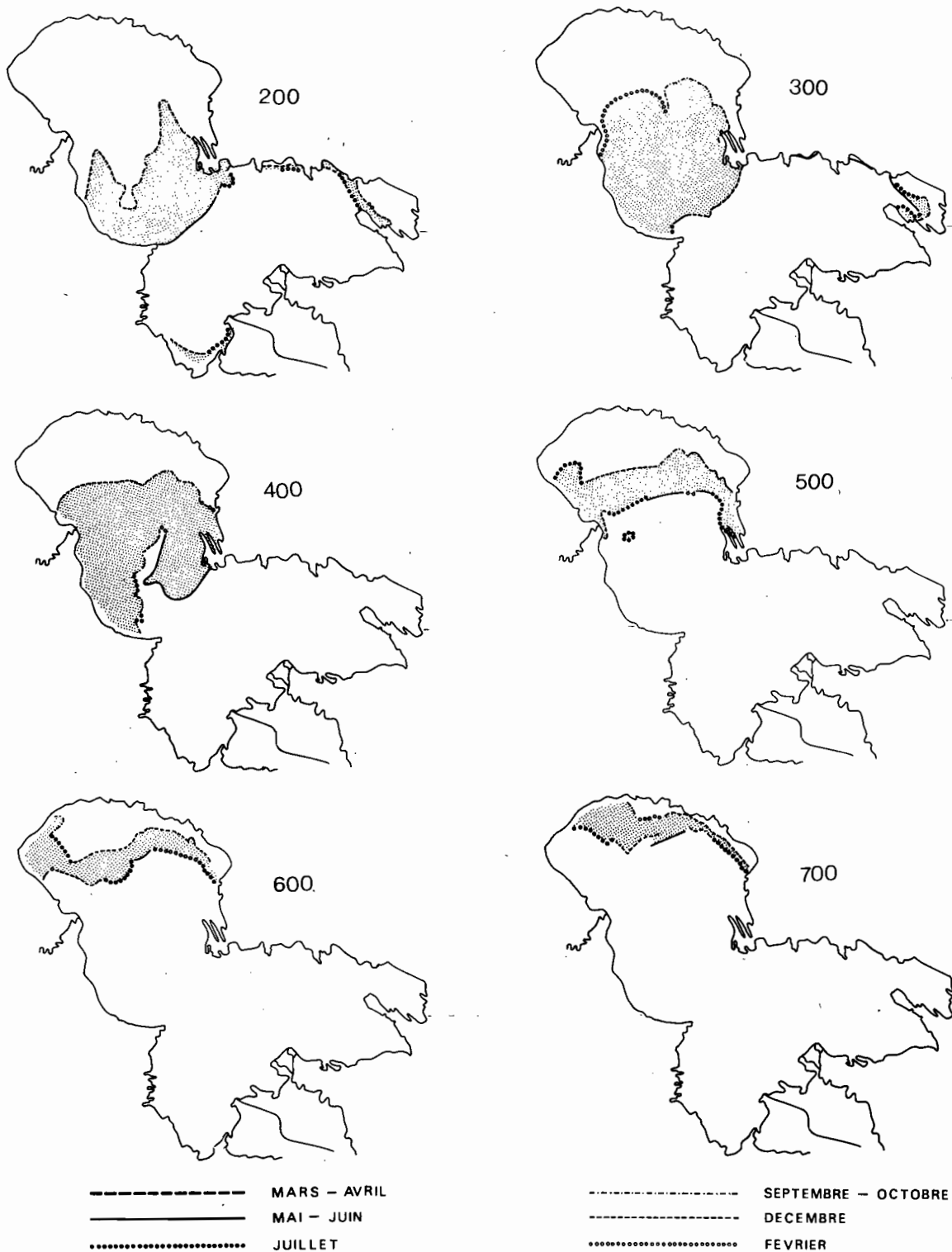


Fig. 55 b : Régions balayées par une courbe d'isoconductivité donnée ($\mu\text{mhos}/\text{cm}$ à 25°C) de mars-avril 1969 à février 1970. Les figurés des limites indiquent les dates d'extension maximale et minimale de la courbe.

Rappelons ici que les conductivités moyennes hebdomadaires des eaux des tributaires oscillent entre 35 et 75 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ au delta du Chari, 110 et 170 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à l'estuaire de l'El Beid, 60 et 200 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à celui de la Komadougou. Les quelques mesures effectuées dans la Serbéouel à Maltam étaient identiques à celles de Fort-Lamy. Ce défluent très encaissé doit déverser dans le lac des eaux de même conductivité que le Chari au delta.

. Zone nord : Dans les Eaux-libres au large du Delta, les valeurs observées varient de 44 à 150 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ suivant la période de l'année et la distance par rapport à l'embouchure. Dans les régions médianes, elles sont comprises entre 70 et 500 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Plus au nord, depuis la ligne Malam-fatori-Karé Katia jusqu'à l'entrée des bras côtiers, les conductivités augmentent de 300 à 600 ou 800 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ (fig. 66). Puis elles atteignent 1000 à 1500 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ aux extrémités des bras compris entre Diakimé et Karé Katia. Les valeurs maximales dans les bras côtiers situés au sud de cette station oscillent entre 400 et 650 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Sur la rive occidentale, depuis Baga Kawa, les valeurs croissent avec la latitude de 80 à 700 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, mais varient beaucoup au cours de l'année.

. Zone sud-est : Les conductivités dans les Eaux-libres s'étalent de 44 à 90 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Dans l'Archipel, elles atteignent environ 120 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à l'entrée des bras côtiers situés entre Baga Sola et Iseirom et 125 à 550 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ aux extrémités de ceux-ci. A l'est de Bol, dans l'Archipel, les valeurs sont supérieures à 100 et dépassent 600 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ sur les côtes à l'est d'Iseirom. Dans le Golfe de Tourba, les valeurs sont comparativement plus faibles. Les valeurs mesurées au large des rives ne dépassent pas 135 à 215 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ et sont comprises entre 80 et 540 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ sur les côtes méridionales.

. Zone sud-ouest : Les conductivités minimales, de 45 à 50 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, sont observées dans les Eaux-libres. Les valeurs maximales mesurées sur les rives s'étalent de 80 à 240 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$.

4.4.3. Accroissement spatial des salures globales.

L'augmentation des salures globales dans le lac peut être exprimée par le rapport entre la salure des eaux lacustres (en me/l) et la salure moyenne des eaux d'alimentation, évaluée à 0,525 me/l de cations. Les courbes d'isorapports ont par conséquent un tracé analogue à celui des courbes d'iso-concentrations (fig. 56).

En bordure des rives, les eaux peuvent être 25 à 40 fois plus salées que les eaux d'alimentation. C'est le cas au bout des bras littoraux de l'Archipel nord et à l'extrémité du Golfe d'Iseirom. Toutefois, les rapports ne dépassent pas trois à quatre sur le littoral et la zone sud-ouest et deux à douze entre Baga Kiskra et Iseirom.

Dans la partie septentrionale du lac, les eaux sont, en moyenne, environ 10 fois plus salées que les eaux originelles, tandis qu'elles ne le sont qu'environ deux fois dans la partie méridionale.

4.4.4. Gradients de salures globales et principales masses d'eau du lac Tchad.

Les courbes de salure globale, exprimée en me/l de cations, en fonction de la distance ont été tracées sur différents axes, choisis de façon à souligner au mieux pour chaque période d'observation les variations de gradient de salure (fig. 57). L'étude de l'ensemble du lac (Cf. A.) précèdera celle des bras littoraux (Cf. B).

A. Gradients et principales masses d'eau dans l'ensemble du lac.

Les variations de ce gradient permettent, dans une certaine mesure, une caractérisation et une délimitation des principales masses d'eau (fig. 57). Certains faits sont cependant à souligner :

- Les mélanges conduisent à une homogénéisation des eaux dont les gradients de salure tendent vers une valeur unique, interdisant à la limite toute séparation des masses d'eau.

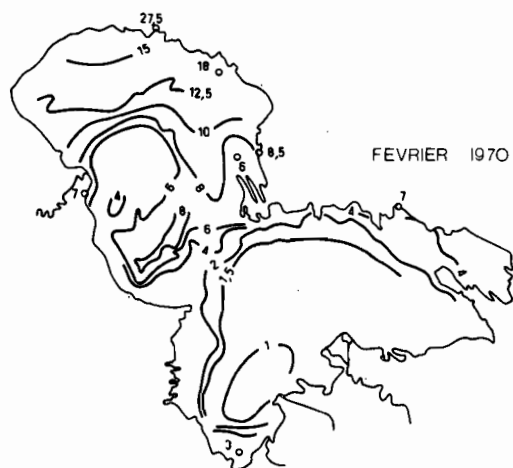
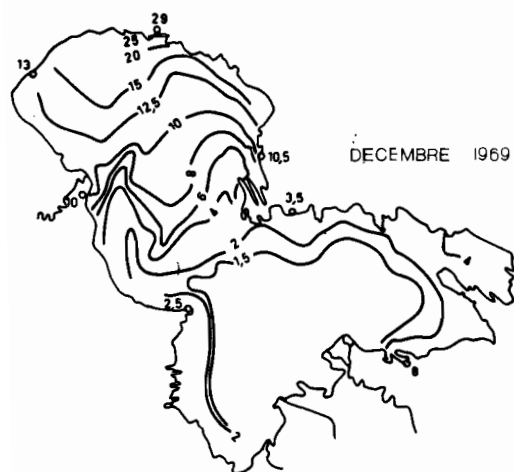
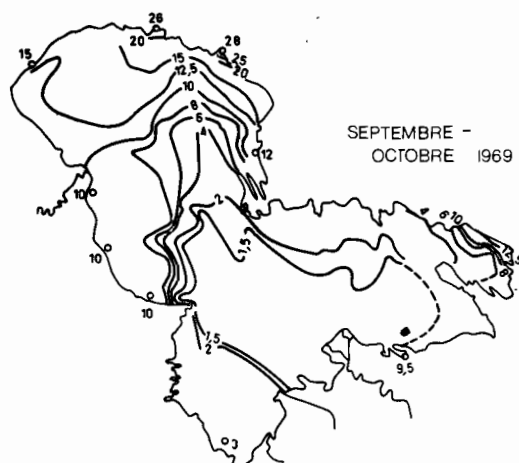
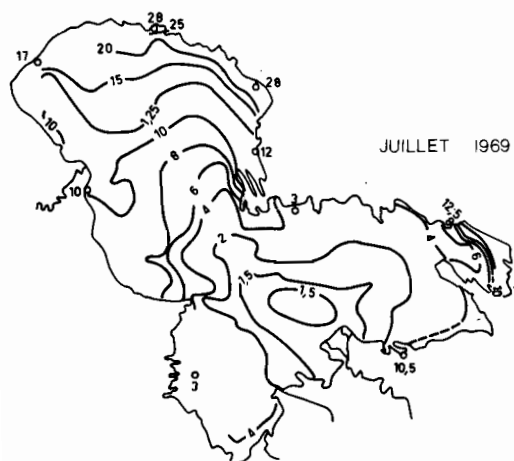
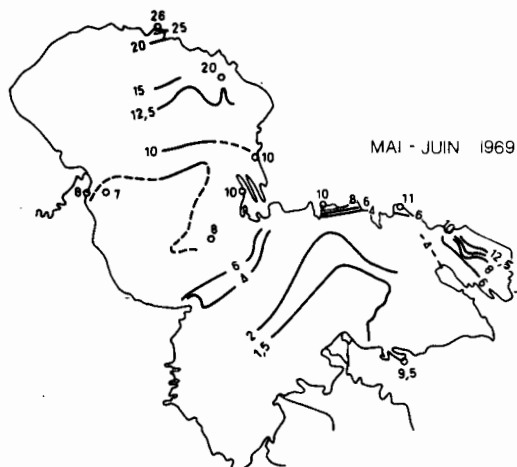
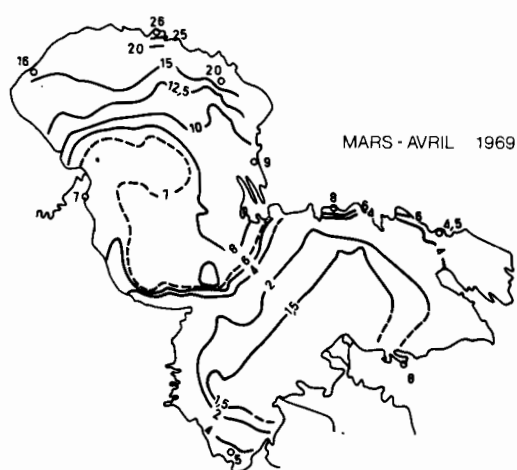


Fig. 56 : Rapport des teneurs ionique globales (exprimées en me/l) des eaux du lac Tchad en 1969 et 1970, à la teneur ionique globale moyenne des apports liquides.

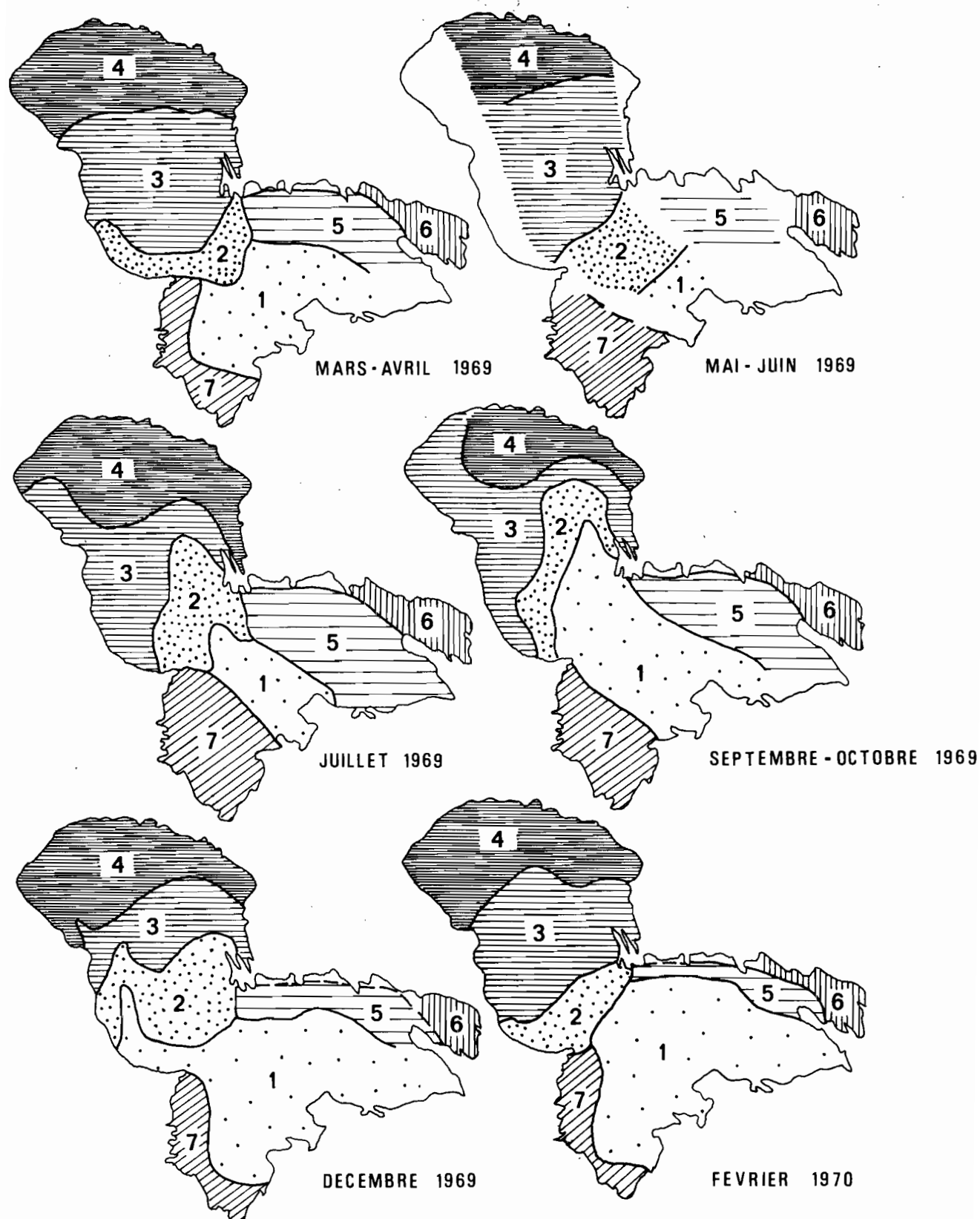
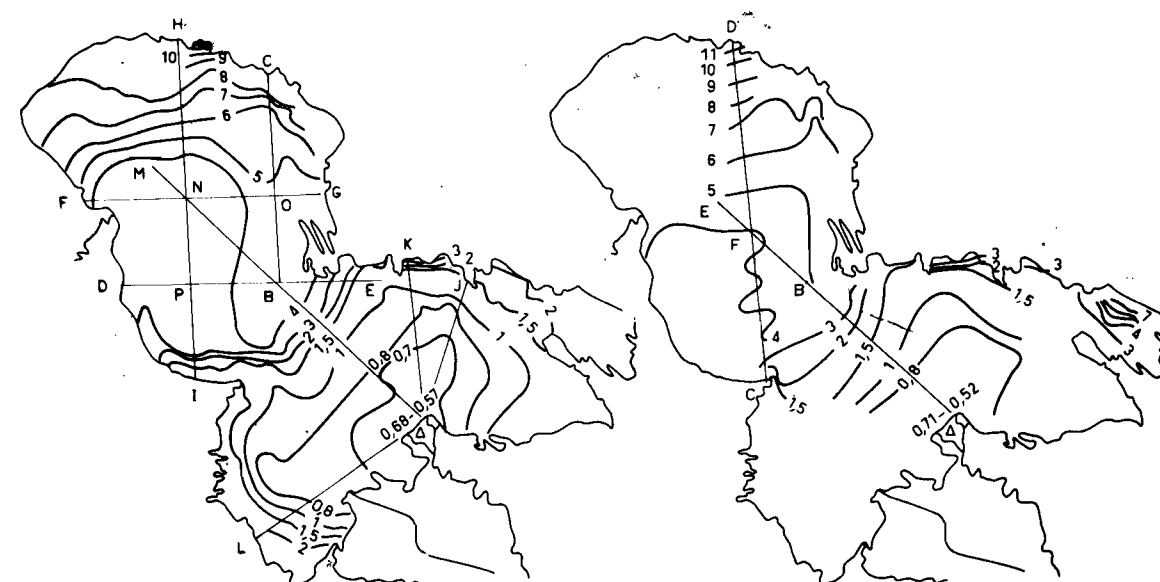
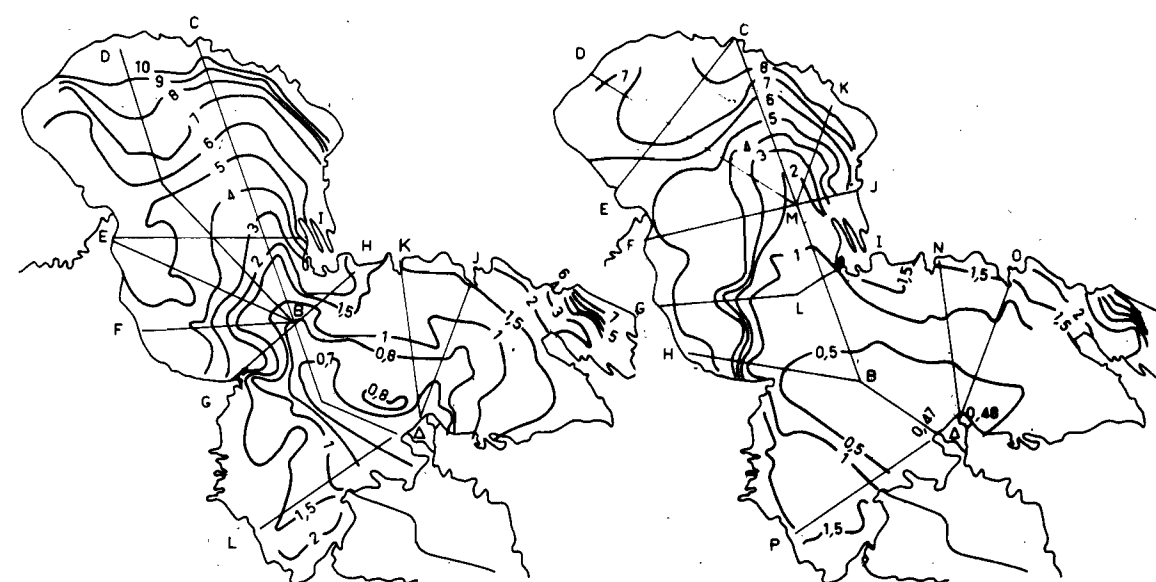


Fig. 57 b : Les grandes masses d'eau du lac Tchad en 1969-1970, d'après les valeurs et les variations spatiales des salures (cf. 57 a).

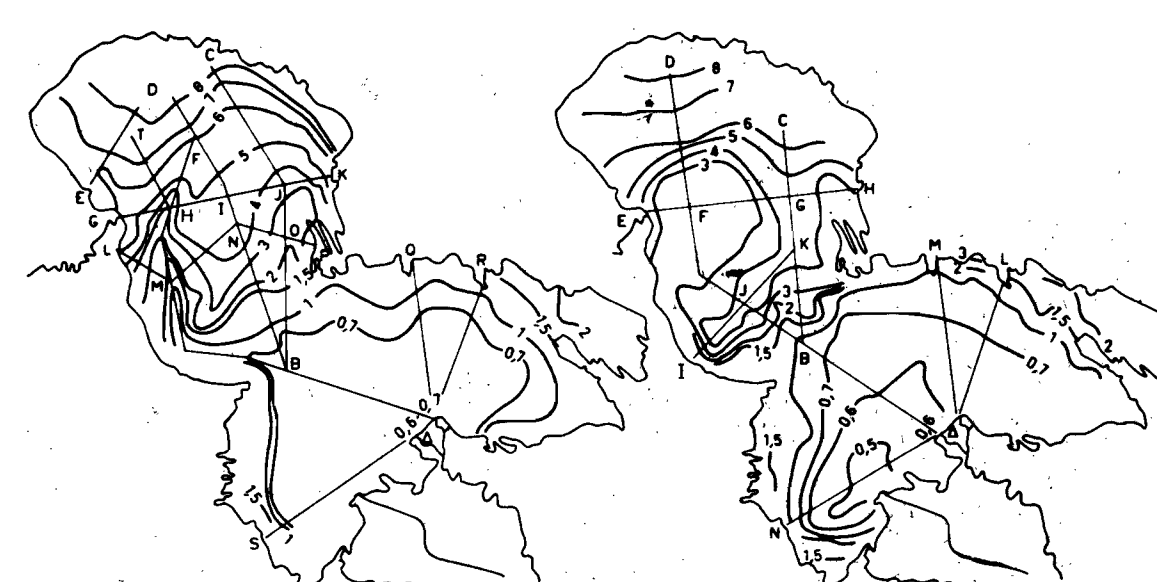
1 : eaux méridionales, 2 : eaux intermédiaires, 3 : eaux médianes, 4 : eaux septentrionales, 5 : eaux sud-orientales, 6 : eaux orientales, 7 : eaux sud-occidentales.



MARS - AVRIL 1969



MAI - JUIN 1969



JUILLET 1969

SEPTEMBRE - OCTOBRE 1969

DECEMBRE 1969

FEVRIER 1970

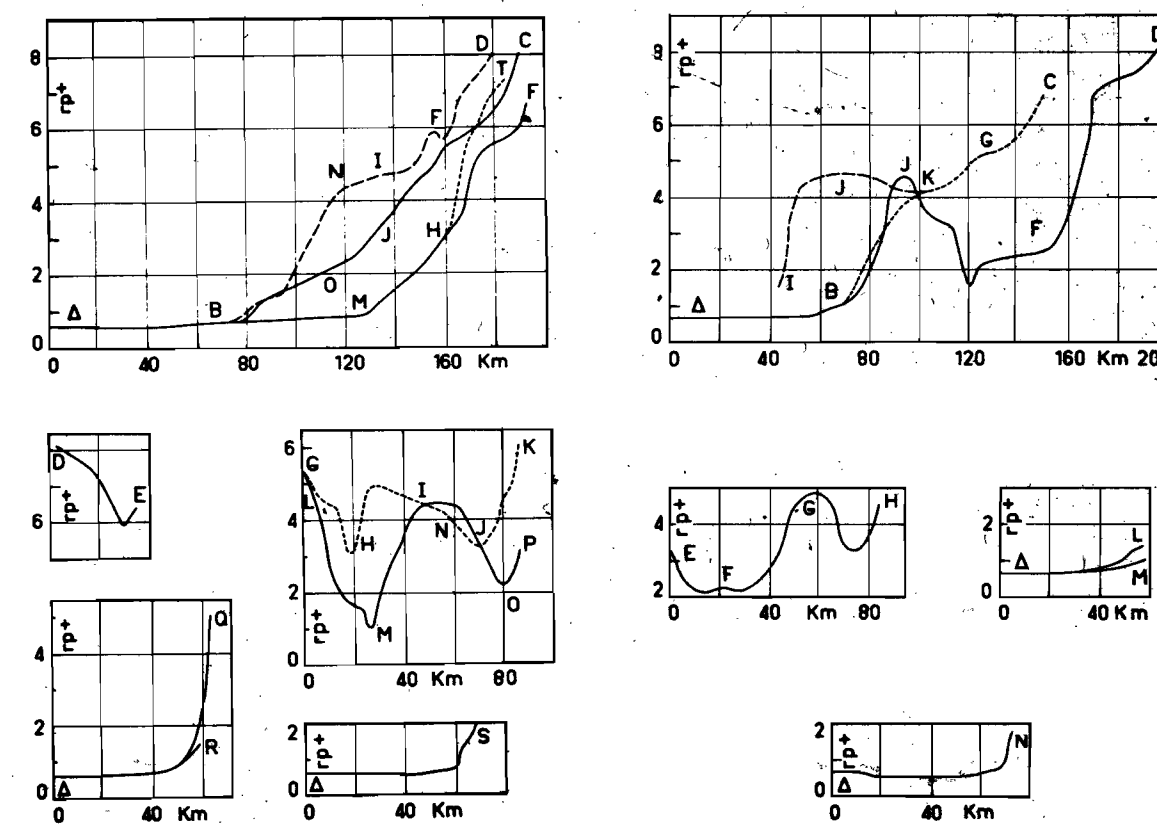
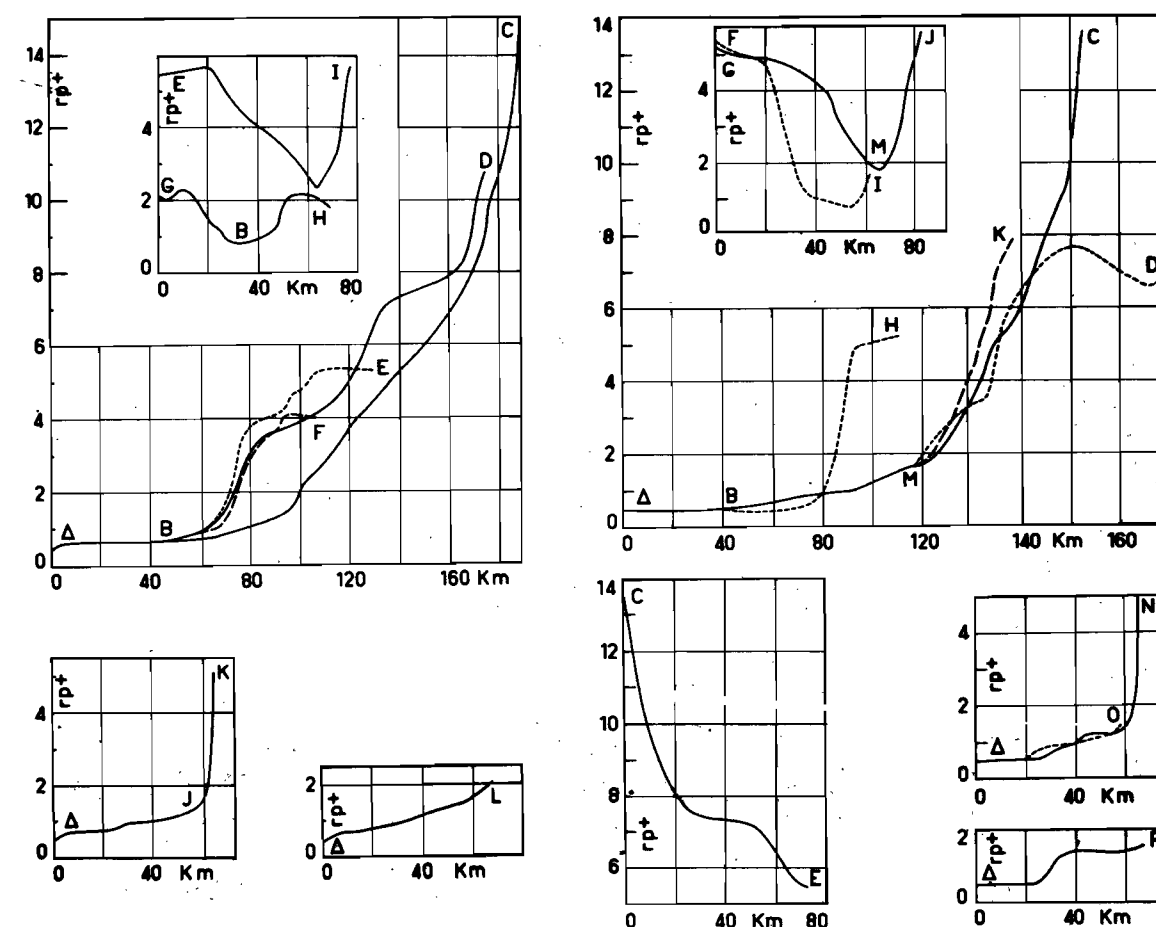
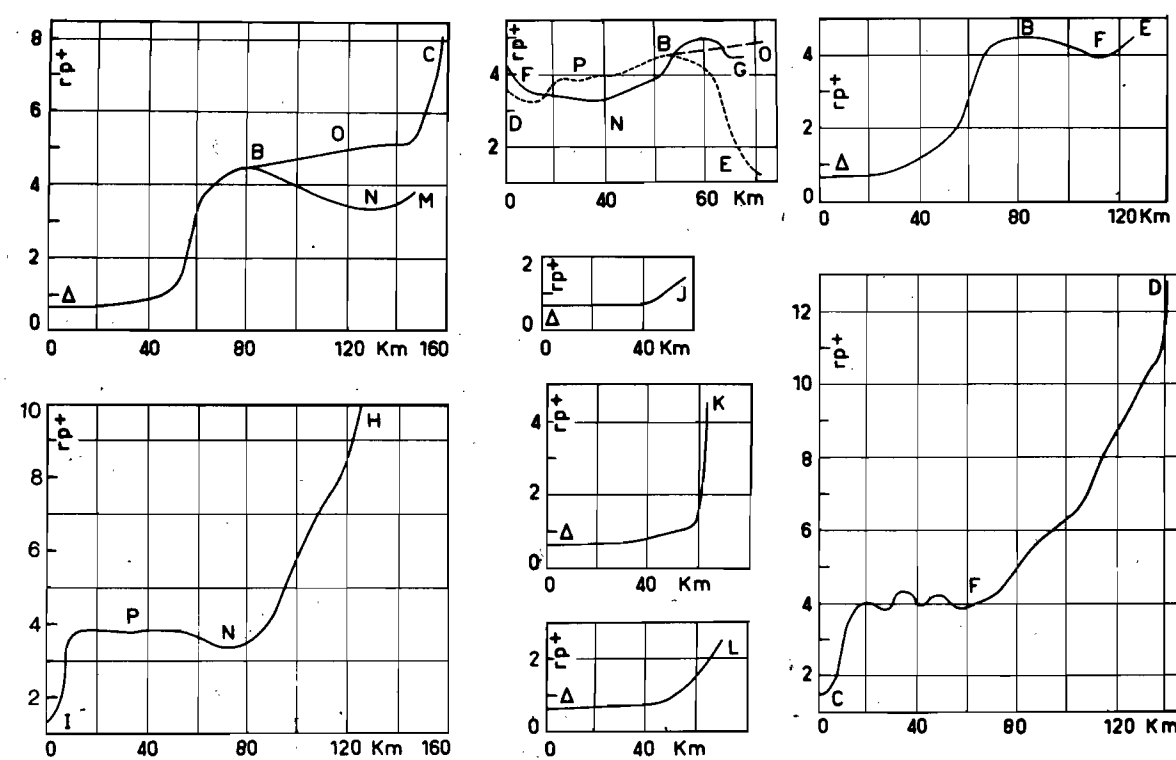


Fig. 57 a : Cartes des teneurs totales en cations ($rp+$, en me/l) des eaux du lac Tchad en 1969 - 1970. Evolution de ces teneurs en fonction de la distance sur des axes déterminés.

- L'évolution saline du lac suit un cycle annuel et les salures présentent ainsi chaque année, à une date donnée, sensiblement les mêmes caractéristiques dans les mêmes régions. Or il est évident, qu'il ne s'agit pas des mêmes eaux d'une année à l'autre. En fait, les masses d'eau que l'on peut caractériser au cours des saisons voient leur salure évoluer, elles se déplacent et se mélangent de façon à ce qu'elles deviennent ou contribuent à former, pour une part plus ou moins importante, d'autres masses d'eau de salure de plus en plus élevée. Il s'agit dans ce paragraphe, d'une description essentiellement statique, l'aspect dynamique des phénomènes sera décrit dans le cadre de l'étude des mouvements des eaux.

- Une masse d'eau de gradient constant, qui viendrait occuper des régions de profondeurs H ou de coefficients m (superficie des eaux par rapport à la superficie totale) différents, aurait alors des gradients de salure différents. Les variations de ces paramètres morphologiques entraînent une variation relative du gradient de salure égale à $\frac{H_1}{H_2} - 1$ et $\frac{m_1}{m_2} - 1$. Dans un bras de profondeur uniforme, la variation de largeur l entraîne également une variation relative du gradient de salure égale à $\frac{l_1}{l_2} - 1$. Il convient donc d'être attentif au lieu où se réalisent les variations de gradient pour voir si elles ne correspondent pas à de telles variations morphologiques. L'ajustement des gradients à une loi mathématique sera tenté dans les bras littoraux (Cf. B).

Les zones nord, sud-est et sud-ouest seront successivement étudiées :

a) Zone nord : Dans la zone nord, quatre grandes masses d'eau peuvent être distinguées toute l'année : les eaux méridionales, intermédiaires, médianes et septentrionales. Un cinquième type d'eau, identifiable dans les bras littoraux, sera étudié ultérieurement (Cf. B).

En mars-avril, dans le bassin méridional, un gradient régulier et faible caractérise de 0,6 à 1 me/l (axe ΔB) la première masse : les eaux méridionales (fig. 57). Au-delà, une brusque augmentation du gradient se réalise dans le sud de la Grande Barrière et à proximité de la rive

nigériane , de Baga Kawa (axe I P et ΔB). Les fortes valeurs des gradients marquent les eaux intermédiaires qui séparent les eaux méridionales, de salures inférieures à 1 me/l, des eaux médianes, de salures supérieures à 3 me/l. Celles-ci s'étalent dans la plus grande partie des régions médianes. Une augmentation soudaine du taux d'accroissement se produit au nord de la latitude de Boso, dès 4 me/l à l'ouest (axe N H) et 5 me/l à l'est (axe O C). Elle délimite les eaux septentrionales dont le gradient est régulier jusque vers 10 me/l.

Les salures des eaux médianes, comprises entre 3 et 4 à 5 me/l, sont plus élevées à l'est qu'à l'ouest (axe D B, F G, B O et B M). Bien que remarquablement faibles, ce qui est l'indice d'une forte homogénéisation, les gradients apparaissent cependant nets (fig. 57). Il est ainsi possible, toutefois sans délimitations précises, de distinguer deux masses d'eau, médiane occidentale et médiane orientale. Les courbes d'isosalines dessinent deux gouttières emboîtées. La plus orientale plaque contre la rive du Kanem une poche d'eau de plus faible salure (axe F G). On observe ainsi des inversions de gradient, contraire au schéma normal dans le Bassin nigérian (axe B N M et P N H) et l'Archipel du Kanem (axe F G).

En mai-juin, les quatre mêmes masses d'eau sont encore individualisées bien que les variations de gradient qui les délimitent, moins marquées que précédemment, soient l'indice d'un mélange plus développé des eaux sur leur front de contact (fig. 57).

La séparation des eaux méridionales et intermédiaires apparaît moins nette. Les teneurs en cations, comprises entre 0,8 et 2 me/l déterminent en fonction de la distance (axe ΔB) un nouveau segment de droite représentatif du mélange des deux masses d'eau. Ces eaux peuvent être rattachées à la masse intermédiaire qui s'étend ainsi jusque dans le Bassin méridional.

Il en est de même des limites entre les eaux médianes et septentrionales. Tandis qu'en mars-avril, le changement de pente de la courbe d'évolution spatiale (axes B O C et P N H) est brusque, un segment de pente

intermédiaire, qui caractérise les eaux de salures comprises entre 4,5 et 6,5 me/l, apparaît en mai-juin (axe F D). Une partie des eaux médianes commence ainsi, après vieillissement, à alimenter les eaux septentrionales, tout en s'y mélangeant.

La limite entre les eaux médianes occidentales et orientales est encore plus arbitraire qu'en mars-avril.

En juillet 1969, une modification importante apparaît dans la répartition des salures (fig. 57). Les observations effectuées aux stations nous permettront de préciser qu'elle a débuté en juin.

Le fort gradient qui existe de 0,8 - 1,2 à 3,5 - 4 me/l de part et d'autre du méridien de Baga Kawa (axes B G, B F, B E et B D) marque les eaux intermédiaires. Observées plus au nord-ouest que précédemment, elles occupent presque entièrement la Grande Barrière et débordent légèrement dans le Bassin nigérian. Elles séparent toujours les eaux méridionales de salures inférieures à 0,7 - 0,8 me/l, qui selon une langue aigüe atteignent la Grande Barrière, des eaux médianes, de salures comprises entre 3,5 et 5 - 6 me/l, bien identifiables par la forte diminution de gradient dans le Bassin nigérian (axes Δ B F, Δ B E, Δ B D et Δ B C). Les eaux plaquées le long de la rive nigérienne, de salures relativement homogènes comprises entre 4,5 et 6 me/l, peuvent représenter la relique de la masse médiane occidentale. Au nord de la Komadougou, celle-ci est adjacente à la masse septentrionale.

Dans la moitié orientale de la partie nord (axe B C), seules deux variations du gradient peuvent être mises en évidence. L'une se réalise vers 1,5 me/l, dans le sud de la Grande Barrière, elle marque la limite des eaux méridionales et intermédiaires. L'autre observée vers 8 me/l est difficile à interpréter, d'autant plus qu'elle a lieu dans une région d'archipel dense, non loin des côtes.

En septembre-octobre, l'évolution constatée en juillet s'est poursuivie, pour aboutir cependant à une répartition des eaux du même type (fig. 57). La masse méridionale (axes Δ B M, B H et G I) s'est étendue vers le

nord. Elle occupe le Bassin méridional, toute la Grande Barrière et atteint le Bassin nigérian et les Ilots-bancs du Kanem. La variation de gradient qui marque le contact avec les eaux intermédiaires a lieu à partir de 0,8 - 1 me/l sur la bordure du Bassin nigérian et de 1,8 me/l au nord de la Grande Barrière. Ici le mélange plus important avec les eaux intermédiaires en est la cause et se traduit d'ailleurs, depuis 1 me/l, par un gradient sensiblement plus élevé.

Les variations de gradient, permettant l'identification des masses intermédiaires et médianes, bien marquées dans le sud du Bassin nigérian (axes B H, G I, F J), vont en s'atténuant vers le nord (axe M D) et n'existent plus dans les Ilots-bancs du Kanem (axes M C, M K, M J). Les mélanges constatés en juillet 1969 ont continué à se réaliser. Il en est de même, dans cette région, de la limite entre les eaux septentrionales et médianes. Dans ces dernières, enfin, les caractères occidental et oriental de la masse médiane ont totalement disparu.

Au nord-ouest du lac (axes C E et M D), la masse médiane vieillit et se mélange avec les eaux septentrionales.

En décembre, on constate qu'une modification très importante de la distribution des salures s'est produite depuis septembre-octobre (fig. 57). Les variations de salure aux stations nous permettront d'en situer le début en octobre.

La masse d'eau méridionale, de salure inférieure à 0,7 - 0,8 me/l et de gradient pratiquement nul, ne dépasse pas les régions sud de la Grande Barrière (axes ΔD et ΔC) tandis qu'elle s'étend selon une langue étroite le long des rives nigériennes, jusqu'à Malamfatori (axe ΔM). Les eaux intermédiaires, de salures comprises entre 0,8 et 3 - 4 me/l, caractérisées par de forts gradients, lui succèdent brutalement jusqu'au milieu du Bassin nigérian, le nord de la Grande Barrière et les Ilots-bancs du Kanem (axes B H, B N et B J). Les eaux médianes, de salures comprises entre 3 - 4 et 5,5 - 6 me/l, se situent dans le nord du Bassin nigérian et une partie des Ilots-bancs du Kanem (axes N F, J C, H T et H F). Elles sont particulièrement bien

individualisées sur une aire triangulaire, centrée sur le nord des Ilots-bancs du Kanem. Les eaux septentrionales, dans l'Archipel nord, les Ilots-bancs et les Eaux-libres du Niger, sont délimitées par une variation de gradient qui a lieu pour des salures de 5,5 à 6 me/l.

En février, la répartition des salures annonce déjà celle qui a été précédemment décrite en mars-avril, c'est-à-dire le bouclage du cycle annuel (fig. 57).

La masse d'eau méridionale, dont les salures augmentent faiblement de 0,55 à 0,7 - 0,8 me/l, se cantonne dans le sud de la Grande Barrière sans dépasser la ligne Baga Kawa - Baga Sola (axe Δ B). Alors qu'elle doit, d'après la carte dressée en janvier 1968 (fig. 52), atteindre ce mois-là son maximum d'extension dans le Bassin nigérian, elle se trouve limitée en février par les eaux intermédiaires au niveau de Baga Kawa. Les forts gradients de salure au milieu de la Grande Barrière et le sud du Bassin nigérian (axe B J et B F) marquent ces eaux intermédiaires. Les eaux médianes, dont les salures varient entre 3 - 4 et 5 me/l, leur succèdent dans le nord de la Grande Barrière, l'Archipel et les Ilots-bancs du Kanem et le sud-est du Bassin nigérian (axes I J K, B F, B C et G H). On constate l'apparition de la masse médiane occidentale, dont les salures sont inférieures à 3 me/l, avec des minimums locaux de 1,5 me/l (axes J F D et E F G). Ces eaux sont constituées du mélange d'une partie des eaux intermédiaires et méridionales avec les eaux médianes préexistantes, lesquelles se situent maintenant à l'ouest où elles représentent la masse médiane orientale.

Le contact entre les eaux septentrionales et médianes occidentales est extrêmement marqué par un fort gradient (axe F D), tandis qu'il est moins accentué à l'est, entre ces premières et les médianes orientales (axe K C).

b) Zone sud-est : Outre les cartes de salure tracées dans cette zone de 1966 à 1970 (fig. 51 à 54), l'évolution spatiale des concentrations sur l'axe Delta-Bol a pu être définie dix fois au cours de cette même période (fig. 58), dont six fois en 1969; Les moyennes annuelles de conductivité, obtenues de 1964 à 1965 en différentes stations, permettent de suivre également l'évolution sur cet axe ainsi que dans le Golfe d'Iseïrom (fig. 59).

Sur l'axe Delta-extrémité du bras Daguil (fig. 60), les observations ont été faites sept fois de 1967 à 1969, dont quatre en 1969. Enfin, les autres bras côtiers compris entre Bol et Baga Sola ont été prospectés de deux à quatre fois entre 1966 et 1968 (fig. 63). Dans ce paragraphe, nous examinerons plus particulièrement l'évolution des salures globales depuis le delta du Chari jusqu'à l'extrémité de ces bras (fig. 61).

Quatre grandes masses d'eau peuvent être distinguées dans la zone sud-est (fig. 57) : les eaux méridionales, qui sont le prolongement vers l'est de celles qui ont été précédemment définies dans la zone nord, les eaux sud-orientales, les eaux littorales dans certains bras côtiers et les eaux orientales du Golfe d'Iseïrom. Les eaux littorales feront l'objet d'une étude particulière en même temps que celle des bras côtiers de la partie nord.

La limite entre les masses méridionale et sud-orientale correspond à la première variation de gradient que l'on observe en s'éloignant du delta, tandis que la deuxième variation marque la limite entre les masses sud-orientale et littorale. Cette dernière variation n'existe pas partout, car les eaux sud-orientales peuvent occuper certains bras côtiers jusqu'à leur extrémité (Baga Sola, Kafia). La masse d'eau orientale est individualisée par une augmentation brusque du gradient de salure à l'entrée du Golfe d'Iseïrom. L'évolution spatiale des salures moyennes des eaux sud-orientales et orientales semble toutefois en 1964-1965 s'ajuster à la même loi exponentielle (fig. 59).

Les teneurs globales en cations de la première masse varient de 0,5 à 0,8 me/l suivant l'époque de l'année et la distance du Delta. Le gradient est très faible, nul, ou peut même être inversé ; la différence maximale entre le Delta et le nord du Bassin étant de $7 \mu\text{mhos cm}^{-1}$, soit 0,07 me/l. Cette inversion est provoquée par l'augmentation de la salure des apports à partir du mois d'août (cf. troisième chapitre) ainsi éventuellement que par des pertes d'ions dans le lac (cf. quatrième chapitre). Les valeurs de la seconde masse ne dépassent pas 1,4 me/l, tandis qu'elles peuvent atteindre 5 me/l dans les bras littoraux et plus de 7 me/l dans le Golfe d'Iseïrom.

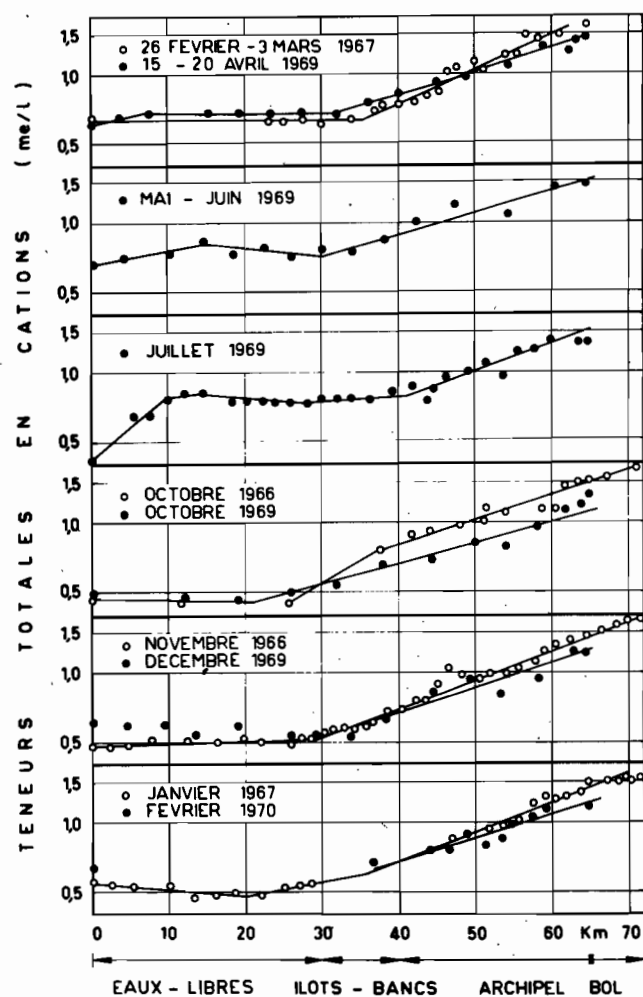


Fig. 58 : Evolution des teneurs globales en cations en fonction de la distance entre le delta du Chari et l'extrémité du bras côtier de Bol.

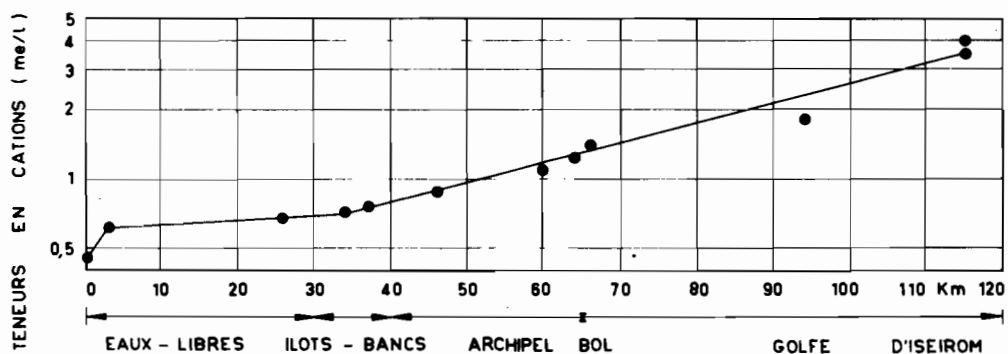


Fig. 59 : Evolution des teneurs globales moyennes en cations (de 1964 à 1965) en fonction de la distance entre le delta du Chari, Bol et le Golfe d'Iseïrom.

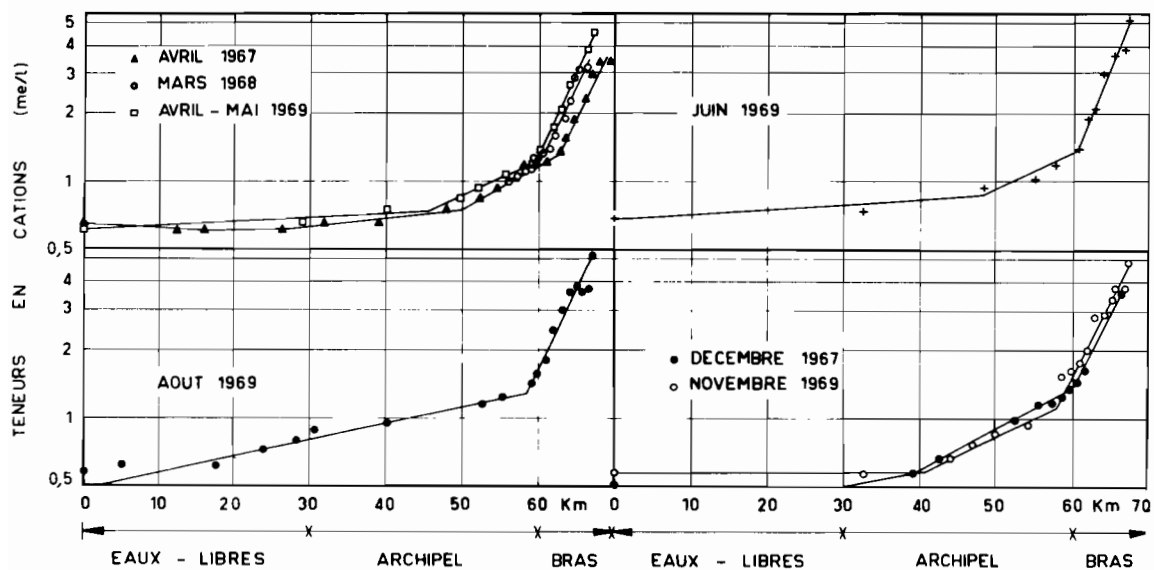


Fig. 60 : Evolution des teneurs globales en cations en fonction de la distance entre le Delta du Chari et l'extrémité du bras de Daguil.

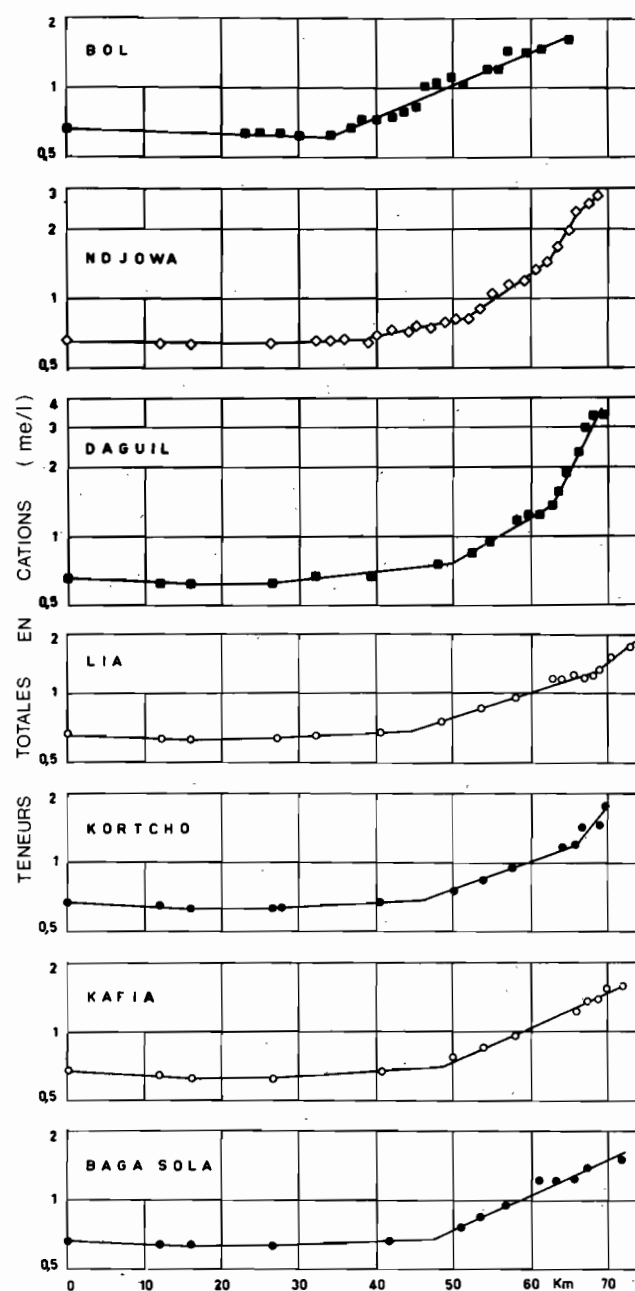


Fig. 61 : Evolution des teneurs globales en cations en fonction de la distance entre le delta du Chari et l'extrémité des principaux bras côtiers situés entre Bol et Baga Sola, en avril 1967.

L'extension des eaux méridionales et sud-orientales varie beaucoup au cours de l'année tandis que celle des eaux littorales est relativement stable et se cantonne généralement à l'entrée des bras. La limite moyenne entre les deux premières masses est située dans les Ilots-bancs (fig. 58). Celle qui sépare les eaux sud-orientales et orientales ne fluctue également que très peu au cours de l'année.

En mars-avril, les eaux méridionales s'étendent jusque dans la moitié sud de l'Archipel, sauf sur l'axe Delta-Bol où elles ne dépassent pas les Ilots-bancs. Les mêmes limites peuvent être approximativement définies en mai-juin. Puis, on assiste en juillet et août à une réduction importante de la masse méridionale qui n'occupe le Bassin sud-est que sur une quinzaine de kilomètres au-delà du Delta.

En septembre-octobre, s'amorce l'extension des eaux méridionales vers le nord, mais celles-ci n'atteignent alors que 20 à 30 km au large du Delta, c'est-à-dire les premiers flots-bancs. Cette évolution se développe jusqu'en décembre et même février. Les eaux méridionales présentent au cours de cette période leur maximum d'extension. Elles occupent tout le Bassin sud-est et la moitié sud de l'Archipel.

A partir de février, commence ensuite, comme il a été vu ci-dessus, un accroissement de la masse sud-orientale aux dépens de la masse méridionale.

c) Zone sud-ouest : Les variations de salure dans la zone sud-ouest (fig. 57) identifient deux masses principales : les eaux méridionales, qui sont le prolongement vers le sud de celles qui ont été précédemment identifiées dans les zones nord et sud-est, et les eaux sud-occidentales cantonnées dans le sud et l'ouest du Golfe de Meinari. Elles présentent au cours de l'année deux grands modes de répartition dont le changement se produit en octobre ou novembre puis en avril, mai ou juin.

Ainsi, d'après les observations disponibles, du début de décembre à la fin mars, un faible gradient caractérise les eaux méridionales qui s'étendent sur la presque totalité du Bassin sud-ouest (axes ΔS , ΔN et

Δ L). Leur salure varie entre 0,5 et 0,8 - 0,9 me/l de cations. De décembre à février, alors que leur extension est maximale, il existe même une légère inversion du gradient de croissance entre le Delta et les régions voisines de l'estuaire de la Serbéouél (axes Δ S et Δ N). A la fin de mars, une langue de plus faible salure, plus accentuée en 1967 qu'en 1969, apparaît à l'ouest des Eaux-libres. La masse sud-occidentale borde la rive nigérienne sur une largeur de 10 à 25 km, sa superficie étant minimale de décembre à février. Elle est caractérisée par un gradient de salure élevé qui, de 0,8 - 0,9 me/l, conduit à des teneurs en cations de 1,8 à 2,3 me/l sur le littoral.

En juillet, on constate que l'augmentation des salures depuis le Delta jusqu'aux rives nigérianes est assez régulière, les salures étant supérieures à 0,7 - 0,8 me/l. Les eaux méridionales se sont, en grande partie, mélangées aux eaux sud-occidentales qu'elles ont ainsi prolongées en s'y apparentant. A la fin de septembre, une brusque variation de gradient a lieu dans le nord-est du Golfe de Meinari. Un gradient élevé marque la séparation entre la masse méridionale qui, avec des salures comprises entre 0,45 et 0,5 me/l se reconstitue, et la masse sud-occidentale, de salure supérieure à 1,2 me/l, qui se maintient toujours dans la majeure partie du Golfe. Par rapport à sa position en juillet, la limite nord-ouest ne s'est décalée que d'une dizaine de kilomètres vers le sud. La masse sud-occidentale qui présente un gradient de salure très faible s'est fortement homogénéisée.

C'est ensuite au plus tôt en octobre que les eaux méridionales envahissent le Golfe de Meinari.

B. Gradients dans les bras côtiers.

Les bras côtiers du front occidental correspondent aux interdunes de l'Erg du Kanem envahis par les eaux. Ce sont de véritables chenaux, généralement de quelques centaines de mètres de largeur et plusieurs kilomètres de longueur. Les plus longs atteignent une vingtaine de kilomètres. Ils ne présentent que très peu ou pas de communications avec les bras adjacents ou le reste du lac, hormis évidemment à leur entrée.

Les eaux du lac pénètrent ainsi à une extrémité de ces chenaux puis sont évacuées par évaporation sur toute leur surface et par infiltration et abandon marginal sur une certaine longueur, particulièrement à l'autre extrémité. Toutefois, en raison des courants provoqués par les oscillations journalières de niveau et les vents, une partie des eaux peut ressortir du bras pour y revenir éventuellement par la suite. A l'intérieur, les mêmes phénomènes, auxquels s'ajoutent d'autres causes de turbulences, créent également un mélange des eaux.

Tous les bras côtiers suffisamment allongés, individualisés et dégagés de végétation, c'est-à-dire aux caractéristiques morphologiques nettes, ont été prospectés (fig. 62). Douze bras l'ont été sur les rives septentrionales, entre Wadri et Yaoudia et autant sur les rives de la zone sud-ouest entre Baga Sola et Ngarangou, alors que sur ces deux côtes une vingtaine et une quinzaine de bras peuvent être respectivement dénombrés. Au sud de Yaoudia, les bras côtiers sont très ouverts sur le lac et de plus courtes longueurs, étant obstrués à leur extrémité par des barrages de sables et de végétation. Dans le Golfe d'Iseïrom, ils sont rapidement encombrés de végétation sur toute leur surface.

L'évolution spatiale des salures dans ces chenaux est caractérisée par de forts gradients de croissance (fig. 63). Les points représentatifs des teneurs totales en cations rp^+ en fonction de la distance x définissent pour chaque bras une droite d'équation exponentielle :

$$rp_2^+ = rp_1^+ e^{\alpha x}$$

pour laquelle $\alpha = \frac{a}{2,3}$, a étant la pente de la droite définie graphiquement.

Dans certains bras, tels ceux de Ligari et Tataverom, le gradient s'accroît à quelques kilomètres de l'extrémité.

Le taux d'accroissement de salure est spécifique à chacun des bras, malgré une variation saisonnière ou pluriannuelle généralement peu marquée. Nous verrons dans le troisième chapitre (paragr. 4.1.) qu'il dépend de la hauteur d'eau, de l'intensité de l'évaporation et du temps de séjour des eaux

dans le bras. Ce temps de séjour est fonction de l'importance des échanges avec le reste du lac et du débit des pertes marginales. Dans un même bras les variations spatiales de profondeur et de largeur sont les causes principales de la dispersion des points autour de la droite moyenne.

4.4.5. Salures globales moyennes des eaux du lac Tchad.

A. Répartition spatiale des salures globales moyennes annuelles.

Le tableau XXIX indique les conductivités moyennes aux stations fixes, calculées avec les valeurs journalières, hebdomadaires ou mensuelles de janvier à décembre 1969 ou d'avril 1969 à mars 1970.

La carte en courbe de conductivité moyenne annuelle (fig. 64) a été reconstituée à partir des six cartes dressées en 1969-1970 et des résultats obtenus aux stations au cours de la même période. Les valeurs représentent ici la moyenne arithmétique entre les valeurs minimales et maximales de conductivité observées au cours des campagnes. Ces valeurs ont été généralement calculées aux points d'intersection des courbes d'extension maximale et minimale, après superposition des deux cartes correspondantes (fig. 70). Les quelques 165 valeurs ainsi déterminées, auxquelles s'ajoutent celles des stations, ont permis de définir les courbes de conductivité moyenne annuelle.

Deux questions sont alors posées :

- Quel est l'écart entre la conductivité moyenne calculée à partir des valeurs journalières, hebdomadaires ou mensuelles et la moyenne du maximum et du minimum annuels?

Pour répondre à cette première question, les différences entre les valeurs calculées par les deux méthodes ont été comparées en 26 stations. Elles sont comprises entre - 10 et + 22 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ suivant les stations, 80 % des valeurs se regroupant entre - 6 et + 5 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. La moyenne des différences est de + 0,5 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Si l'on considère l'erreur relative entraînée,

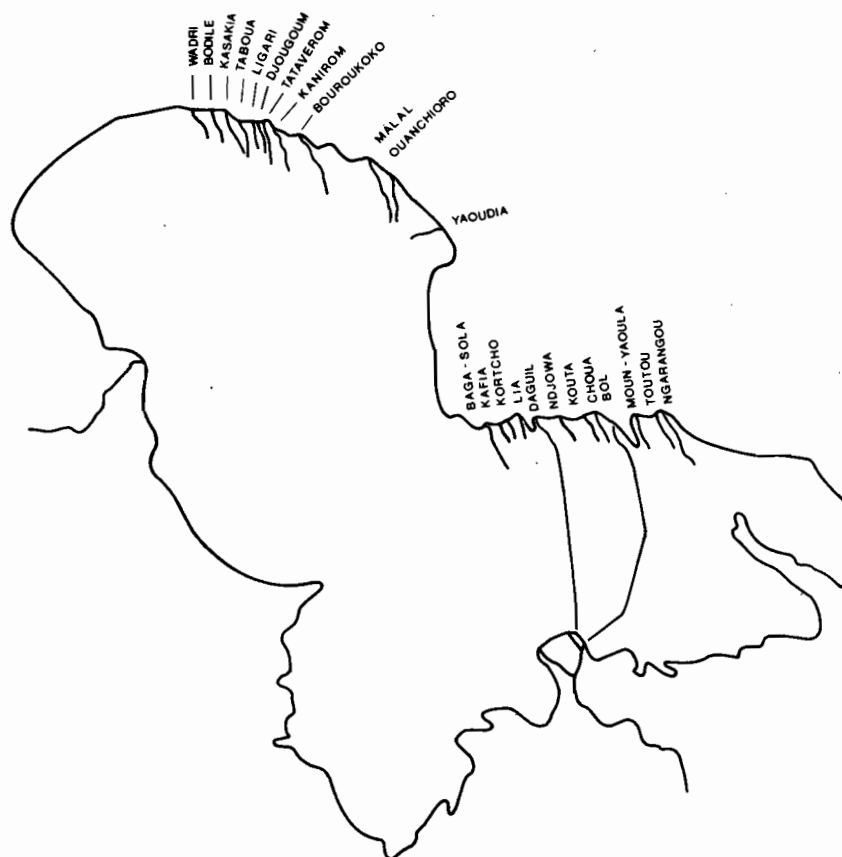


Fig. 62 : Bras côtiers du lac Tchad dans lesquels ont été étudiées les variations de salure des eaux.

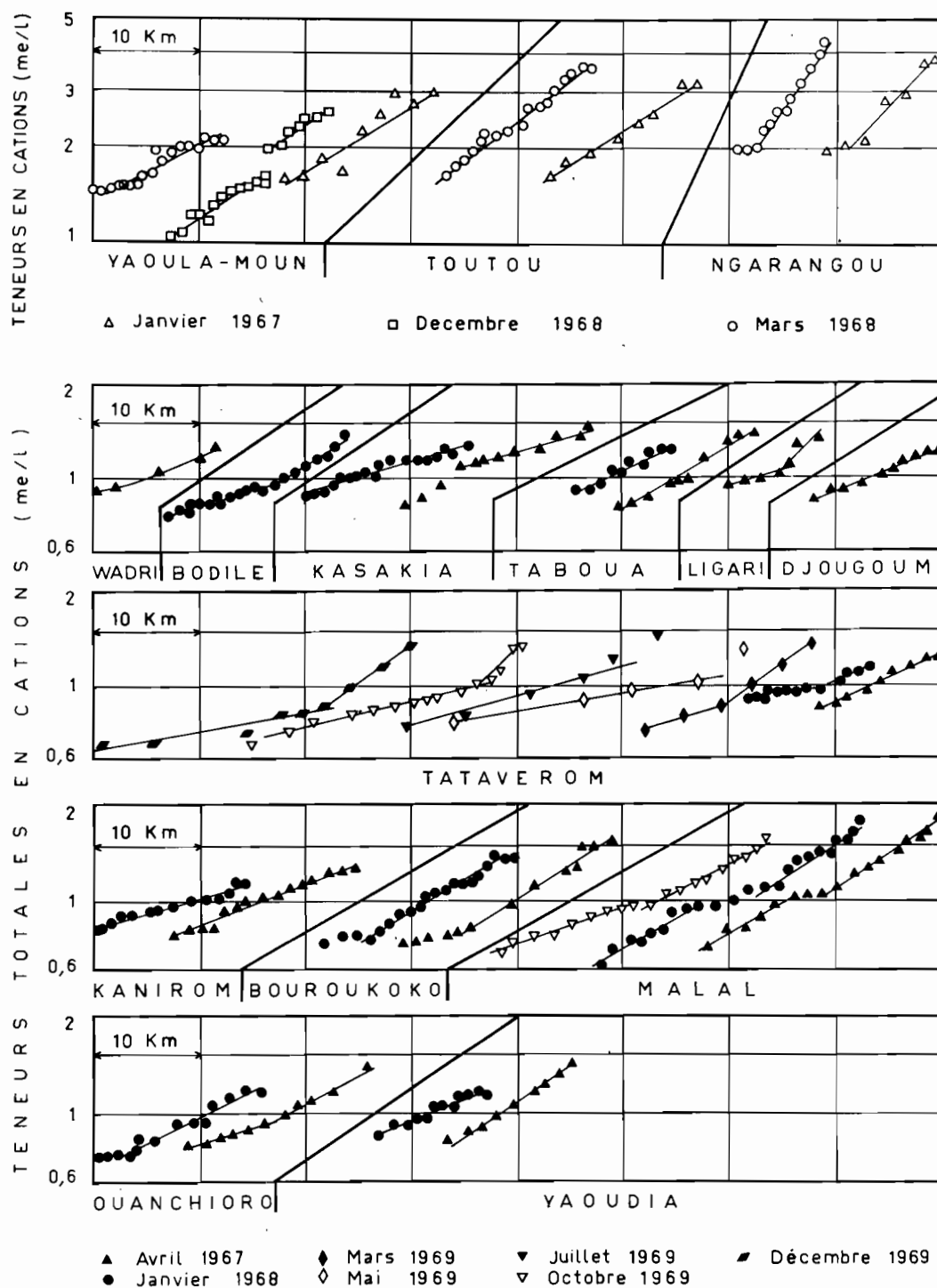


Fig. 63 a : Evolution des teneurs globales en cations en fonction de la distance dans les bras côtiers situés à l'est de Bol et l'archipel de la partie septentrionale du lac Tchad.

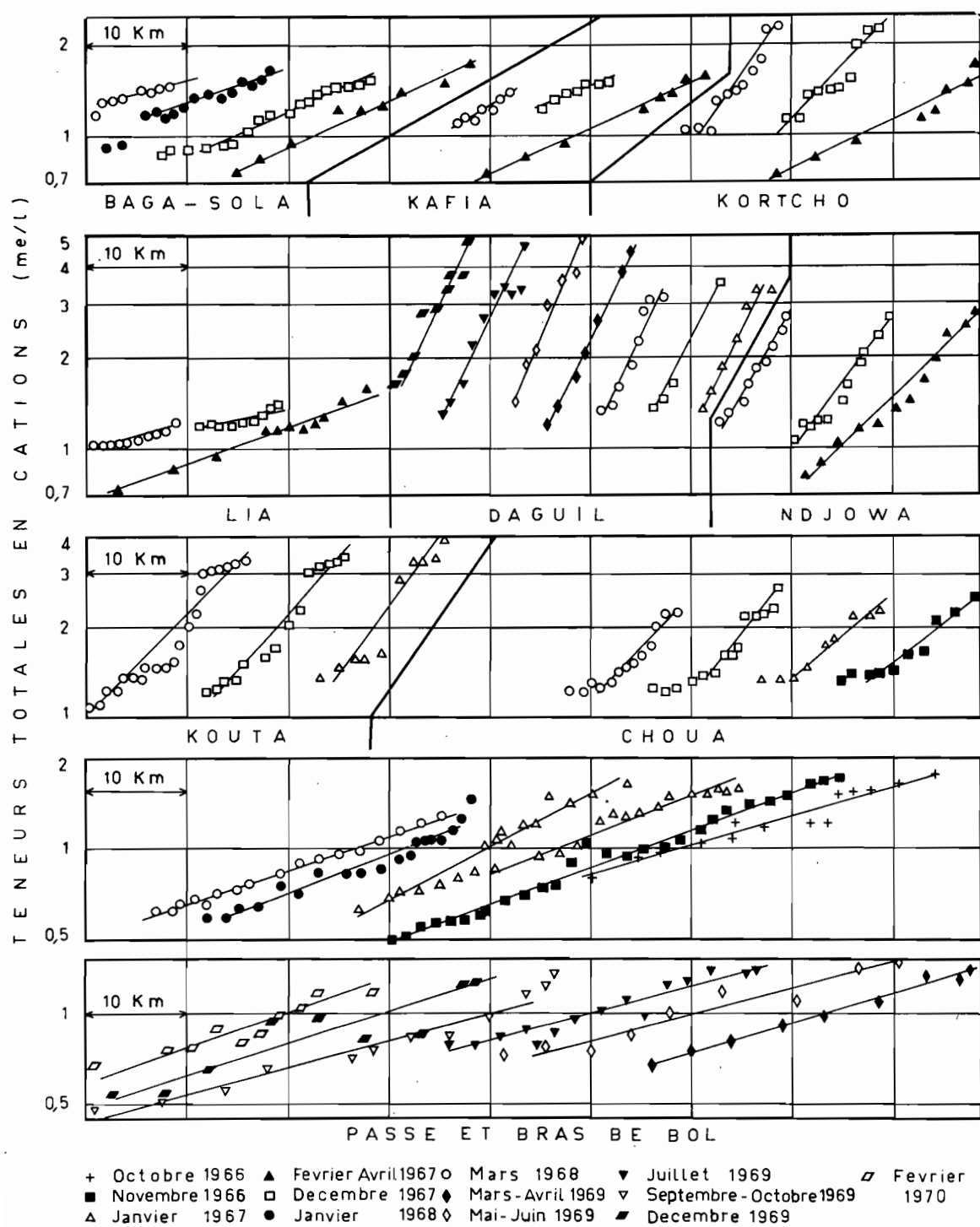


Fig. 63 b : Evolution des teneurs globales en cations en fonction de la distance dans les bras côtiers situés entre Baga Sola et Bol.

80 % des valeurs se limitent entre - 3,9 % et + 2,4 % avec une moyenne de - 0,7 %. La réponse apparaît donc simple : il n'y a pratiquement aucune différence entre les deux méthodes d'estimation des moyennes annuelles.

- Quelle est l'erreur entraînée par le fait que les minimums et maximums n'ont certainement pas toujours été observés au cours des six missions, comme cela sera souligné au paragraphe 4.5.3. ?

La réponse ne peut être chiffrée, mais deux remarques peuvent être faites à ce sujet :

- Si les valeurs prises pour minimum et maximum annuels sont respectivement supérieures et inférieures aux valeurs réelles, les erreurs entraînées dans le calcul de la moyenne tendent à se compenser.

- Les moyennes réelles calculées à partir des observations aux stations concordent de manière satisfaisante avec celles que l'on peut estimer à partir des cartes, si l'on tient compte dans certains cas de l'augmentation rapide des salures en bordure des rives.

B. Distribution des salures globales moyennes annuelles en fonction des superficies et des volumes d'eau.

Les superficies occupées par des eaux de salure inférieure à une valeur donnée ont été planimétrées sur la carte en courbe de conductivité moyenne annuelle de 1969-1970 (fig. 64). Afin de tenir compte de la superficie réelle des eaux, les treize grandes régions naturelles du lac (fig. 31f) ont été considérées individuellement. Les superficies totales mesurées régionalement ont été alors affectées du coefficient m , ou rapport de la surface des eaux à la surface totale (fig. 31 f). Les diverses superficies obtenues pour une salure donnée ont ensuite été additionnées. Nous avons déjà procédé ainsi, avec cependant une moins grande précision, pour évaluer la salure moyenne des eaux du lac en mars-avril 1967 (M.A. ROCHE in P. TOUCHEBEUF - 1969 -).

Pour estimer le volume des eaux de salure inférieure à une valeur donnée, il a suffi de multiplier la superficie réelle des eaux, mesurée régionalement, par la profondeur moyenne de la région (fig. 31 h). Puis, comme pour les superficies, les divers volumes correspondant à une même salure ont été additionnés. Les conductivités ont été traduites en teneurs globales en cations, exprimées en me/l. Les courbes de distribution des salures globales rp^+ en fonction des superficies A ou des volumes d'eau cumulés V ont ainsi été définies (fig. 65).

La répartition des salures en fonction des superficies occupées par les eaux est de forme exponentielle :

$$rp^+ = rp_0^+ e^{\beta A}$$

avec $rp_0^+ = 0,56$ me/l et $\beta = 0,715 \cdot 10^{-4} \text{ km}^{-2}$.

La répartition des salures en fonction des volumes est également de forme exponentielle, mais correspond à deux équations :

$$rp^+ = rp_0^+ e^{\alpha V} \quad \text{et} \quad rp^+ = rp_0^{+'} e^{\alpha' V}$$

avec $rp_0^+ = 0,55$ me/l et $rp_0^{+'} = 1,20$ me/l.

La première équation est valable pour les valeurs de rp^+ inférieures à 3,0 me/l et un volume inférieur à $25 \cdot 10^9 \text{ m}^3$. La seconde est limitée à une valeur de 800 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ ou 9 me/l ; l'accroissement des salures est au-delà beaucoup plus fort. L'obtention de deux droites de pente différente est probablement à relier à la profondeur moyenne qui est plus grande dans la partie septentrionale que dans la partie méridionale et la Grande Barrière. On remarque en effet que la courbe 3,0 me/l se situe sensiblement sur la bordure nord de cette dernière région.

4.5. VARIATIONS TEMPORELLES DES SALURES GLOBALES DES EAUX DU LAC TCHAD.

4.5.1. Variations diurnes des salures globales.

A Bol, des mesures de conductivité ont été effectuées toutes les trois heures de 6h à 18h, à cinq dates réparties de novembre 1968 à mars 1969,

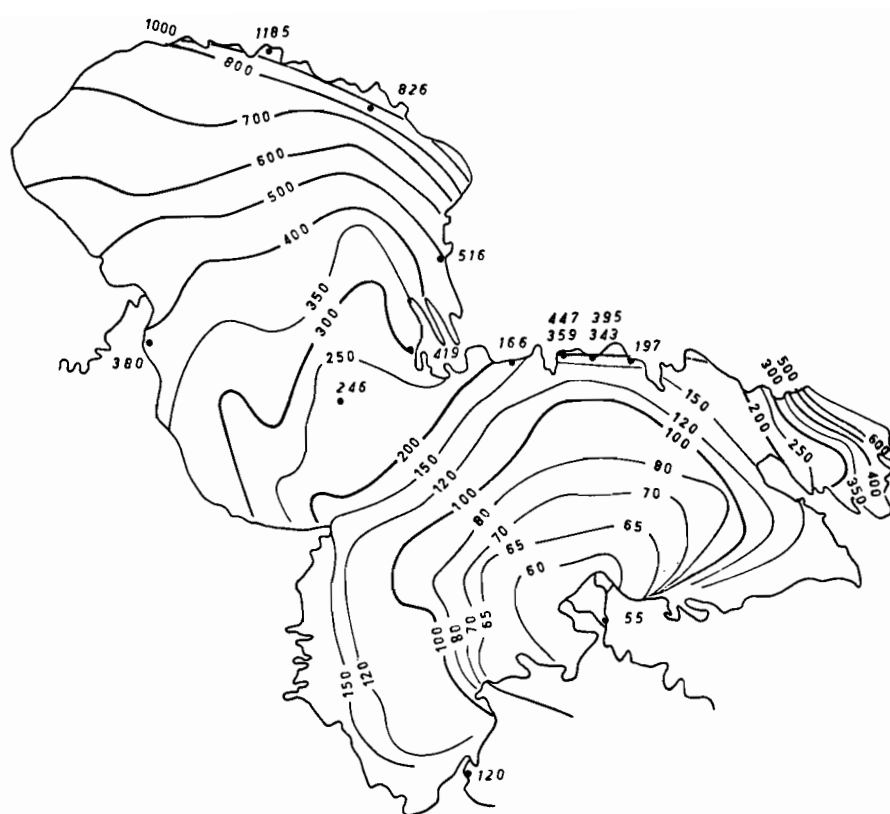


Fig. 64 : Conductivité moyenne annuelle ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C) des eaux du lac Tchad, de mars-avril 1969 à février 1970.

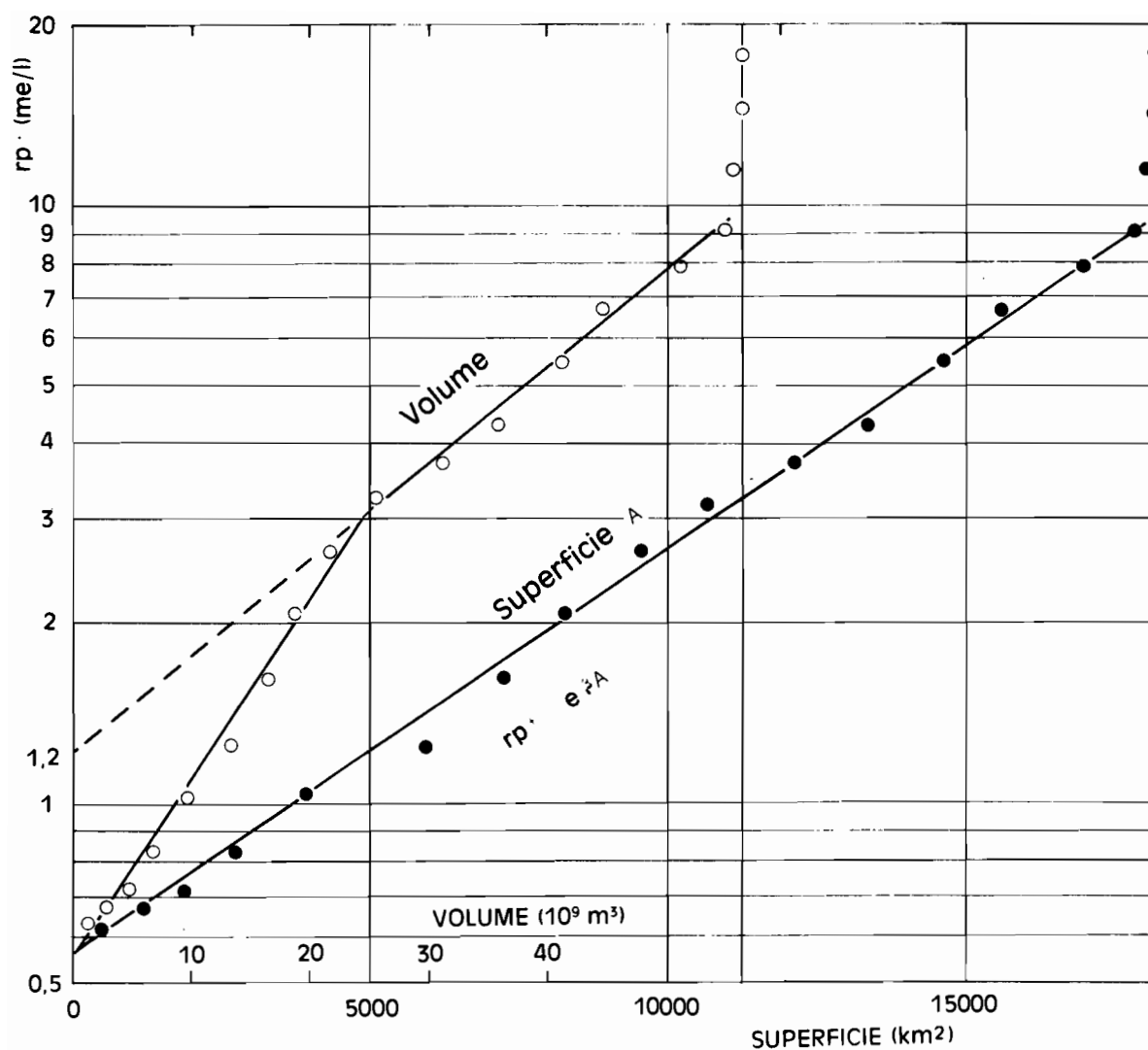


Fig. 65 : Distribution des teneurs globales moyennes annuelles en cations des eaux du lac Tchad en 1969, en fonction des superficies et des volumes des eaux (cf. fig. 64).

en un point situé à 10 m de la rive (cf. paragr. 4.1. B.). Les écarts extrêmes aux moyennes journalières sont indiqués dans le tableau ci-dessous. Les valeurs maximales observées sont de - 5 et + 8 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, ou - 4 et + 6 % de la moyenne journalière qui est voisine de 135 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$.

Date	C		$\bar{C}$ Moyenne	ΔC Ecart		$\Delta C/\bar{C}$ Ecart relatif	
	Minimum	Maximum		$\mu\text{mhos cm}^{-1}$		%	
	$\mu\text{mhos cm}^{-1}$	$\mu\text{mhos cm}^{-1}$	$\mu\text{mhos cm}^{-1}$	-	+	-	+
4-11-68	141,1	144,2	143,0	1,2	1,2	0,8	0,8
26-11-68	132,1	145,7	137,5	5,4	8,2	3,9	6,0
19-12-68	130,9	136,2	133,7	2,8	2,5	2,1	1,9
27- 2-69	135,5	138,7	137,0	1,5	1,7	1,1	1,2
28- 3-69	130,8	138,5	133,6	2,8	4,9	2,1	3,7

Les relations entre les variations de salure et celles du niveau du plan d'eau, mesurées au même endroit, n'apparaissent pas toujours simples. Les salures peuvent diminuer alors que le niveau baisse probablement en raison de courants latéraux qui, en bordure des rives, peuvent être contraires au courant axial. Toutefois, pour chaque jour d'observation, une forte diminution de conductivité est synchrone d'une augmentation de niveau. Elle est alors provoquée par une arrivée d'eau, plus douce, par l'entrée du bras.

4.5.2. Variations plurijournalières des salures globales.

Les variations plurijournalières de salure ont été caractérisées, par l'écart journalier à la moyenne hebdomadaire, à Bol, Baga Kiskra et Magi (fig. 66). En ces stations, sur la période considérée, les conductivités moyennes sont respectivement de 135, 505 et 850 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ et représentent donc une gamme étendue de valeurs comparativement à celle de l'ensemble du lac. Il faut toutefois souligner qu'un caractère commun de ces stations est leur situation dans les archipels. Le tableau ci-après indique les principaux résultats obtenus :

Stations	$\bar{C}$ mensuelles: $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ min. : max.	$\bar{C}$ $\mu\text{mhos cm}^{-1}$	e 95 % $\mu\text{mhos cm}^{-1}$	e 95 % $\bar{C}$ (%)	$\bar{ea}$ $\mu\text{mhos cm}^{-1}$	$\bar{ea}$ $\bar{C}$ (%)	σ	$\frac{\sigma}{\bar{C}}$
Bol	120 : 149	135	5,5	4,1	1,8	1,33	2,38	1,76
Baga Kiskra	423 : 601	504	17	3,4	5,9	1,17	8,75	1,74
Magi	777 : 895	851	27	3,2	10,5	1,35	14,7	1,73

En ces trois stations, 95 % des écarts journaliers de la conductivité (e 95 %) sont respectivement inférieurs à 5,5, 17 et 27 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, soit 4,4, 3,4 et 3,2 % de la conductivité moyenne de la période prise en considération ($\frac{e\ 95\ \%}{\bar{C}}$).

L'écart absolu moyen des conductivités ($\bar{ea}$) est respectivement de 1,8, 5,9 et 10,5 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, ce qui représente de 1,2 à 1,4 % de la conductivité moyenne ($\frac{\bar{ea}}{\bar{C}}$). L'écart type aux moyennes hebdomadaires (σ) est de 2,4, 8,8 et 14,7 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Le coefficient de variabilité ($\frac{\sigma}{\bar{C}}$), défini par le quotient de cet écart type et de la moyenne sur la période considérée, est comprise entre 1,76 et 1,73, c'est-à-dire qu'il est pratiquement le même quelque soit le lieu et la valeur des conductivités.

Les écarts journaliers observés sont dus aux variations naturelles et aux erreurs d'échantillonnage et de mesure dont ils peuvent représenter ainsi les valeurs respectives par excès.

Le mode de calcul des écarts, évalués par rapport à la moyenne hebdomadaire, tend à fournir des valeurs plus fortes que celles qui sont obtenues en se référant à la courbe moyenne tracée graphiquement ; en particulier en dehors des périodes de stabilité, lorsque les salures diminuent ou augmentent rapidement pendant plusieurs semaines ou plusieurs mois. A Bol, ces variations sont en fait progressives et faibles, si bien qu'il n'y a pratiquement pas de différences entre les valeurs estimées par les deux

méthodes. A Baga Kiskra et Magi, 95 % des écarts à la courbe moyenne sont respectivement inférieurs à 15 et 27 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Ces valeurs sont les mêmes ou très peu différentes de celles qui ont été évaluées par la première méthode. L'écart moyen est de 4,2 et 8,6 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ soit 95 % de la conductivité moyenne de la période prise en considération au lieu de 5,9 et 10,5 %. On peut donc conclure que les différences entre les deux méthodes sont peu importantes et qu'il est préférables d'utiliser la première qui, plus simple, consiste à calculer les écarts plurijournaliers par rapport à la moyenne hebdomadaire.

En définitive, on retiendra que le coefficient de variabilité hebdomadaire de la conductivité $\frac{\sigma}{\bar{C}}$ est de 1,75.

4.5.3. Variations annuelles des salures globales.

A. Présentation des documents.

L'étude des variations saisonnières des salures est basée sur les cartes en courbes d'isosalures précédemment présentées (fig. 51 à 54) et sur les courbes de variation temporelle des conductivités aux stations (fig. 67 à 69). Ces dernières permettent des interpolations dans le temps et des études ponctuelles plus fines. Le tableau XXVIIbis mentionne les conductivités moyennes mensuelles aux stations.

En outre, deux documents synthétiques ont été déduits des cartes en courbes d'isoconductivités (fig. 54) :

- Deux cartes indiquent l'extension spatiale maximale et minimale des courbes d'égales conductivités entre mars 1970 et février 1970 (fig. 70). Les mois au cours desquels ont été effectuées les observations sont indiqués par différents figurés de courbe. La périodicité de mesure étant en moyenne bimestrielle, la précision dans l'espace et le temps n'est évidemment pas très grande mais peut être améliorée localement en se référant aux variations observées aux stations périodiques. Rappelons que les régions balayées au cours de l'année par des courbes isosalines de valeurs données sont délimitées par ces courbes d'extension minimale et maximale.

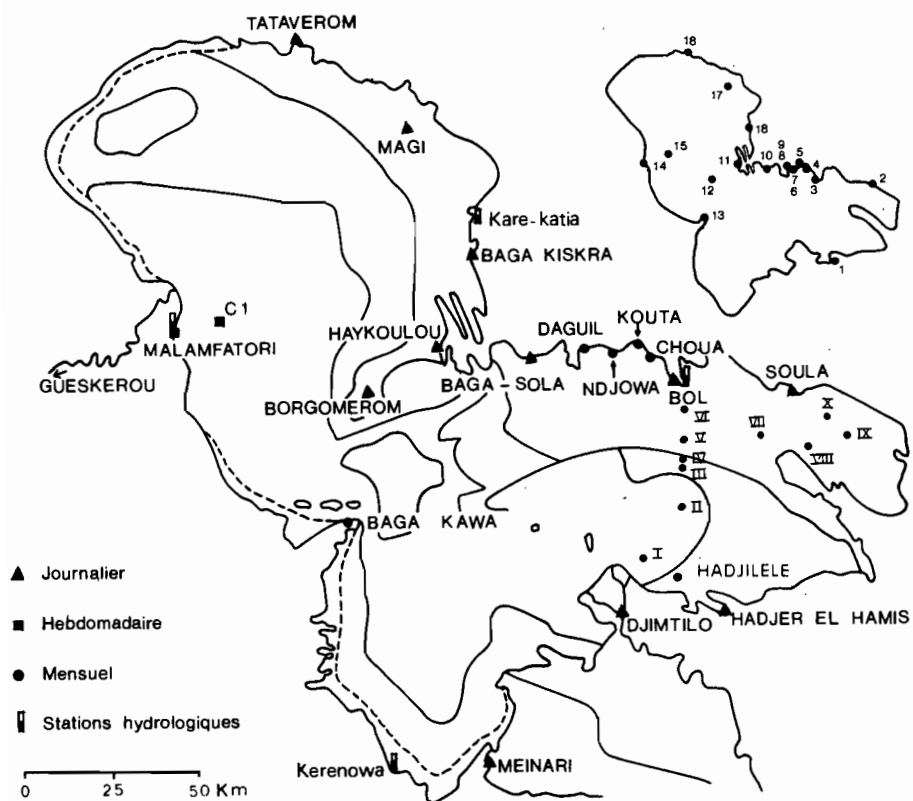


Fig. 66 : Stations d'études hydrologiques et physico-chimiques des eaux du lac Tchad.

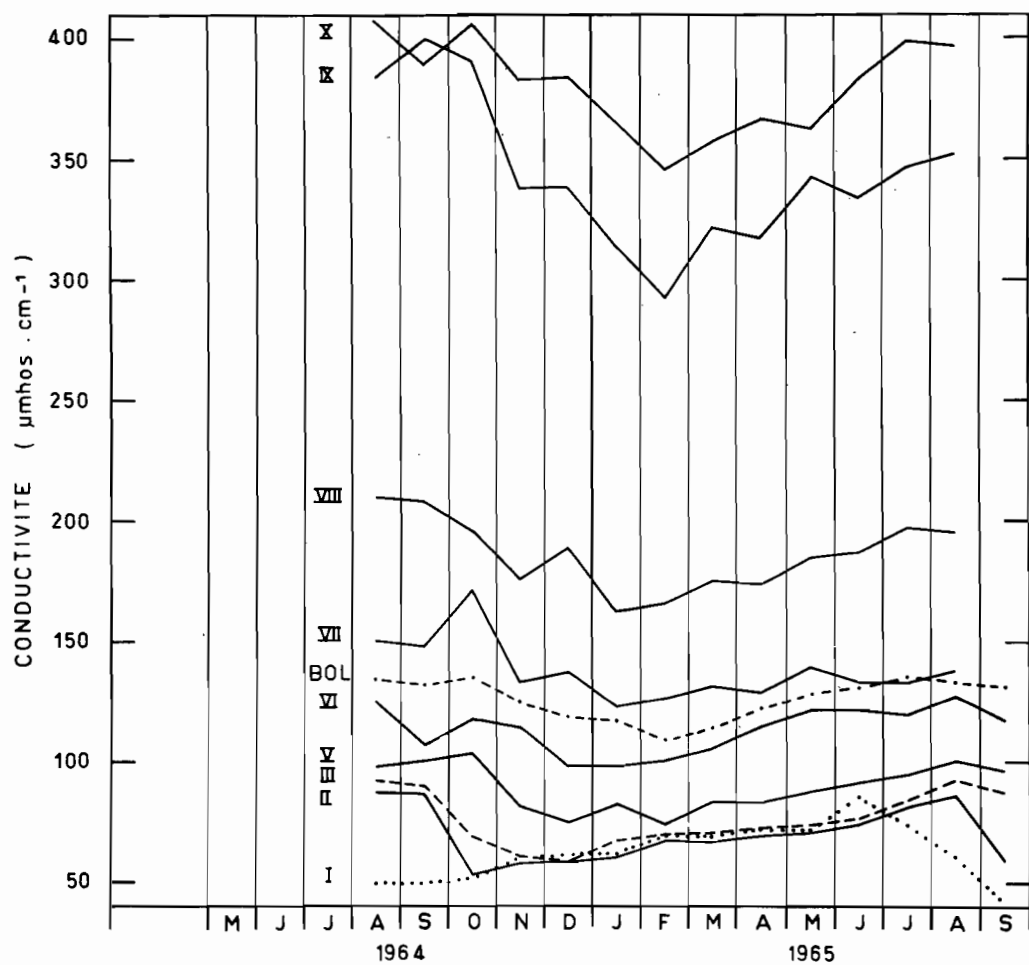


Fig. 67 : Variations de la conductivité électrique ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C) des eaux à des stations de I à X dans la zone sud-est du lac Tchad (fig. 66), en 1964 et 1965 (d'après les résultats de R. GRAS, A. ILTIS et S. LEVEQUE-DUWAT -1967-).

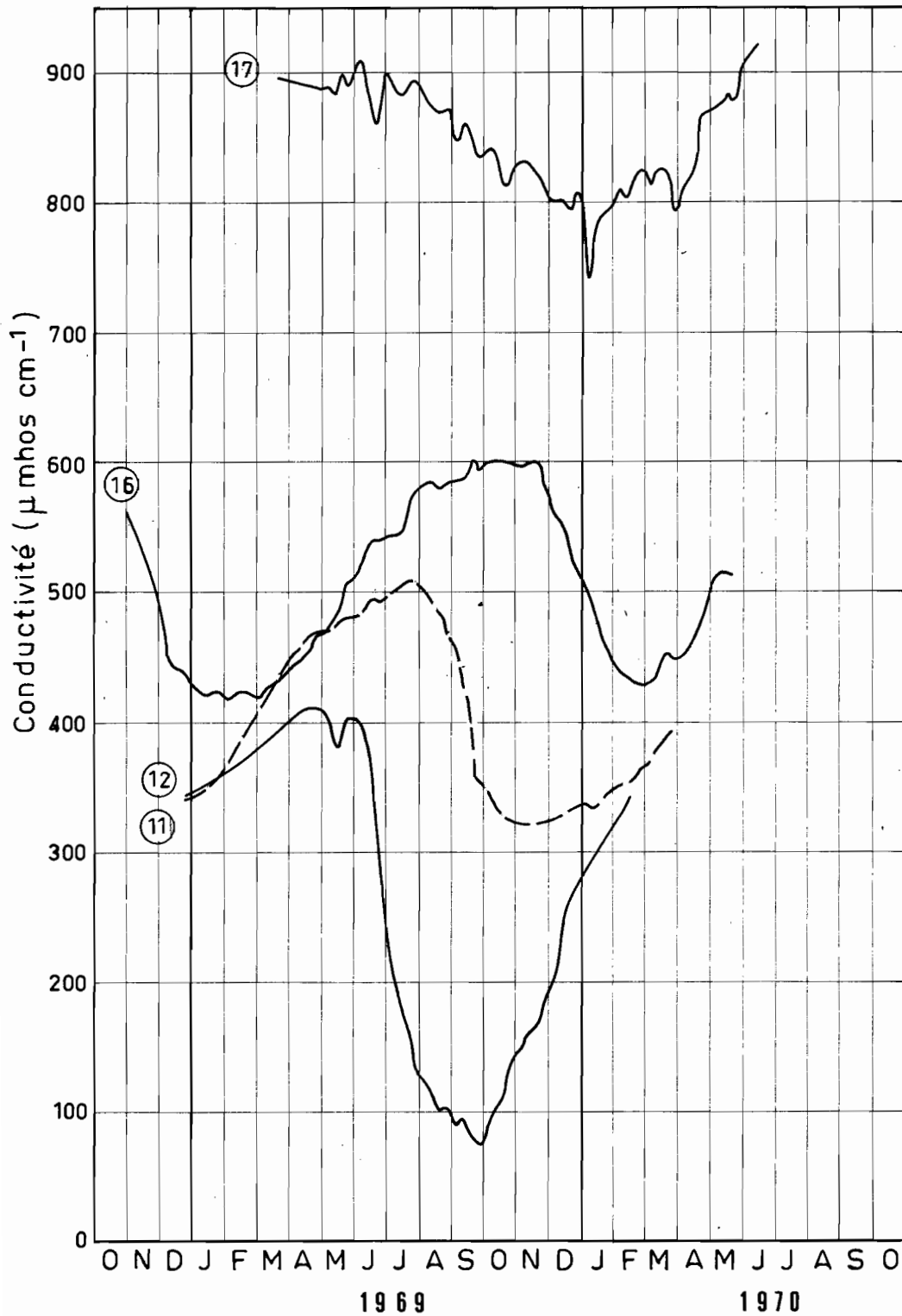


Fig. 68 a : Variation de la conductivité électrique ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C) des eaux en des stations de la partie septentrionale du lac Tchad, de novembre 1968 à juin 1970.
 11 : Haykoulou, 12 : Borgomerom, 16 : Baga Kiskra, 17 : Magi.

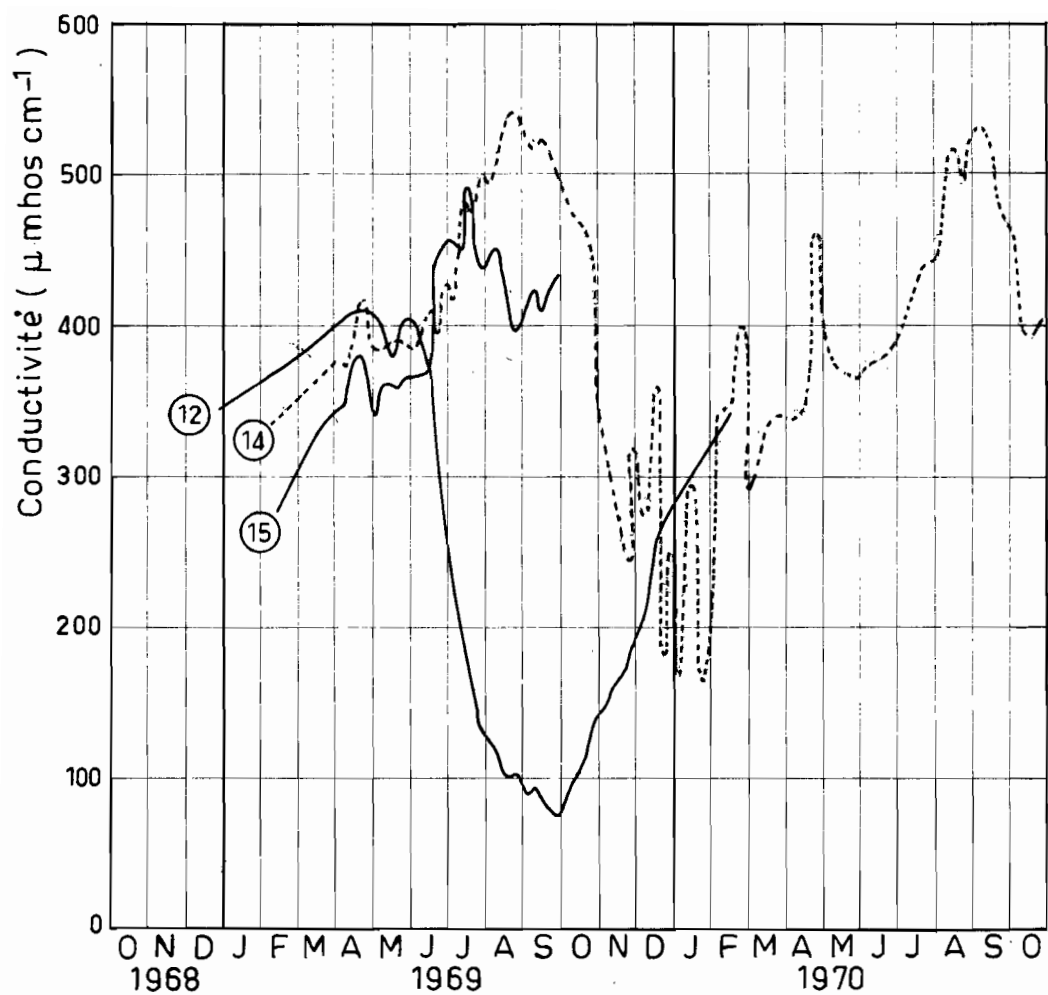


Fig. 68 b : Variation de la conductivité électrique ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C) des eaux en des stations de la partie septentrionale du lac Tchad, de novembre 1968 à octobre 1970.
 12 : Borgomerom, 14 : Malamfatori, 15 : C1.

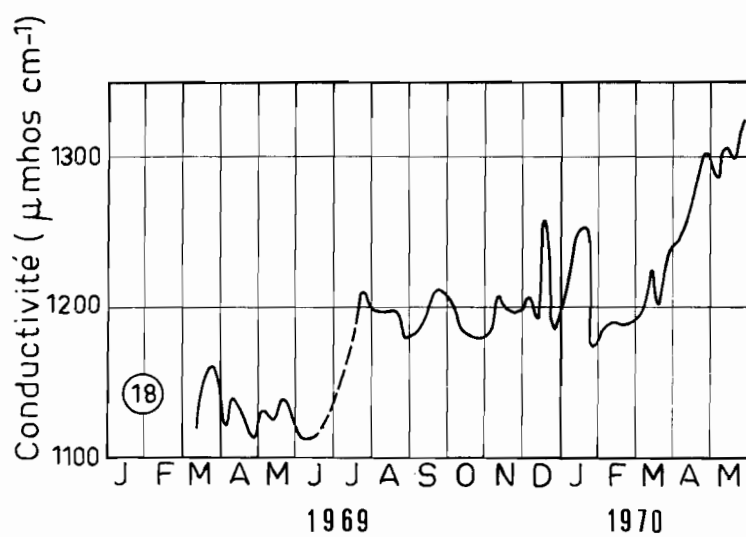


Fig. 68 c : Variation₁ de la conductivité électrique (μmhos·cm⁻¹ à 25° C) des eaux du lac Tchad à Tataverom (cf. fig. 66) - partie septentrionale - de mars 1969 à mai 1970.

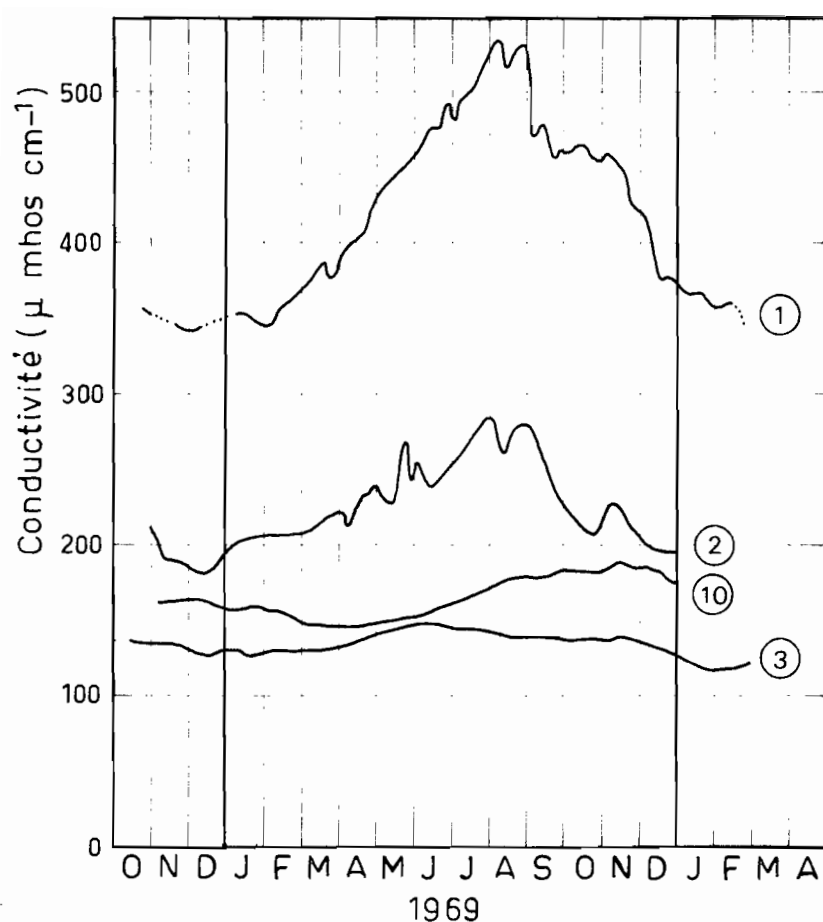


Fig 68 d : Variation de la conductivité électrique ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C) des eaux à des stations de la zone sud-ouest du lac Tchad, d'octobre 1968 à février 1970. 1 : Hadjer el Hamis, 2 : Soula, 3 : Bol, 10 : Baga Sola.

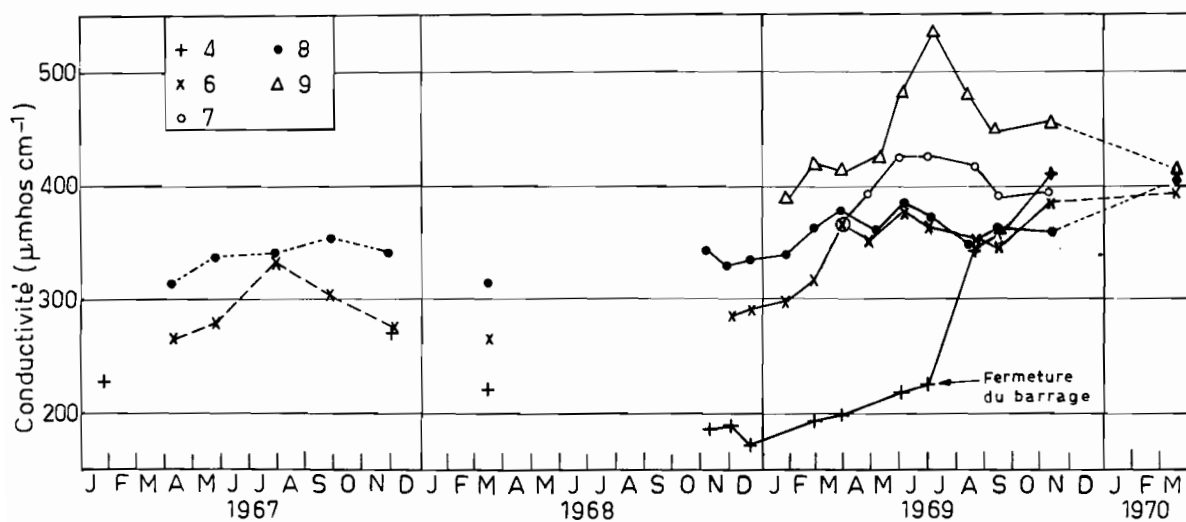


Fig. 69 : Variation de la conductivité électrique ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C) des eaux en des stations situées à l'extrémité de bras côtiers de la zone sud-est du lac Tchad. 4 : Choua, 6 : Ndjowa, 7 : Ndjowa extrémité, 8 : Daguil, 9 : Daguil extrémité.

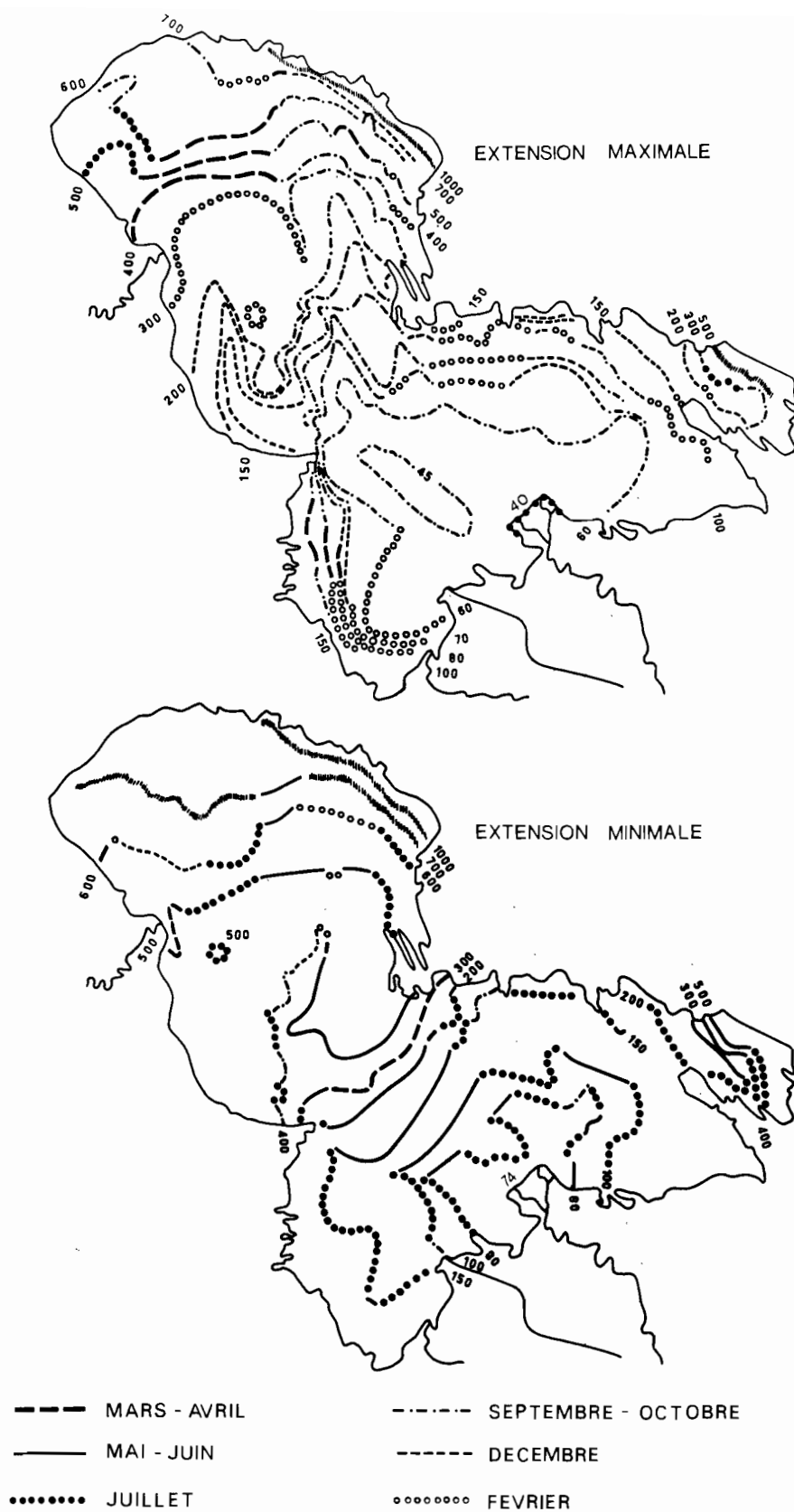


Fig. 70 : Date de l'extension maximale et minimale des courbes d'égale conductivité électrique ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C) des eaux du lac Tchad, de mars 1969 à février 1970.

Tableau XXVII bis: Conductivité moyenne mensuelle ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$) aux stations de prélèvements périodiques de la zone nord-sud-est du lac Tchad (Fig. 66).

1 : Hadjer el Hamis, 2 : Soula, 3 : Bol, 4 : Choua, 6 : Ndjowa,
7 : Ndjowa extrémité, 8 : Daguil, 9 : Daguil extrémité, 10 : Baga Sola,
11 : Haykoulou, 12 : Borgomerom, 14 : Malamfatori, 15 : C 1,
16 : Baga Kiskra, 17 : Magi, 18 : Tataverom.

Année	1968				1969												1970											
Mois	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O	N	D	J	F	M	A	M	J	Jt	A	S	O		
Stations																												
1	-	-	(348)	(345)	346	355	376	406	446	476	498	526	467	461	446	392	365	(352)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
2	-	-	190	184	202	203	211	225	240	246	268	275	255	217	220	197	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
3	-	138	134	129	127	129	130	137	143	149	145	140	140	138	138	130	122	(120)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
4	-	(180)	(187)	(175)	(175)	(185)	(195)	(205)	(213)	(220)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
6	-	-	(287)	(290)	(295)	(310)	(345)	(357)	(350)	(355)	(357)	(353)	(350)	(370)	(385)	-	-	-	(392)	-	-	-	-	-	-	-	-	
7	-	-	-	-	-	-	(360)	(385)	(415)	(425)	(418)	(415)	(390)	(390)	(390)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
8	-	-	(335)	(335)	(337)	(355)	(370)	(370)	(370)	(380)	(360)	(353)	(360)	(360)	(360)	-	-	-	(407)	-	-	-	-	-	-	-	-	
9	-	-	-	-	(380)	(410)	(415)	(418)	(455)	(510)	(515)	(470)	(450)	(450)	(450)	(440)	-	-	(412)	-	-	-	-	-	-	-	-	
10	-	-	164	(161)	157	154	148	147	(150)	(156)	(165)	177	181	184	186	180	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
11	-	-	-	-	(350)	(390)	(420)	459	474	489	(505)	487	410	(336)	(336)	(337)	338	355	(381)	-	-	-	-	-	-	-	-	
12	-	-	-	-	(350)	(380)	(400)	411	397	(330)	(186)	112	87,8	109	163	(285)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
14	-	-	-	-	-	-	-	390	388	404	465	525	515	460	300	275	220	350	325	390	370	380	430	500	505	405	-	
15	-	-	-	-	-	-	-	360	360	410	455	423	423	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	
16	-	-	535	453	425	423	441	455	487	532	556	583	593	601	598	546	486	437	444	471	(516)	-	-	-	-	-	-	
17	-	-	-	-	-	-	(895)	(890)	890	885	890	875	849	829	824	802	777	815	816	844	882	-	-	-	-	-	-	
18	-	-	-	-	-	-	-	1125	1132	(1122)	(1181)	1193	1200	1189	1197	1210	1222	1188	1215	1272	1305	-	-	-	-	-	-	

- Des courbes de variation des conductivités de mars-avril 1969 à février 1970 ont été tracées en des points de répartition homogène sur l'ensemble du lac (fig. 71). Bien que très sommaires, puisqu'elles ne comprennent que 5 à 8 points, elles complètent néanmoins les observations effectuées aux stations périodiques en contribuant à donner une vue plus générale des variations spatio-temporelles sur l'ensemble du lac.

B. Dates des minimums et des maximums annuels des salures globales

- Minimum de salure dans la zone nord :

Dans le bassin méridional et la Grande Barrière, le minimum est observé en septembre et au début d'octobre (1969). A proximité immédiate du Delta, il est probable qu'il soit plus précoce et se produise en août car la salure des eaux du Chari est alors minimale. Dans la partie nord du lac, deux types distincts d'évolution apparaissent, l'un dans la moitié orientale, l'autre dans la moitié occidentale.

Dans la première, sur un axe passant dans les Ilots-bancs du Kanem, les salures minimales sont mesurées au début d'octobre. A partir de cette époque, on constate dans l'Archipel du Kanem un retard croissant en direction des rives, le minimum se produisant successivement, selon les points, d'octobre jusqu'au début de mars. Il a lieu ainsi les derniers jours de septembre (1969) à Borgomerom, en novembre (1969) à Haykoulou et s'étale à Baga Kiskra de janvier aux premiers jours de mars (1969) ou de la fin de février au début de mars (1970). A Magi, il se situe en janvier (1970) et à Karé Katia (G. MAGLIONE - 1969 -) de décembre (1967) au début de février (1968).

Dans la moitié occidentale, on assiste, en se dirigeant vers le nord, à un décalage progressif des minimums dans le temps. Ils sont observés au début d'octobre dans la région de Baga Kawa puis de décembre à la fin de mars (1969) en remontant en latitude dans le Bassin nigérian. A Malamfatori, le minimum a lieu en janvier (1970). Dans les Ilots-bancs du Niger, il est mesuré à la fin de mars (1969) et, tout au nord, en février (1970). Au-delà de la Komadougou, en longeant vers le nord la rive nigériane, on observe successivement le minimum à la fin de mars, en juillet puis en octobre.

En conclusion, les minimums se situent, selon les points à n'importe quelle époque de l'année. Toutefois si l'on considère les superficies des régions intéressées, les mois les plus fréquents sont compris entre septembre et février.

- Maximum de salure dans la zone nord :

Dans le Bassin méridional, les maximums ont lieu soit à la fin de mai et au début de juin, soit, à proximité du Delta, en juillet. Dans la Grande Barrière, ils se réalisent en mars-avril ou à la fin de mai et au début de juin. A Borgomerom, les maximums s'étalent de mars au début de juin.

Dans la partie septentrionale, bien que les périodes les plus fréquentes soient entre fin mai et juillet, on observe localement des maximums en février (1970), octobre et décembre.

Les mesures effectuées à Borgomerom, Haykoulou et Baga Kiskra indiquent sur cet axe un retard dans le temps du maximum. Ainsi, il a lieu en juillet à Haykoulou, et de la mi-septembre à la mi-novembre à Baga Kiskra (1969 et 1970). A Magi, il est observé de mars à juillet en 1969 tandis qu'en 1970 il ne semble pas être atteint avant mai au plus tôt.

A Malamfatori, le maximum, centré sur la fin d'août, s'étale en août et septembre, tandis que plus précoce à sa station C1, il se situe entre la fin de juin et le début d'août avec un pic à la mi-juillet.

Pour la zone nord, on retiendra ainsi que les maximums, comme les minimums, peuvent, selon les points, se situer à n'importe quelle époque de l'année, mais les mois les plus fréquents sont compris entre mai et août. Les régions où l'on peut observer les maximums en dehors de cette période correspondent à des superficies très restreintes.

- Minimum de salure dans la zone sud-est :

Les résultats de 1964 et 1965 (fig. 67) permettent de déterminer une chronologie relativement fine de l'évolution des salures dans la zone

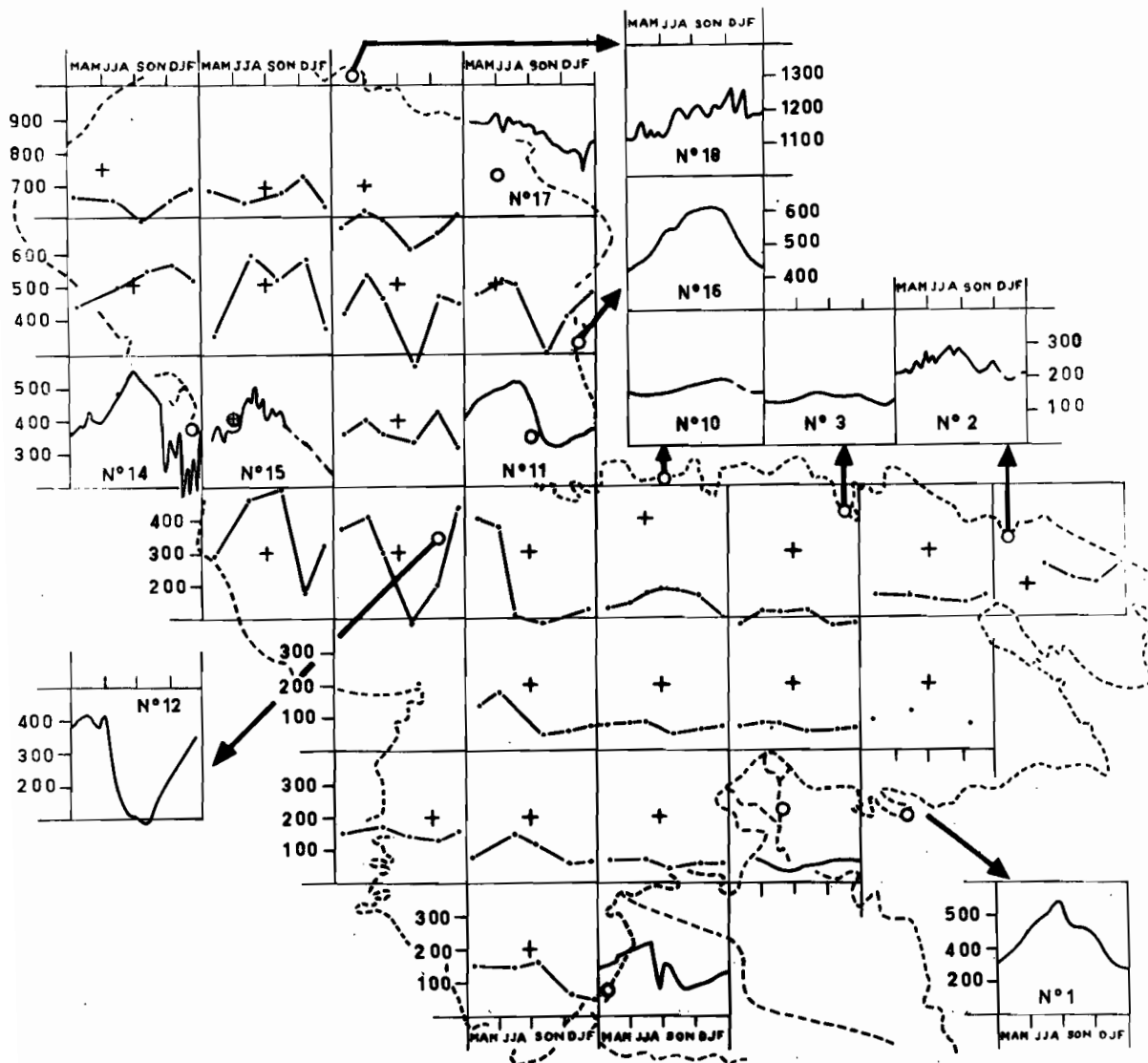


Fig. 71 : Variations de la conductivité électrique ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C) des eaux en fonction du temps en différents points (croix) du lac Tchad (contour en tireté), de mars 1969 à février 1970.

sud-est du lac. Dans les Eaux-libres et les Ilots-bancs, le minimum apparaît en août et septembre à la station I, en septembre à Hadjilélé, en octobre à la station II, en novembre en III et en décembre en IV. Dans l'Archipel, il est étalé de décembre à février en V et VI, tandis qu'il se situe en janvier ou février en VII, VIII, IX, X et à Bol.

Les observations effectuées de 1966 à 1970, lors des campagnes, sont en accord avec ces résultats. Les salures les plus faibles sont mesurées en octobre (1966 et 1969) dans les Eaux-libres et en décembre (1969), janvier (1967) et février (1970) dans l'Archipel. En 1969-1970, elles sont ainsi observées en décembre dans la région de Bol et en février dans celle de Baga Sola.

Les résultats obtenus aux stations entre 1968 et 1970 sont également conformes à cette chronologie.

A Baga Sola, en 1969, le minimum a lieu en mars et avril et apparaît donc encore plus tardif que dans le reste de l'Archipel. A Soula, en 1968 et probablement en 1969, il se situe en décembre conformément à l'ensemble des observations effectuées dans le Golfe d'Iseïrom. A Hadjer el Hamis, le minimum en 1968-1969 est étalé de la fin de novembre au début de février tandis que celui de l'année suivante semble se réaliser plus tard, probablement en février 1970.

Le tableau XXVIII précise les dates des minimums et des maximums de conductivité (C) et du niveau des eaux (H) à Bol (fig. 73). Le minimum a lieu, selon les années, entre le 15 décembre et la fin de février. Plus ou moins étalé, il a généralement quinze jours à un mois et demi de retard sur la date du niveau maximum des eaux.

On assiste ainsi à un décalage progressif dans le temps du minimum en fonction de la distance par rapport au Delta. Selon les points, il se produit d'août à octobre entre le Delta et les Ilots-bancs, en novembre dans les Ilots-bancs, et suivant les années et les régions entre décembre et février dans l'Archipel et même en mars et avril à Baga Sola.

Tableau XXVIII : Date du minimum et du maximum annuels de la conductivité (C) et du niveau des eaux à Bol.

Année		Minimums de conductivité. Niveau maximum	Maximums de conductivité niveau minimum
1965	C	février 1965	juillet 1965
	H	30 décembre 1964 - 2 janvier 1965	23 au 31 juillet 1965
1966	C	-	-
	H	5 - 12 décembre 1965	juillet 1966
1967	C	(décembre 1966)	juillet 1967
	H	8 au 11 décembre 1966	30 au 31 juillet 1967
1968	C	février 1968	juin-septembre (?) 1968
	H	1 - 5 janvier 1968	juillet 1968
1969	C	15 décembre 1968 - 15 janvier 1969	5 - 20 juin 1969
	H	24 décembre 1968	15 juillet 1969
1970	C	1 - 7 février 1970	
	H		

- Maximum de salure dans la zone sud-est :

En 1964-1965, aux stations II, III et IV des Eaux-libres et des Ilots-bancs, le maximum se produit en août, sauf à la I où il a lieu en Juin. Aux stations V à X et à Bol, dans l'Archipel, le maximum généralement plus étalé que le minimum se situe entre juillet et octobre suivant les stations sans qu'il soit possible de dégager une règle.

En 1969, les valeurs maximales sont également observées au début de juin et en juillet. A Bol, il se produit au début de juin 1969 mais se situe en fait, selon les années, entre juin et juillet. Il y est synchrone ou précède le minimum du niveau du lac. Il a lieu en août aux stations de Soula et d'Hadjer el Hamis.

Très localement, notamment au sud-est de Baga Sola, les valeurs les plus élevées sont mesurées en octobre tandis qu'en cette station, le maximum est centré sur novembre mais s'étale d'août à décembre.

En conclusion, les maximums dans la zone sud-est sont observés selon les points de juin à novembre, mais c'est en août qu'ils sont les plus fréquents sur la plus grande superficie de la zone. Le décalage dans le temps, en fonction de la distance par rapport au Chari, n'apparaît pas, sauf à proximité immédiate du Delta où, sur quelques kilomètres, ils ont lieu successivement de juin à août.

- Minimum de salure dans la zone sud-ouest :

Dans la zone sud-ouest, les salures minimales sont observées en février dans la moitié sud-ouest, et à la fin de mars, de septembre et au début de décembre, selon les points, le long de rive nigériane au sud de Baga Kawa.

- Maximum de salure dans la zone sud-ouest :

Les salures maximales sont mesurées en juillet, mais il est possible qu'elles soient plus précoces et se situent en mai ou juin.

En résumé, sur l'ensemble du lac, les salures présentent généralement une évolution temporelle simple, avec un seul minimum et un seul maximum annuels, plus ou moins étalés. Cette évolution est très diversifiée suivant les points et peut être bien différente, même en deux régions voisines. Elle apparaît cependant fréquemment progressive sur des bandes géographiques plus ou moins larges. Le minimum et le maximum annuels peuvent être, selon les points, observés à n'importe quelle époque de l'année. Toutefois, si l'on prend en considération la superficie des régions intéressées, les mois les plus fréquents sont de loin compris entre septembre et février pour les minimums et entre mai et août pour les maximums.

Nous verrons au troisième chapitre que la chronologie des évolutions temporelles est déterminée essentiellement par la circulation des eaux dans le lac et le jeu conjugué de la variation des salures sous l'effet de l'évaporation et des pluies. Dans le Bassin méridional et l'ensemble du Golfe de Meinari, la qualité et la quantité des eaux déversées par les tributaires jouent en outre un rôle essentiel.

C - Amplitudes annuelles des salures globales.

La figure 72 illustre la répartition de l'amplitude annuelle de la conductivité $\Delta C = C_{\text{maximum}} - C_{\text{minimum}}$, relative à la conductivité moyenne annuelle $\bar{C} = \frac{C_{\text{max}} + C_{\text{min}}}{2}$, soit $\frac{\Delta C}{\bar{C}} = 2 \frac{C_{\text{max}} - C_{\text{min}}}{C_{\text{max}} + C_{\text{min}}}$. Cette carte a été dressée suivant une méthode analogue à celle qui est utilisée pour l'estimation des conductivités moyennes annuelles, c'est-à-dire par superposition des cartes d'extension minimale et maximale des courbes d'isoconductivité (fig. 70). Comme nous l'avons expliqué en détail lors de la détermination des conductivités moyennes annuelles, au paragraphe 4.4.5. A., il est probable que nous n'avons pas observé au cours des missions les valeurs extrêmes. C'est pourquoi l'intervalle de variation est le plus souvent évalué légèrement par défaut. Les intervalles de variation aux stations calculés avec les moyennes hebdomadaires, sinon les observations mensuelles, contribuent au tracé de la carte, tout en étayant d'ailleurs la validité des valeurs obtenues à partir des six cartes.

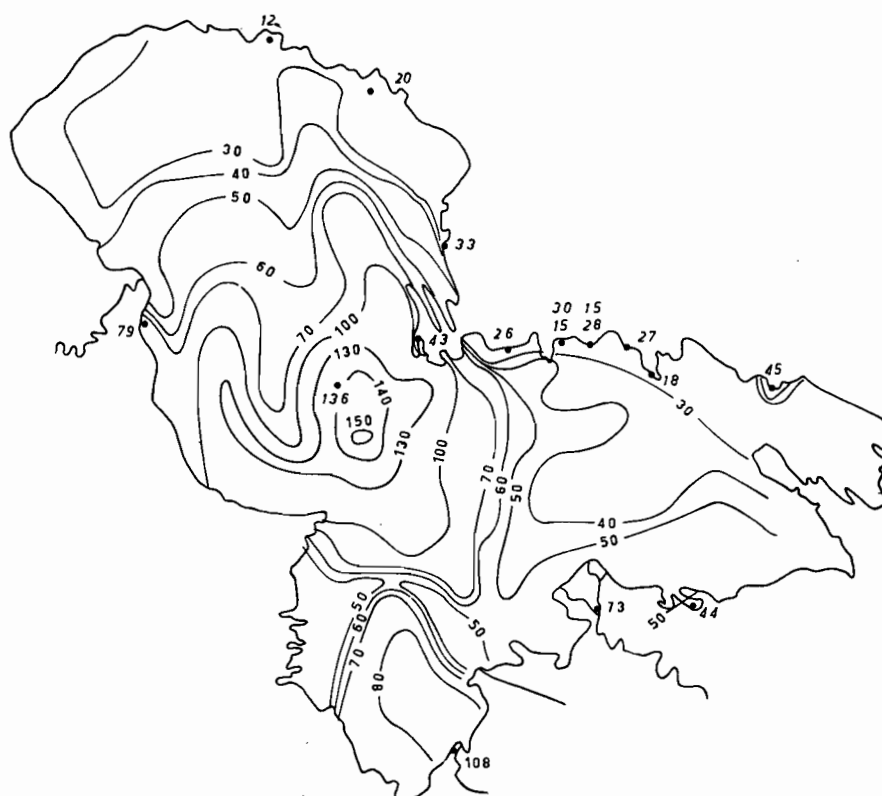


Fig. 72 : Intervalle de variation annuel de la conductivité des eaux, relatif (en %) à la moyenne des conductivités maximales et minimales observées de mars-avril 1969 à février 1970 :

$$\frac{\Delta C}{C} = 2 \frac{C_{\text{Max}} - C_{\text{min}}}{C_{\text{Max}} + C_{\text{min}}}$$

Dans la zone nord, l'amplitude annuelle relative croît depuis le delta du Chari, avec des valeurs comprises entre 50 et 70 % ; jusqu'au centre de la Grande Barrière où elle présente un maximum de 150 %. Deux langues de forte variation se dessinent ensuite, l'une dans les Ilots-bancs du Kanem, l'autre dans le Bassin nigérian. Les valeurs tendent cependant à décroître depuis le centre de la Grande Barrière en direction des rives est et nord, où les valeurs sont inférieures à 20 %, avec un minimum observé de 12 %.

Dans la zone sud-est, l'amplitude décroît aussi depuis le delta jusqu'aux rives où elle varie entre 15 et 30 %.

Dans la zone sud-ouest, la distribution spatiale de l'intervalle de variation apparaît plus complexe. Celui-ci croît avec l'éloignement au Delta et atteint 110 % à l'embouchure de l'El Beïd, exception faite au sud de Baga Kawa où réapparaît le schéma de décroissance en direction de la rive.

La circulation générale des eaux (cf. troisième chapitre) et les coefficients de renouvellement régionaux expliquent ce mode de distribution des amplitudes annuelles des salures.

4.5.4. Variations pluriannuelles des salures globales du lac Tchad.

Dans une note préliminaire (M.A. ROCHE - 1969 -), nous avons rassemblé, au début de l'étude, tous les documents alors disponibles sur les salures des eaux du lac Tchad, avec le souci de les présenter sous une forme homogène et détaillée, se prêtant à une comparaison précise des valeurs. Nous avons pu ainsi, pour un niveau supérieur à 281,5 m, mettre en évidence la stabilité pluriannuelle des salures qui représente un des aspects de la régulation saline du lac. Il n'a pas paru justifié de présenter à nouveau ces documents dans ce mémoire. Nous rappellerons les étapes essentielles de la connaissance du problème.

- A. En 1908, LAHACHE et MARRE donnent dans le cadre des travaux de la mission TILHO, les résultats d'analyses obtenus sur des échantillons d'eau du lac prélevés à Bol dans des conditions analogues à celles de nos prélèvements à cette station. Les résultats de teneurs ioniques paraissent discutables

sinon faux, mais le "résidu minéral anhydre total" de 93 mg/l est du même ordre de grandeur que ceux que l'on a pu estimer entre 1962 et 1970 et dont les valeurs sont comprises entre 120 et 165 mg/l. Il semble difficile d'en dire plus, étant donné les quantités d'eau dont disposaient les Auteurs, et par conséquent la faible précision de leurs résultats.

- B. Ce n'est ensuite qu'entre le 19 mai et le 5 juin 1957 que E. GUICHARD (1957) et A. BOUCHARDEAU (1958) tracent la première carte de salure globale, d'après une soixantaine de mesures de conductivité. Elle montre pour la première fois que la salure s'accroît vers les rives en dessinant des courbes d'égales valeurs concentriques au Delta et que les eaux du lac restent très faiblement minéralisées.

Il ressort des comparaisons avec les cartes établies vers la même époque de l'année, entre 1966 et 1970, que les salures étaient légèrement plus élevées dans le Golfe de Meinari et à Bol, sensiblement les mêmes dans les Eaux-libres et l'Archipel du sud-est et moins élevées, de 20 à 40 %, dans la moitié nord du lac. Les différences plus faibles entre le nord et le sud du lac amènent à penser que la Grande Barrière permettait des communications plus faciles entre les deux parties. Ceci est en accord avec le niveau des eaux, alors de 1,5 m supérieur à celui des années 1966-1970. D'autre part, des crues du Chari qui avaient été relativement importantes en 1955 et 1956 avaient dû provoquer une dilution des sels dissous, en augmentant notablement le volume d'eau du lac.

Il convient toutefois de remarquer que les salures mesurées dans les diverses régions du lac (excepté à Bol) ont été atteintes en 1969 - 1970 dans ces mêmes régions, mais au cours de mois différents.

Le mode de répartition des salures est difficilement rattachable à un de ceux qui ont pu être mis en évidence en 1969 - 1970. Les faibles gradients de salure dans le Bassin nigérien font cependant penser à ceux de mai-juin 1969 mais, chose plus remarquable, le fort gradient observé à cette époque de l'année dans la Grande Barrière, ne paraît pas exister.

- C. En 1962, R. GRAS mentionne dans ses rapports d'activité (inédits) des mesures de conductivité effectuées dans la zone sud-est du lac, les points étant repérés par leurs coordonnées géographiques. Nous avons reporté ces valeurs sur des cartes (M.A. ROCHE - 1969 -) pour les comparer à celles obtenues dans cette zone de 1966 à 1970. Le niveau du lac était aussi en 1962 de 1,5 m plus élevé qu'en 1969.

Les conductivités à l'est de Bol et dans le Golfe d'Iseirom étaient, du 19 au 29 mai 1962, environ 0,7 fois plus faibles que celles mesurées du 1er au 6 juin 1969. Par contre, à ces deux dates, les valeurs étaient les mêmes au sud de Bol. Dans ces mêmes régions, les mesures effectuées du 29 juin au 9 juillet 1962 et celles qui ont été faites durant la première quinzaine de juillet 1969 sont pratiquement identiques. Enfin, sur le trajet Bol-Baga Sola, les conductivités étaient, du 29 août au 7 septembre 1962, environ 0,8 fois inférieures à celles mesurées le 29 août 1969.

B. DUPONT (1967) effectue des mesures entre le Delta et Bol, du 27 septembre au 7 octobre 1965, puis autour du Delta, du 3 au 5 juin 1966.

On ne perçoit aucune différence entre les premières données et celles obtenues en octobre 1966, sauf dans le bras côtier de Bol où les valeurs paraissent légèrement plus élevées en 1966. De même, les valeurs sont du même ordre de grandeur à la fin de septembre 1969. Les mesures pérideltaïques sont tout à fait en accord avec celles effectuées au début de juin et au début de juillet 1969 dans la même région. Elles concordent également avec les valeurs observées chaque année pour les eaux du Chari.

On constate donc que la salure des eaux n'a pratiquement pas évolué entre 1962 et 1969-1970 ou que les différences éventuellement constatées sont très faibles.

Sur les cartes présentées dans cet ouvrage, pour la période de 1966 à 1970, des différences de salures apparaissent d'une année à l'autre mais celles-ci ne dénotent pas d'évolution orientée des salures. Outre ces documents, cinq cartes sommaires de la partie nord du lac, dressées par

A.J. HOPSON (1968) d'avril-mai 1967 à février-mars 1968 et quatre cartes, dont deux partielles, tracées par J.P. CARMOUZE (1969) de mars à septembre 1968, sont disponibles et confirment la stabilité pluriannuelle des salures.

Nous avons regroupé toutes les mesures de conductivité effectuées à Bol entre 1962 et 1970 par différents chercheurs (fig. 73). Malgré une baisse de niveau du lac de 2 m qui représente environ une diminution de moitié de la profondeur, les salures demeurent très voisines d'une année à l'autre, sauf en 1967. Les salures plus élevées observées cette année-là dans tout le bras de Bol devaient être provoquées par un isolement plus marqué. La passe entre les îles d'Iga et Somi, obstruée par d'importantes îles flottantes, s'est en effet ouverte après 1967, amenant alors un meilleur renouvellement des eaux et donc un nouvel équilibre dans la répartition spatiale des salures.

A l'extrémité des bras de Ndjowa et Daguil, les salures mesurées de 1967 à 1969 ne montrent pas d'évolution pluriannuelle bien que se dessine, à la fin de la dernière année, une tendance à l'augmentation dans le bras de Ndjowa. Ce phénomène est probablement encore rattachable à la baisse de niveau qui a entraîné un envahissement progressif du bras par la végétation et par conséquent un isolement plus efficace des eaux.

Outre nos mesures, on dispose à la station C1 de celles de A.J. HOPSON (1968) en 1967 et 1968. Les conductivités de 1967 peuvent être en partie comparées à celles de 1969. Les premières apparaissent plus élevées d'environ 20 %, sauf en décembre où les valeurs disponibles sont les mêmes.

- D. On conclut, d'après les documents de 1908, 1957 et de 1962 à 1970, qu'aucune évolution orientée de la salure des eaux n'a pu être mise en évidence. Le résidu soluble mesuré à Bol en 1908 était du même ordre de grandeur que ceux qui ont été estimés entre 1962 et 1970. Les salures des eaux de la moitié septentrionale étaient de 20 à 50 % plus faibles en 1957 qu'en 1969, celles du sud légèrement plus élevées ou équivalentes. Les différences de salure observées au cours des années 1962 à 1970 ne dépassent jamais 20 à 30 % et sont le plus souvent très faibles.

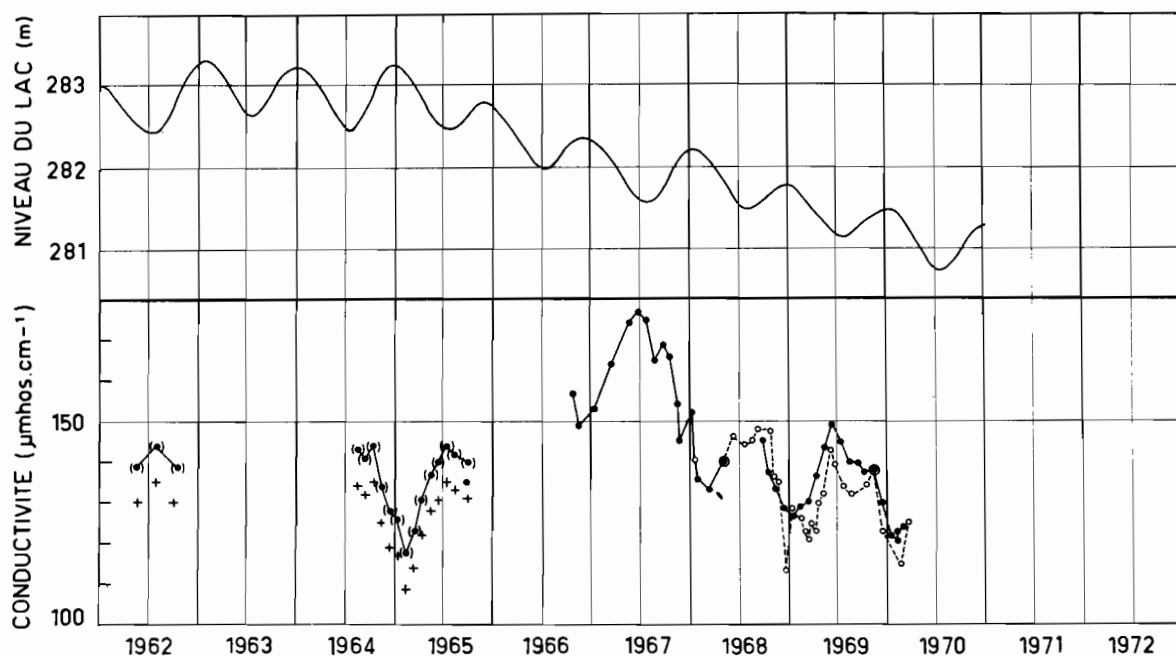


Fig. 73 : Evolution pluriannuelle de la conductivité électrique (à 25° C) des eaux du lac Tchad à Bol de 1962 à 1970. Les croix sont représentatives des eaux prélevées près de Bol-Ile par R. GRAS et al. (1967). Les points noirs entre parenthèses sont déduits des précédents par une translation de + 9 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, qui représentent la moyenne des différences de conductivité entre Bol-Ile et Bol. Les points noirs correspondent aux mesures faites par M.A. ROCHE à l'embarcadère ORSTOM de Bol à raison d'une par mois jusqu'en septembre 1968 puis d'une par jour à partir d'octobre 1968 ; les points représentent alors les moyennes mensuelles. Les points blancs correspondent aux résultats obtenus par J. LEMOALLE, 200 m au large de l'embarcadère. Les résultats exprimés en alcalinité ont été traduits en conductivité.

Des variations pluriannuelles relativement faibles des salures, en particulier en bordure des rives, peuvent être engendrées par des changements morphologiques consécutifs à une variation du niveau des eaux accompagnée d'un développement ou d'une diminution de la végétation aquatique. Ces changements morphologiques déterminent des communications différentes entre les eaux côtières et celles du reste du lac, et par conséquent des variations locales de salures. De même la variabilité des régimes hydrologiques et climatiques du système peut aussi expliquer en partie les variations éventuellement constatées d'une année à l'autre dans le lac. Ces différentes variations de salures n'impliquent pas forcément une évolution pluriannuelle orientée dans l'ensemble du lac.

Si la régulation saline du lac est un fait pratiquement évident sur une longue durée, supérieure par exemple à la décennie ou au siècle, on peut s'étonner de constater que la stabilité des valeurs paraissent être de règle au cours de quelques années alors que des variations importantes de la profondeur ont lieu. Des explications seront proposées dans le quatrième chapitre sur la régulation saline des eaux du lac Tchad.

5. SALURES IONIQUES SPECIFIQUES DES EAUX DU LAC TCHAD.

Cette étude des variations spatio-temporelles des salures spécifiques au cours d'un cycle annuel vient compléter les résultats obtenus par J.P. CARMOUZE (1968 à 1972), M.A. ROCHE in P. TOUCHEBEUF (1969) et par J. LEMOALLE (1970) qui a particulièrement étudié le comportement du fer soluble.

5.1. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES TENEURS IONIQUES.

Les teneurs de chaque ion (ou teneurs spécifiques) croissent généralement avec la salure globale et les courbes d'isoconcentrations présentent un tracé sensiblement analogue à celui des courbes d'égales salures globales.

5.5.1. Les anions.

A. Les sulfates et les chlorures :

Les concentrations en sulfates, très faibles, demeurent inférieures à 0,1 me/l pour les eaux les plus minéralisées.

Les teneurs minimales en chlorures sont inférieures à la limite de sensibilité de la méthode de dosage employée, qui est de 0,02 me/l. Les concentrations dépassent cette valeur pour une teneur globale en cations de 1,5 à 2 me/l. Les teneurs maximales sont de l'ordre de 0,3 me/l pour une salure cationique de 15 me/l. Il convient cependant de souligner que la méthode d'analyse ne s'est pas révélée très fidèle. Nous nous limiterons à présenter la corrélation entre la teneur en chlorures et la salure globale tracée d'après les moyennes obtenues aux stations d'observation périodique (fig. 74). En raison de leurs interactions en principe relativement restreintes avec le milieu minéral et biologique, les chlorures sont habituellement considérés comme un traceur de choix (M. SCHÖLLER - 1963 -). C'est pourquoi, malgré leurs faibles teneurs, leur étude demanderait à être approfondie dans les eaux du lac.

B. Les bicarbonates et les carbonates : l'alcalinité :

L'alcalinité ou somme des bicarbonates et des carbonates représente pratiquement la concentration totale en anions, puisque chlorures et sulfates n'y participent que pour environ 2 %. L'alcalinité équivaut donc, avec une bonne approximation, à la teneur cationique et représente par conséquent elle aussi la moitié environ de la salure ionique globale. Il suffit ainsi de se reporter au paragraphe 4, sur les salures globales pour l'étude des variations spatio-temporelles de l'alcalinité (fig. 57 a).

Les eaux du lac sont bicarbonatées et des faibles teneurs en carbonates apparaissent à partir d'une alcalinité totale de 3 à 4 me/l.

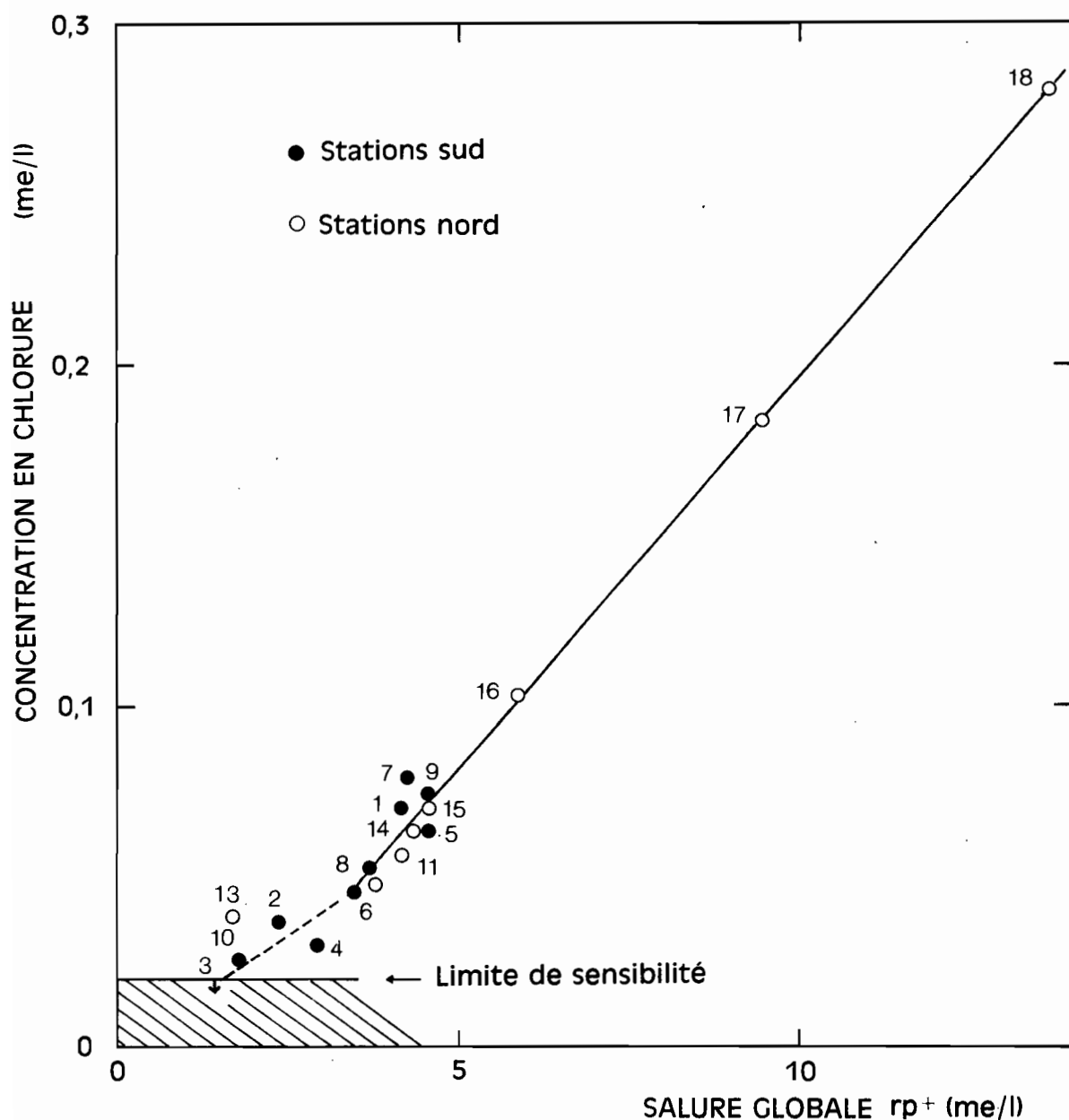


Fig. 74 : Corrélation entre la teneur en chlore (me/l) et la teneur totale en cations dans les eaux du lac Tchad, d'après les moyennes calculées en différentes stations. (La valeur entre parenthèses indique le nombre d'analyses effectuées en chacune des stations).
 1 : Hadjer el Hamis (17), 2 : Soula (14), 3 : Bol (20), 4 : Choua (12),
 5 : Kouta (4), 6 : Ndjowa (10), 7 : Ndjowa extrem (5), 8 : Daguil (11),
 9 : Daguil extrem (10), 10 : Baga Sola (11), 11 : Haykoulou (3),
 12 : Borgomerom (4), 13 : Baga Kawa (6), 14 : Malamfatori (13),
 15 : C 1 (5), 16 : Baga Kiskra (17), 17 : Magi (17), 18 : Tataverom (16).

5.1.2. Les cations.

Les cartes en courbes d'isoteneurs en cations (fig. 75 à 78) ont été tracées à partir des résultats d'analyses obtenus en 1969 au cours de quatre campagnes.

Les teneurs minimales et maximales en cations observées dans le lac sont indiquées en me/l dans le tableau ci-dessous :

	Min.	Max.
Ca	0,16	2,5
Mg	0,10	4,0
Na	0,10	10,8
K	0,03	3,4

Les teneurs minimales ont été observées au delta du Chari, généralement en août (première partie, paragr. 4.3.3.) et les teneurs maximales, sauf pour le calcium, à l'extrémité d'un bras très isolé de l'Archipel du Kanem.

Alors que la minéralisation globale des eaux croît en direction des rives, les concentrations en calcium peuvent atteindre un maximum puis décroître. On observe ainsi, en juillet 1969, des valeurs maximales de 2,2 me/l dans les Ilots-bancs du Niger tandis que les valeurs décroissent ensuite vers le nord jusqu'à 1,3 me/l dans les bras les plus minéralisés (fig. 75). Dans le Golfe de Meinari, à la même époque, les teneurs augmentent jusqu'à 0,5 me/l puis, contrairement à la salure globale, décroissent jusqu'à 0,3 me/l.

Dans le Golfe de Meinari, en juillet, les concentrations en magnésium cessent également d'augmenter sans toutefois décroître nettement.

5.2. EVOLUTION SPATIO-TEMPORELLE DES TENEURS IONIQUES RELATIVES.

5.2.1. Présentation des résultats.

La teneur ionique relative S (%) est le rapport de la teneur S d'un ion à la teneur globale r_p exprimées en me/l. En fait, les teneurs relatives seront exprimées par rapport à la concentration totale en cations ou en anions. Pour les cations, on aura ainsi :

$$S (\%) = \frac{S}{r_p^+} \cdot 100$$

Le faciès ionique d'une eau contribue à caractériser sa composition saline. On peut le définir comme l'énumération des symboles ioniques par ordre de teneurs décroissantes (en me/l). Le faciès cationique s'écrira par exemple ainsi : Ca. Mg. Na. K.

On a vu que les teneurs en sulfates sont infimes et que les chlorures représentent moins de 2 % de la composition anionique de ces eaux bicarbonatées. L'examen des variations relatives du spectre anionique est donc imprécise. En revanche, l'évolution des proportions en cations est beaucoup plus marquée et plus riche d'informations au stade de notre étude.

Le mode de présentation pour caractériser ces variations dans le lac tient compte à la fois de la salure globale et de la position géographique des eaux : les points de prélèvement ont été indiqués sur une carte, pour chaque campagne par des figurés spécifiques de leur situation régionale (fig. 79), qui dans la zone nord ne coïncide pas obligatoirement avec de grandes régions naturelles. Les limites des aires de répartition correspondent alors le plus souvent à des courbes isosalines. Tous ces points ont ensuite été reportés sur des diagrammes $S (\%) = f (r_p^+)$ différents pour chaque cation et chaque campagne. Cette opération est pratique pour la critique des résultats bruts et permet une meilleure définition de diverses classes de valeurs régionales, suivant des gammes de salures globales réparties de la façon la plus homogène possible. Le calcul des moyennes des teneurs globales en cations (et des conductivités) et des teneurs ioniques relatives a été ensuite effectué classe par classe. A partir de ces moyennes ont été

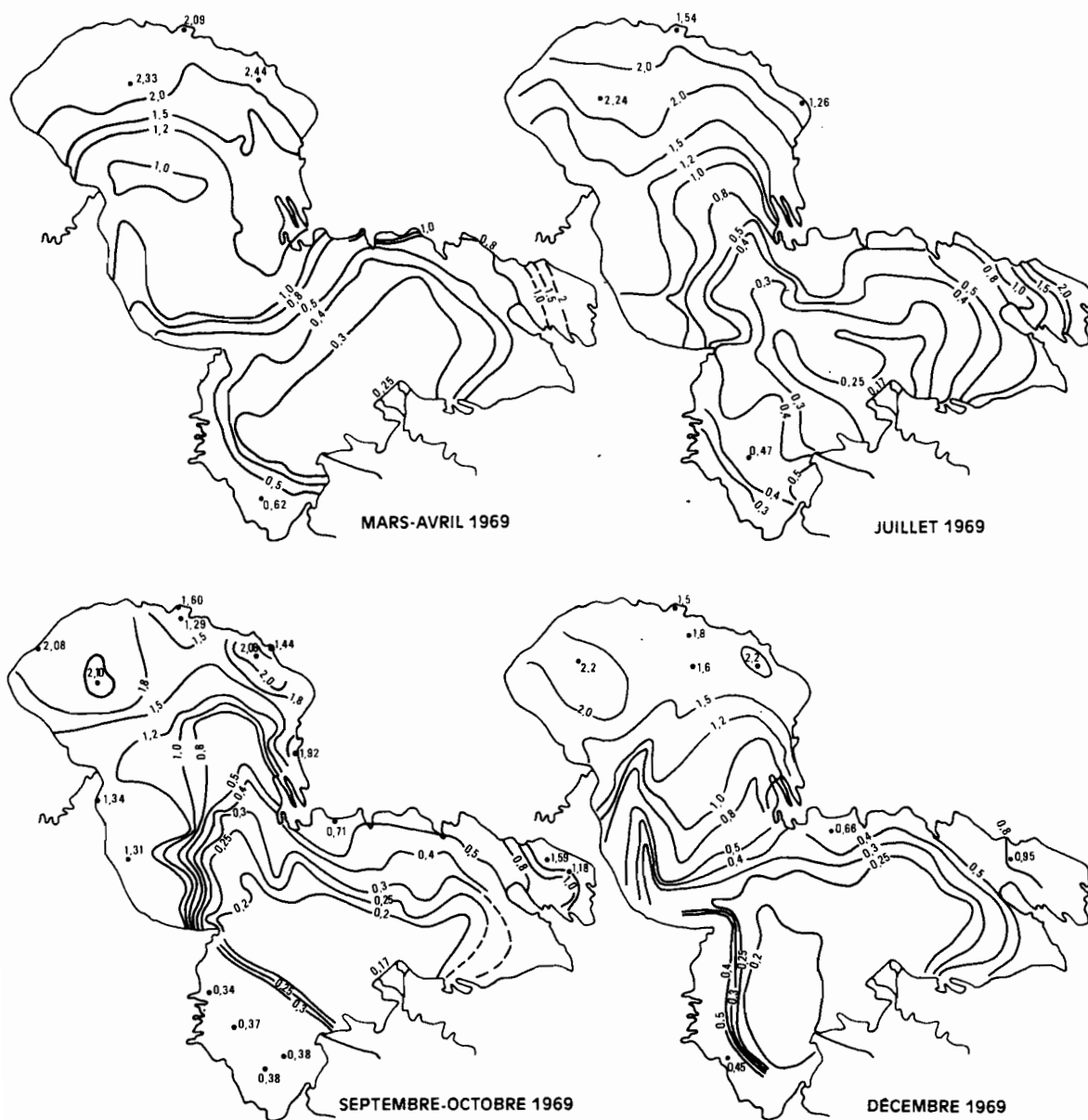


Fig. 75 : Teneurs en calcium (en me/l) des eaux du lac Tchad, en 1969.

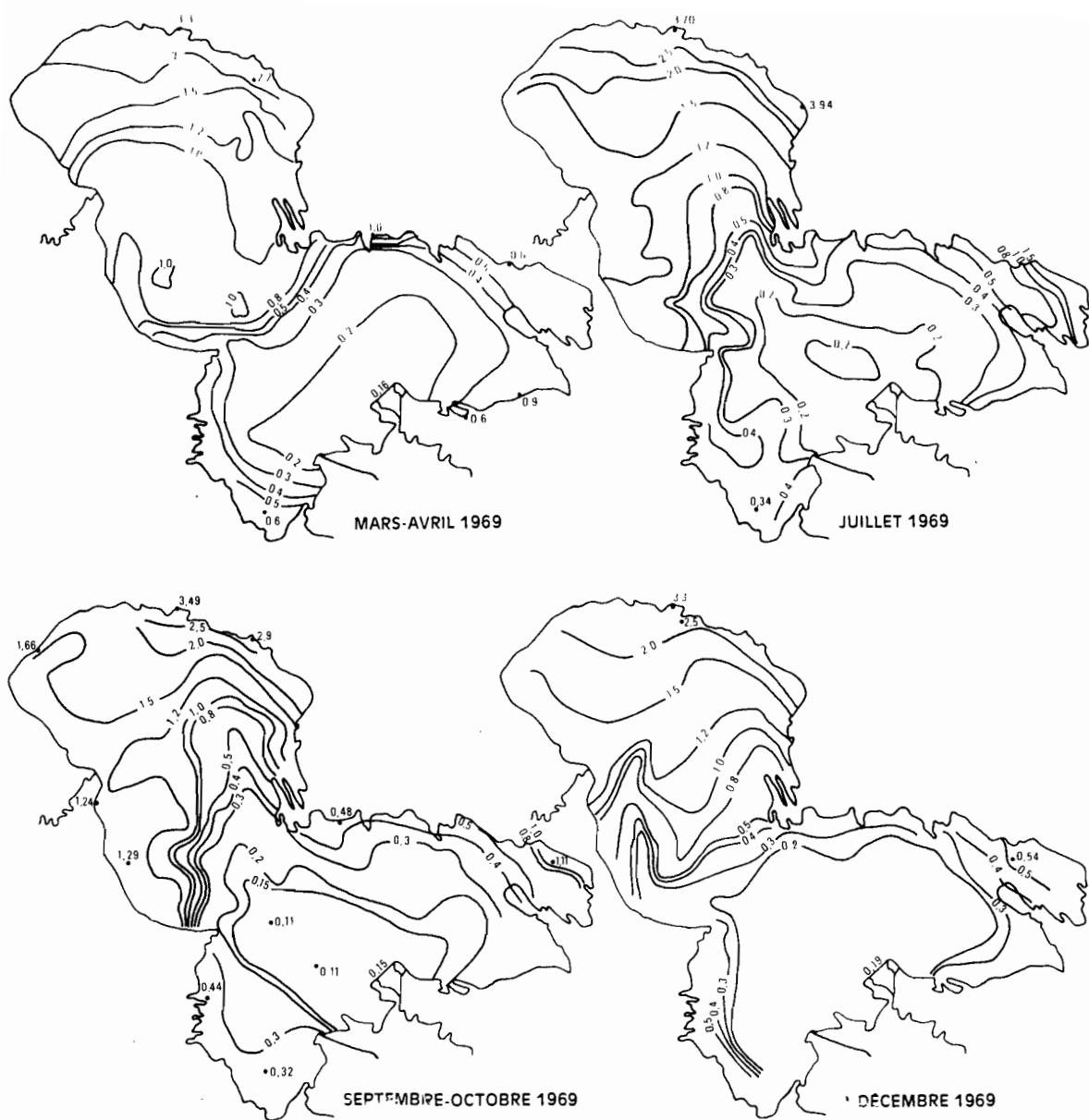


Fig. 76 : Teneurs en magnésium (en mg/l) des eaux du lac Tchad, en 1969.

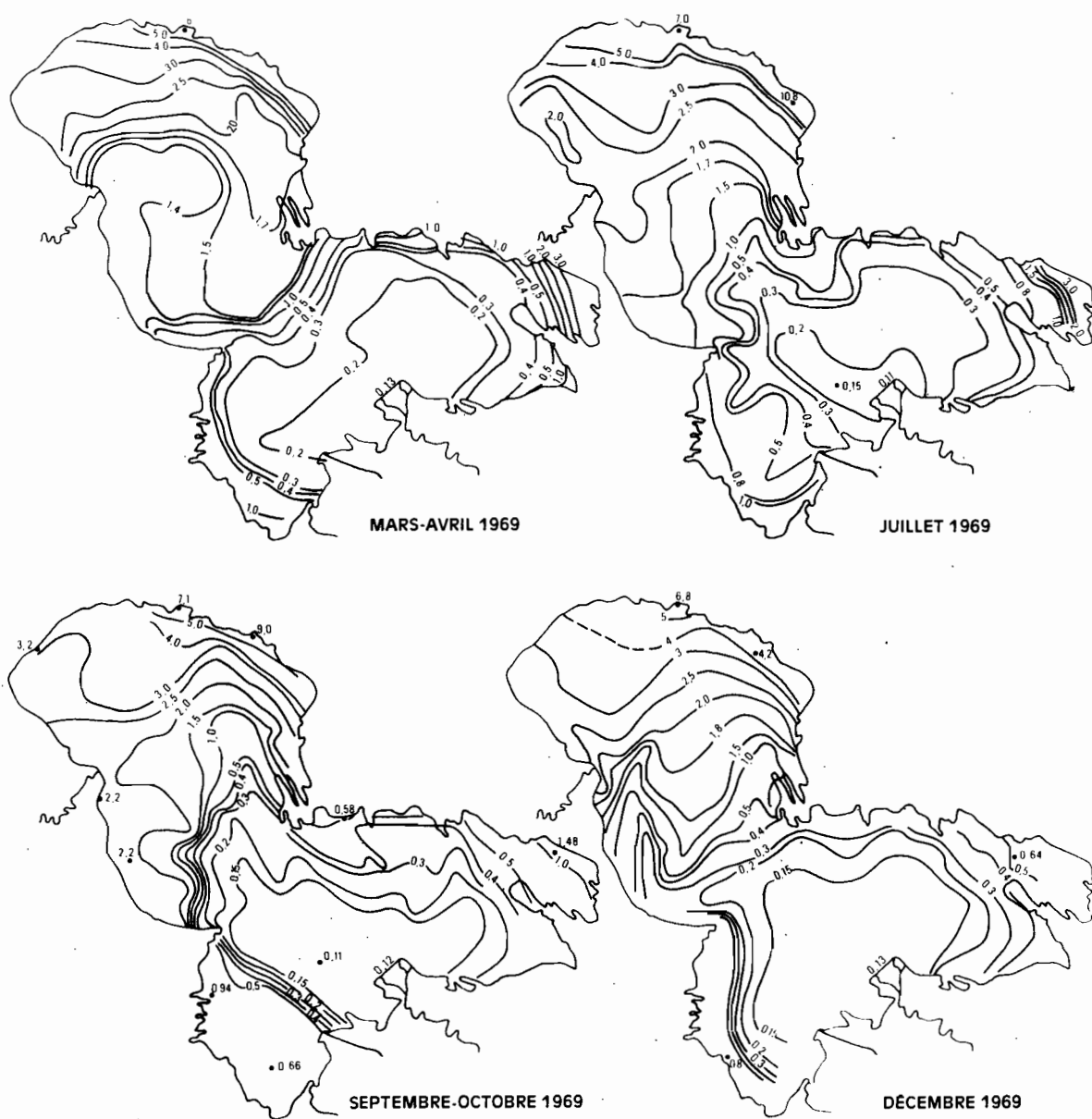


Fig. 77 : Teneurs en sodium (en me/l) des eaux du lac Tchad, en 1969.

tracées, sur un même graphique, les courbes d'évolution des teneurs cationiques relatives. Seules sont présentées ici les cartes (fig. 79) et les courbes (fig. 80) correspondant aux campagnes de mars-avril et de septembre-octobre 1969, qui montrent les types annuels de répartition les plus différents.

En outre, des cartes (fig. 81) illustrent l'évolution spatiale des teneurs relatives dans l'ensemble du lac, à différentes époques de l'année 1969, et la figure 82 les variations dans le temps de ces proportions aux différentes stations.

5.2.2. Proportions cationiques des eaux fluviales.

La composition relative des eaux des tributaires du lac a été présentée dans la première partie au paragr. 4.4. Le tableau ci-dessous rappelle, pour 1969, les teneurs relatives en cations minimales et maximales moyennes mensuelles et la composition moyenne annuelle du Chari au Delta.

Teneurs relatives	Ca	Mg	Na	K
Minimum moyen mensuel	37 %	25 %	20 %	6 %
Moyenne annuelle pondérée	39,0 %	28,5 %	24,5 %	8,0 %
Maximum moyen mensuel	41 %	31 %	28 %	12 %

Ces eaux sont nettement bicarbonatées calciques avec un faciès calci-magnésien Ca. Mg. Na. K. Toutefois un faciès Ca. Mg. $\neq$ Na. K. a été observé en avril, en liaison avec une petite crue, et en août et septembre, au début de la crue annuelle.

La composition moyenne de la crue de l'El Beïd en 1969-1970 est :
Ca = 36 %, Mg = 25 %, Na = 30 %, K = 9 %.

5.2.3. Proportions cationiques des eaux du lac Tchad.

Dans le lac, bien que les concentrations ne cessent généralement d'augmenter sous l'effet de l'évaporation, les proportions cationiques montrent diverses évolutions bien marquées (fig. 81). Les eaux fluviales, bicarbonatées calciques à leur arrivée dans le lac tendent à y devenir bicarbonatées sodiques. Les eaux présentent ainsi dans l'espace, et par conséquent dans le temps, successivement cinq faciès cationiques dont deux calciques (fig. 82) :

	Ca . Mg . Na . K
	Ca . Na . Mg . K
puis trois sodiques	Na . Ca . Mg . K
	Na . Mg . Ca . K
et enfin	Na . Mg . K . Ca

Le faciès Na . K . Mg . Ca n'a pu être observé que dans des mares littorales, isolées du lac depuis peu de temps. Les eaux peuvent atteindre les rives avec un de ces cinq faciès et être évacuées avant que l'évolution totale soit terminée. Le tableau XXIX indique les teneurs relatives moyennes annuelles en 1969 aux stations d'observations périodiques.

L'évolution générale se réalise pour des salures globales inégales selon les zones. Ainsi, le sodium devient prédominant pour des salures globales en cations comprises entre 1,0 et 2,2 me/l dans la zone nord, entre 0,7 et 2,0 me/l dans la zone sud-ouest, tandis que, dans la zone sud-est, les valeurs doivent dépasser 5 me/l, et fréquemment plus, pour que cette évolution soit observée à l'extrémité du Golfe d'Iseïrom ou de bras côtiers. L'évolution se traduit selon les zones par divers modes de variation des proportions cationiques.

A. Zone nord :

L'évolution des teneurs relatives se manifeste dans la zone nord en deux épisodes et en des régions différentes.

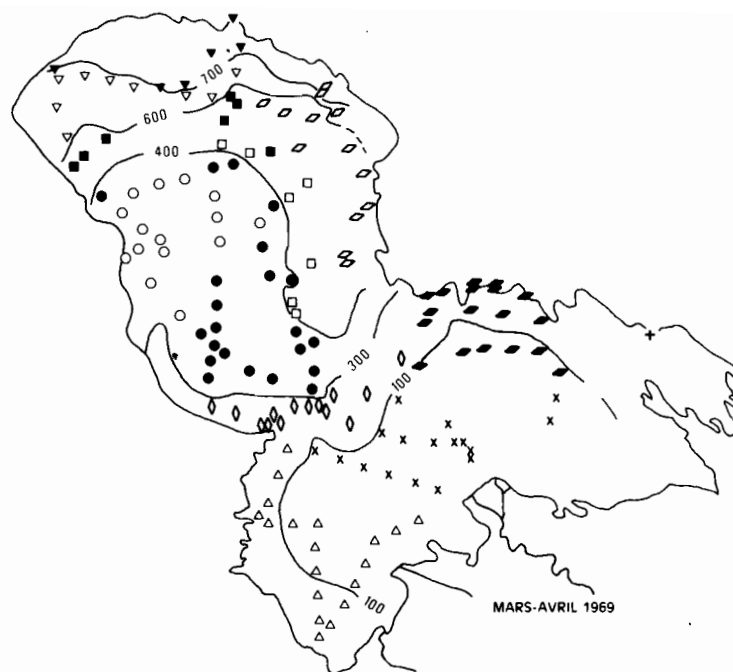


Fig. 79 a : Carte de situation des eaux dont l'évolution des teneurs cationiques relatives en fonction de la salure globale est tracée sur la figure 80 a. Les figurés sont spécifiques de la situation régionale et des salures globales. Ces salures sont délimitées sur la carte par des courbes d'isoconductivités (en $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C).

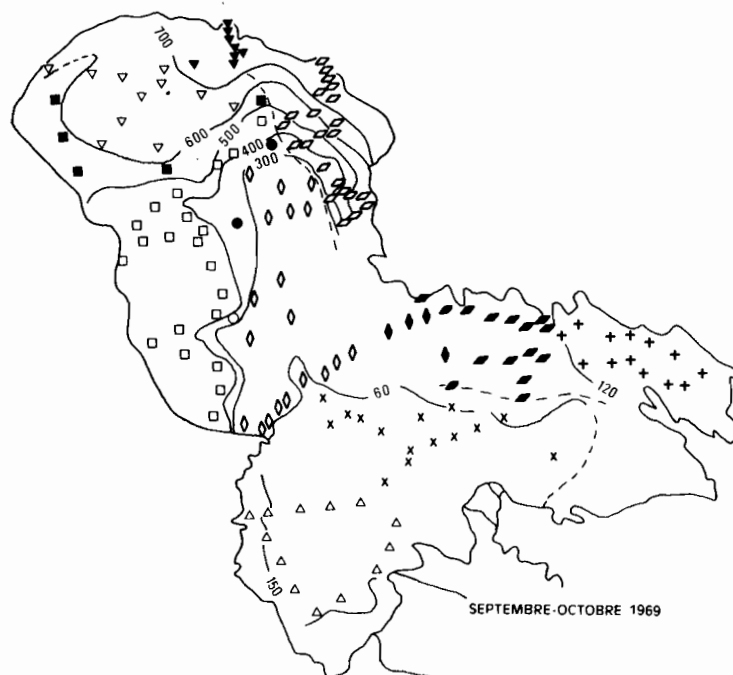


fig. 79 b : Carte de situation des eaux dont l'évolution des teneurs cationiques relatives en fonction de la salure globale est tracée sur la figure 80 b. Les figurés sont spécifiques de la situation régionale et des salures globales. Ces salures délimitées sur la carte par des courbes d'isoconductivités (en $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C).

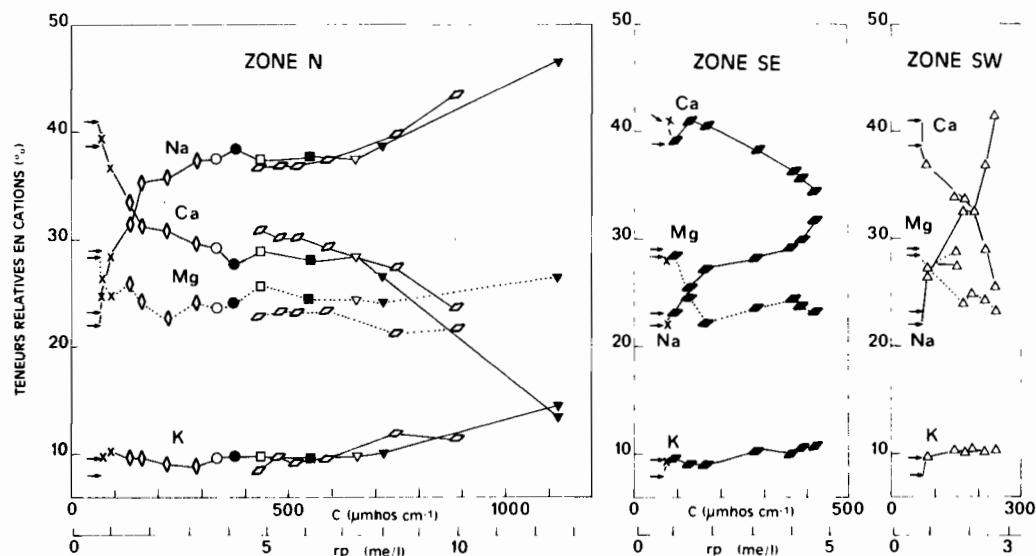


Fig. 80 a : Evolution régionale des teneurs cationiques relatives en fonction de la salure globale, en mars-avril 1969. Les figurés sont spécifiques de la situation régionale des eaux indiquée sur la carte 79 a.

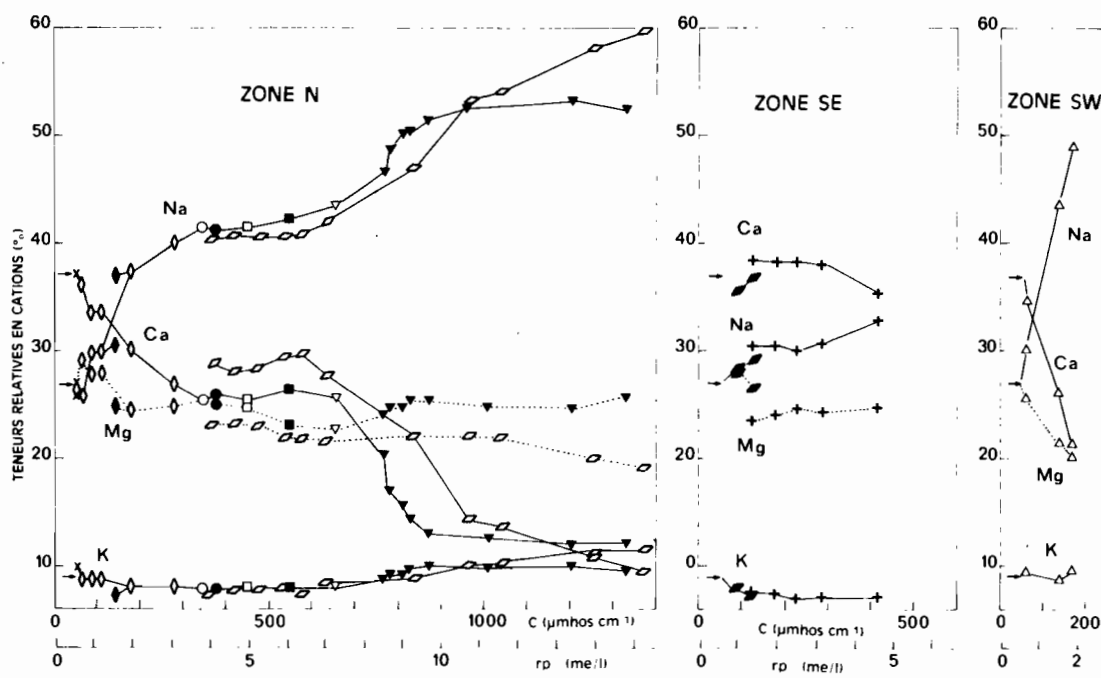


Fig. 80 b : Evolution régionale des teneurs cationiques relative en fonction de la salure globale, en septembre-octobre 1969. Les figurés sont spécifiques de la situation régionale des eaux indiquée sur la carte 79 b.

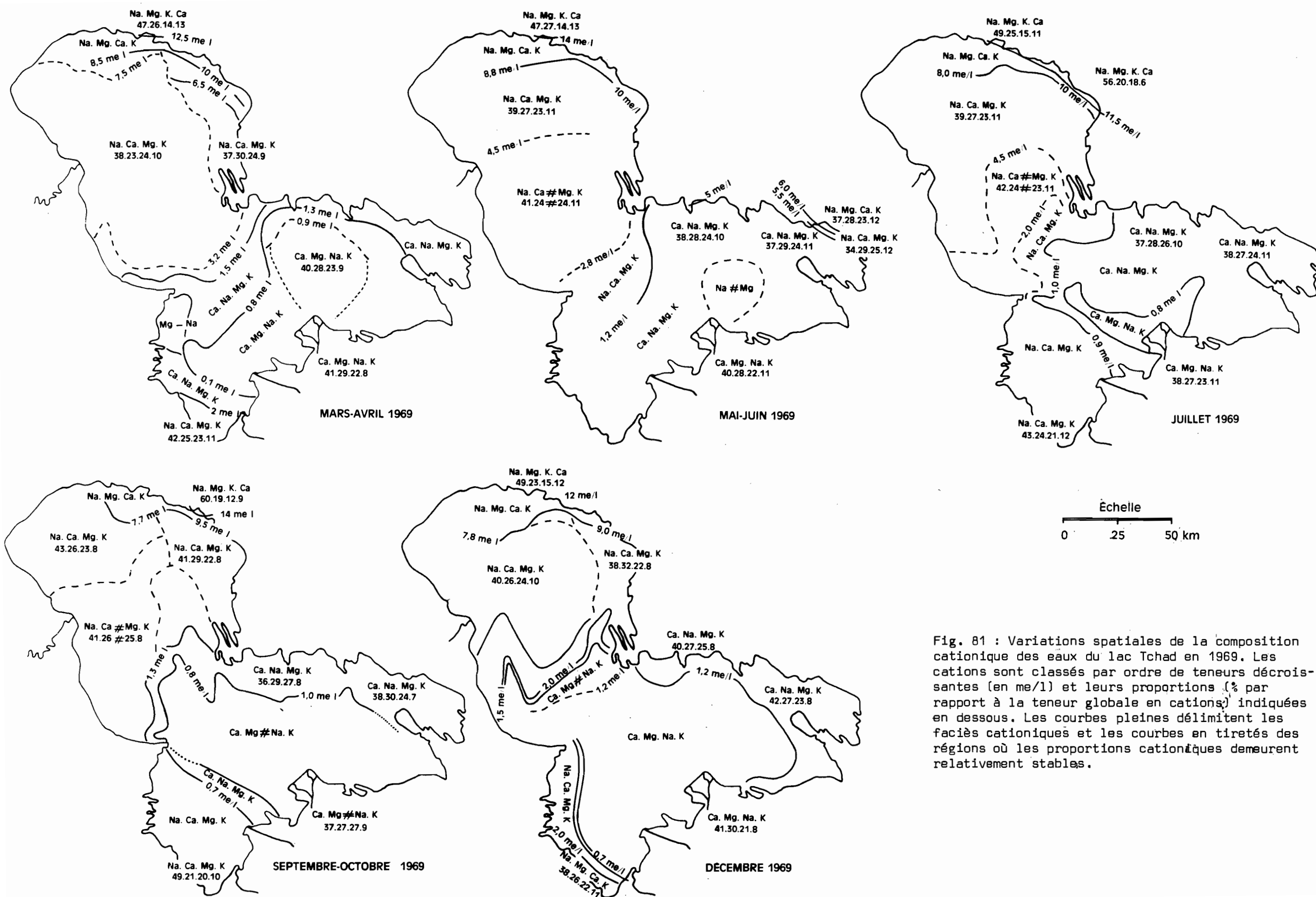


Fig. 81 : Variations spatiales de la composition cationique des eaux du lac Tchad en 1969. Les cations sont classés par ordre de teneurs décroissantes (en me/l) et leurs proportions (% par rapport à la teneur globale en cations) indiquées en dessous. Les courbes pleines délimitent les faciès cationiques et les courbes en tiretés des régions où les proportions cationiques demeurent relativement stables.

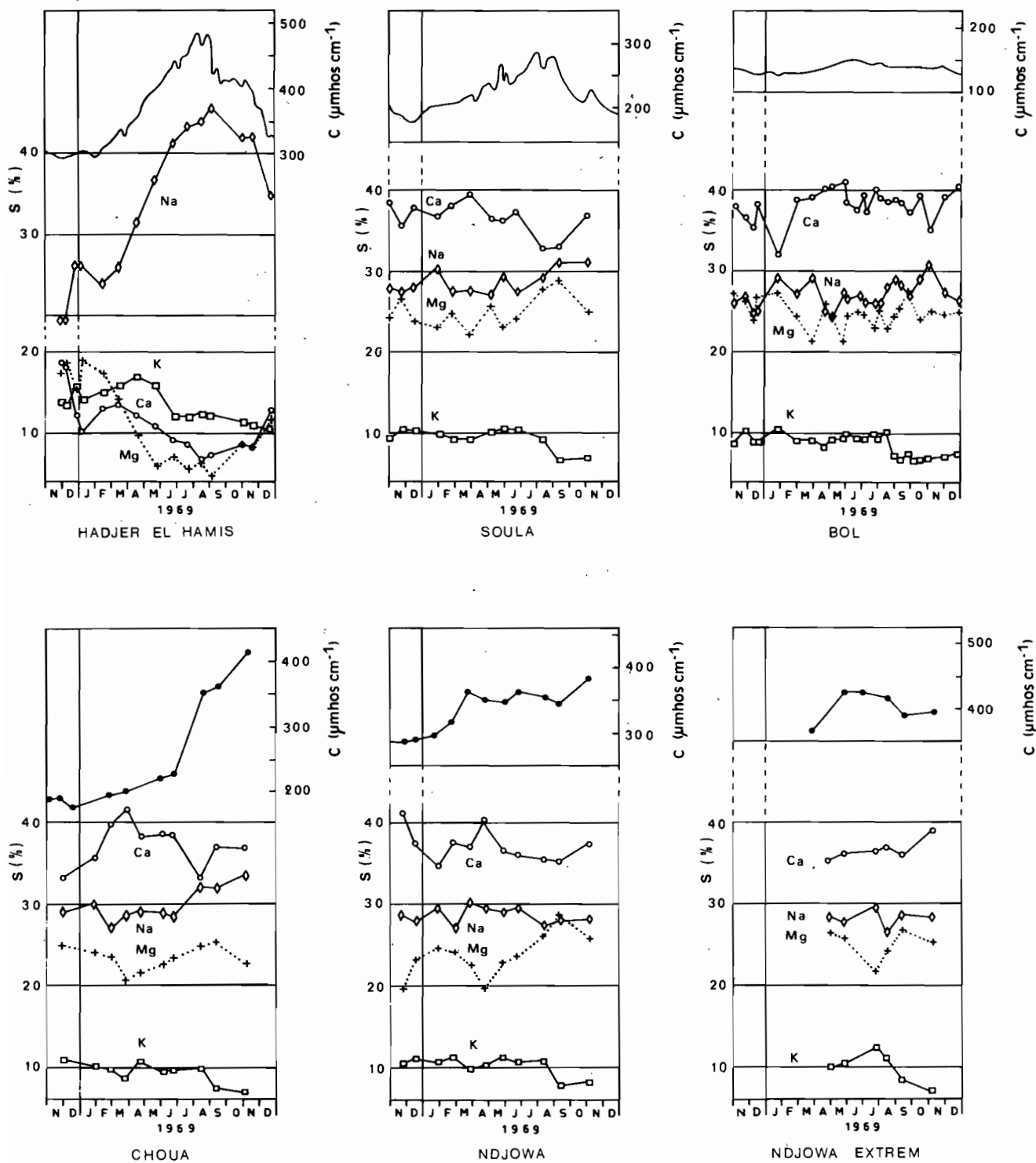


Fig. 82 a : Variations temporelles de la conductivité électrique C (à 25°C) et des proportions cationiques S (% par rapport à la teneur globale en cations exprimée en me/l) des eaux du lac Tchad en différentes stations.

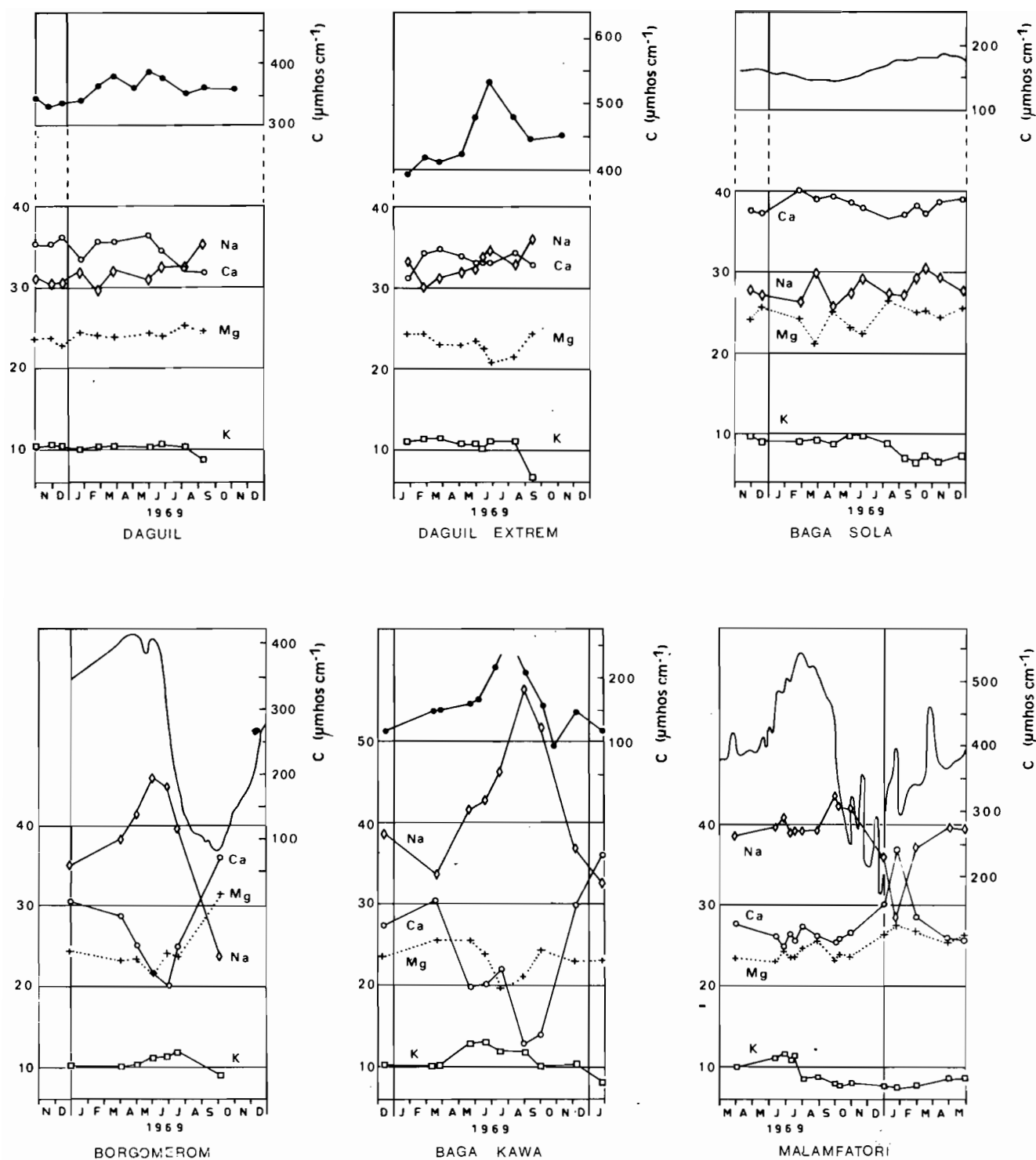


Fig. 82 b : Variations temporelles de la conductivité électrique C (à 25°C) et des proportions cationiques S (% par rapport à la teneur globale en cations exprimée en me/l) des eaux du lac Tchad en différentes stations.

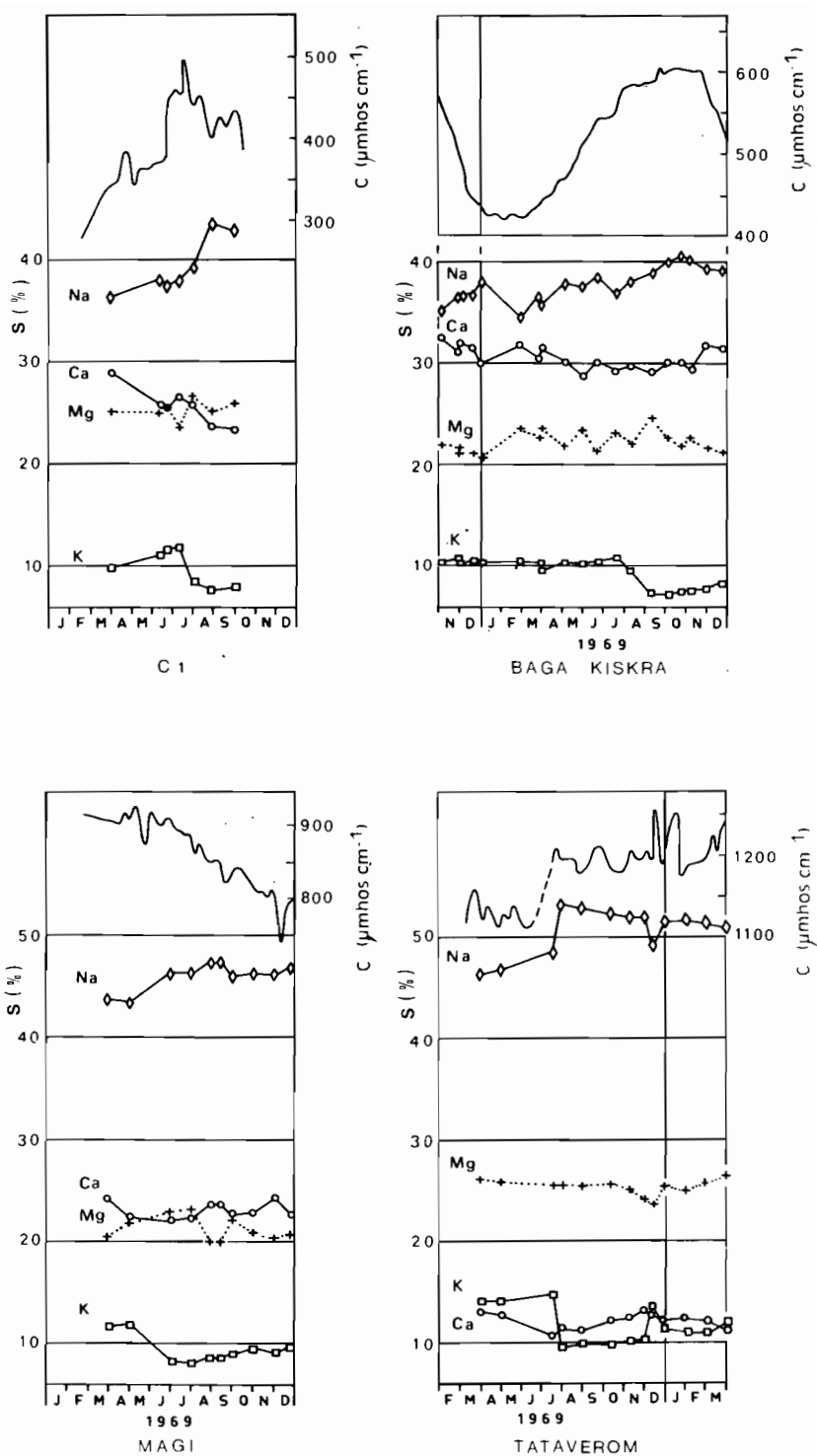


Fig. 82 c : Variations temporelles de la conductivité électrique (à 25° C) et des proportions cationiques S (% par rapport à la teneur globale en cations exprimée, en me/l) des eaux du lac Tchad en différentes stations.

Tableau XXIX : Teneurs relatives moyennes annuelles (%) aux stations de prélèvements périodiques du lac Tchad en 1969.

N°	Station	$\bar{C}$ $\mu\text{mhos cm}^{-1}$	Ca %	Mg %	Na %	K %	Faciès
1	Hadjer el Hamis	392	variable avec la saison				
2	Soula	224	37	25	28	10	Ca.Na.Mg.K
3	Bol	138	39	25	27	9	Ca.Na.Mg.K
4	Choua	264	36	24	30	10	Ca.Na.Mg.K
6	Ndjowa	330	37	24	28	11	Ca.Na.Mg.K
7	Ndjowa extrem.	393	36	26	28	10	Ca.Na.Mg.K
8	Daguil	351	35	24	31	10	Ca.Na.Mg.K
9	Daguil extrem.	453	34	23	32	11	Ca.Na.Mg.K
10	Baga Sola	170	39	24	28	9	Ca.Na.Mg.K
11	Haykoulou	385	31	23	36	10	Na.Ca.Mg.K
12	Borgomerom	365	variable avec la saison				
13	Baga Kawa	164	variable avec la saison				
14	Malamfatori	405	variable avec la saison				
15	C 1	426	variable avec la saison				
16	Baga Kiskra	520	30	22	38	10	Na.Ca.Mg.K
17	Magi	857	23	22	46	9	Na.Ca.Mg.K
18	Tataverom	1206	12	25	51	12	Na.Mg.Ca = K

a) Une diminution des proportions en calcium et en magnésium, accompagnée d'une augmentation des proportions, forte en sodium et à peine perceptible en potassium, est observée jusqu'à des teneurs globales comprises entre 1,5 et 3 me/l, suivant l'époque de l'année. Les eaux calci-magnésiennes $\text{Ca} \cdot \text{Mg} \cdot \text{Na} \cdot \text{K}$ deviennent ainsi sodi-calciques $\text{Na} \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg} \cdot \text{K}$ ou $\text{Na} \cdot \text{Ca} \cdot \text{Mg} \cdot \text{K}$, après avoir présenté un faciès calci-sodique $\text{Ca} \cdot \text{Na} \cdot \text{Mg} \cdot \text{K}$. Cette évolution a lieu dans la Grande Barrière, les Ilots-bancs du Kanem et le sud du Bassin nigérian. Toutefois, d'avril à juillet, elle se réalise aussi dans le Bassin méridional. Au cours de cette période, les teneurs en calcium y demeurent prédominantes tandis que les teneurs en sodium deviennent supérieures à celles en magnésium. Toutes les eaux finissent alors par y présenter le faciès calci-sodique $\text{Ca} \cdot \text{Na} \cdot \text{Mg} \cdot \text{K}$.

Dans la moitié septentrionale du lac, pour des teneurs globales en cations comprises entre 2,8 et 7,5 me/l, l'évolution des compositions s'atténue. Les proportions y demeurent ainsi relativement stables. Selon l'époque et les régions, les teneurs relatives fluctuent entre les valeurs moyennes suivantes : $\text{Na} = 38 \text{ à } 41 \%$, $\text{Ca} = 26 \text{ à } 29 \%$, $\text{Mg} = 23 \text{ à } 26 \%$, $\text{K} = 8 \text{ à } 11 \%$.

Les proportions cationiques, bien que relativement stables dans l'Archipel nord-est, ne sont pas identiques à celles des eaux situées plus à l'ouest. Dans la première région, les proportions en calcium sont systématiquement plus élevées que dans la seconde, tandis que celles en magnésium et en sodium sont plus faibles. Les écarts entre les deux régions peuvent atteindre 1 à 2 %.

b) Le deuxième type d'évolution se cantonne sur une superficie restreinte, dans le nord des Ilots-bancs du Niger et l'Archipel nord. L'évolution, jusqu'aux salures maximales observables dans le lac, a été ici particulièrement étudiée dans les bras côtiers de Tataverom et Malal. Elle se traduit par une diminution accentuée des proportions en calcium et une augmentation relative du sodium et du potassium. La variation débute vers 7,7 me/l au large de Tataverom et pour des valeurs légèrement plus faibles à l'entrée du bras de Malal où l'amorce du phénomène est plus progressive. La diminution des proportions en calcium est surtout marquée jusqu'à des teneurs globales

de 9 à 11 me/l dans le bras de Tataverom et de 10 à 12 me/l dans celui de Malal. L'évolution se poursuit néanmoins, pour des salures supérieures, jusqu'à l'extrémité du bras. Les concentrations en magnésium deviennent supérieures à celles en calcium pour des valeurs comprises entre 7,7 et 8,8 me/l au large de Tataverom et 9,0 et 10 me/l au large de Malal. On observe alors le faciès Na . Mg . Ca . K, puis l'évolution aboutit au faciès Na . Mg . K . Ca, pour des teneurs globales en cations de 11 à 14 me/l.

Les proportions finales observées à l'extrémité des bras sont ainsi à Tataverom : Na = 46 à 53 %, Mg = 23 à 27 %, K = 10 à 15 %, Ca = 10 à 13 % pour une teneur globale de 13 à 16 me/l, à Malal : Na = 60 %, Mg = 19 %, K = 12 %, Ca = 9 %, pour une teneur globale de 16 me/l. Pour 19 me/l, on a observé également : Na = 56 %, Mg = 20 %, K = 18 %, Ca = 6 % dans un bras situé immédiatement au sud de Malal.

B. Zone sud-est :

Les eaux restent calciques sur plus de 99,5 % de la superficie de la zone sud-est. Elles ne deviennent sodiques qu'à l'extrémité de certains bras littoraux pour des teneurs globales en cations au moins égales à 5 me/l.

- Le premier mode d'évolution des compositions cationiques, bien marqué jusqu'à 2 me/l, est une diminution relative du magnésium qui, de pair avec une augmentation relative du sodium, se réalise dans les Eaux-libres du sud-est et le sud de l'Archipel. Les concentrations en sodium deviennent supérieures à celles du magnésium pour des salures globales de 0,8 à 1,25 me/l selon la saison. La limite entre les eaux de faciès calci-magnésien Ca . Mg . Na . K et calci-sodique Ca . Na . Mg . K fluctue ainsi, selon l'époque de l'année, entre le delta et l'entrée des bras côtiers situés de Baga Sola à Bol, puis la ligne joignant cette station à l'isthme de Tourba. Dans tout ou partie de l'Archipel sud-est, les compositions moyennes varient entre les valeurs suivantes :

Ca = 36 à 40 %, Na = 27 à 29 %, Mg = 24 à 27 %, K = 8 à 10 %.

- Pour des teneurs globales en cations supérieures à 2 ou 3 me/l, dans les bras côtiers entre Baga-Sola et Bol ou dans les régions reculées du Golfe d'Iseïrom, on assiste ensuite à une diminution des proportions en calcium et à une augmentation de celles en sodium. A l'extrémité des bras côtiers situés entre Bol et Baga-Sola, les eaux conservent généralement un faciès calcique, avec cependant, pour les plus minéralisées, des teneurs en sodium et en calcium peu différentes. En juin 1969, à l'extrémité du bras de Daguil, pour une salure globale de 5,0 me/l, les eaux sont devenues légèrement sodiques avec la composition suivante :

$$\text{Na} = 35 \%, \text{Ca} = 33 \%, \text{Mg} = 21 \%, \text{K} = 11 \%$$

- Dans les bras côtiers du Golfe d'Iseïrom, les salures globales peuvent atteindre, sur quelques kilomètres, des valeurs très élevées. Des modifications importantes interviennent alors dans la composition cationique des eaux.

Ainsi à Latri par exemple, les proportions en calcium décroissent tandis que celles en autres cations croissent. Les eaux deviennent sodiques dès 5,5 me/l. A 6,5 me/l, la composition finale est : Na = 37 %, Mg = 28 %, Ca = 23 %, K = 12 %. Cette composition est voisine de celle des eaux du nord du lac observée à partir de 8 me/l.

A Soro (fig. 105), pour une salure de 7 me/l, le faciès est encore nettement calcique. Par contre, au pied du barrage qui termine le bras, on constate que les eaux, séparées du lac par de longues étendues de phragmites, présentent une teneur globale de 31 me/l et une composition finale : Na = 60 %, K = 19 %, Mg = 19 %, Ca = 2 %. Il y a eu diminution des proportions en alcalino-terreux au profit des alcalins. Il est à noter que la pollution de ces eaux par les animaux est ici très importante.

C. Zone sud-ouest :

Par une diminution des proportions en calcium et secondairement en magnésium au profit du sodium, les eaux de cette zone, calciques à l'origine,

tendent à devenir sodiques. Le faciès originel, calci-magnésien Ca . Mg . Na . K des eaux du Chari et du début de la crue de l'El Beïd, évolue vers un faciès calci-sodique Ca . Na . Mg . K puis sodi-calcique Na . Ca . Mg . K. Toutefois au cours de la crue, les eaux de l'El Beïd acquièrent un faciès Na . Ca . Mg . K qui est finalement le faciès moyen annuel des apports de cette rivière et qui contribue à déterminer celui qui est observé dans la zone sud-ouest. Les teneurs en sodium deviennent prédominantes pour des salures globales comprises entre 0,7 et 2 me/l. L'extension des eaux sodiques est minimale entre décembre et mars.

Les eaux les plus minéralisées, situées en bordure des rives présentent des compositions finales comprises entre les intervalles suivants : Na = 40 - 49 %, Ca = 21 - 25 %, Mg = 20 - 26 %, K = 10 - 12 %. En général, le faciès cationique est : Na . Mg . K. En décembre, en bordure de la rive du sud du Golfe, une brusque augmentation des proportions en magnésium, accompagnée d'une stabilité relative du sodium, conduit à la composition sodi-magnésienne : Na = 38 %, Mg = 26 %, Ca = 22 %, K = 11 %, pour une teneur en cations de 2 me/l. Dans le nord du lac, de telles compositions ne sont observées que pour une minéralisation supérieure à 8 me/l.

5.3. RÔLE DU MOUVEMENT DES EAUX DANS LA REPARTITION DES COMPOSITIONS CATIONIQUES.

Les teneurs relatives en cations évoluent dans le lac sous l'effet de phénomènes physico-chimiques et biochimiques que nous examinerons dans le quatrième chapitre. Toutefois leur mode de répartition saisonnière dépend beaucoup de la quantité et des proportions cationiques des eaux d'alimentation et du déplacement des eaux dans le lac. La description des mouvements qui est faite dans le troisième chapitre permet ainsi d'expliquer cette répartition.

De juillet à décembre, et probablement janvier, l'extension des eaux calci-magnésiennes Ca . Mg . Na . K ou Ca . Mg $\neq$ Na . K correspond au déversement de la crue annuelle du Chari. Ces eaux fluviales n'envahissent la zone sud-ouest qu'en octobre ou novembre. Dans chaque zone, les eaux pré-existantes, calci-sodiques Ca . Na . Mg . K et sodi calciques

Na . Ca . Mg . K sont refoulées par les eaux fluviales dont le faciès calci-mangésien se maintient jusqu'à Borgomerom en septembre et jusqu'à Malamfatori en janvier. Par leurs teneurs, peu différentes en magnésium et sodium, les apports d'avril et d'août et septembre sont respectivement repérables en mai-juin au nord du Chari et en septembre-octobre jusque dans la Grande-Barrière. Les eaux qui occupent en décembre le centre de la Grande-Barrière présentent un faciès analogue et peuvent représenter un reliquat des précédentes. Les mélanges avec les eaux préexistantes, chimiquement plus évoluées et à fortes concentrations, et les phénomènes physico-chimiques qui accompagnent les déplacements, entraînent une évolution relativement rapide des compositions des eaux originelles.

A partir d'octobre, tandis que les eaux calci-magnésiennes pénètrent dans la partie septentrionale le long de la rive nigérienne, celles de la partie septentrionale se dirigent vers le sud de la Grande-Barrière. Le front de convergence avec les eaux de la partie méridionale se déplace lui-même vers le sud et atteint la zone sud-ouest en mai. Ce mouvement des eaux explique en partie l'extension du faciès sodi-calci vers le sud jusqu'au Bassin méridional. L'évolution chimique des eaux calci-sodiques Ca . Na . Mg . K adjacentes en eaux sodi-calciques Na . Ca . Mg . K doit également participer à cette extension, essentiellement à partir de février, lorsque le mouvement des eaux ralentit. Les eaux calci-magnésiennes Ca . Mg . Na . K du Bassin méridional évoluent elles-mêmes sur place de décembre-janvier à mai vers un faciès calci-sodique, lorsque les apports fluviaux calci-magnésiens deviennent trop faibles pour contrecarrer l'évolution vers le faciès calci-sodique.

Dès juin, ces eaux calci-sodiques et sodi-calciques commencent à se déverser vers la Grande-Barrière et l'Archipel du sud-est, en cédant leur place aux eaux fluviales calci-magnésiennes. Elles viennent se mélanger avec les eaux préexistantes de composition sensiblement analogue dans la zone sud-est et sodi-calciques dans la zone nord, où en raison des concentrations élevées de celles-ci le mélange acquiert ce faciès. L'évolution chimique aboutit ensuite à une composition relativement stable. Les eaux de faciès Na . Ca ~~≠~~ Mg . K, qui sont identifiées en mai-juin dans le nord et à l'ouest de la Grande-Barrière, sont déplacées par la suite, puis demeurent en partie repérables au nord et à l'ouest de cette même région en juillet puis dans le Bassin nigérien en septembre-octobre.

Dans la zone sud-ouest, les eaux calci-magnésiennes Ca . Mg . Na . K évoluent sur place, à partir d'avril, vers un faciès calci-sodique Ca . Na . Mg . K puis sodi-calciue Na . Ca . Mg . K. A partir d'octobre ou de novembre elles sont refoulées vers la rive nigériane, puis vers la partie nord.

6. TENEURS EN SILICE DISSOUTE DES EAUX DU LAC TCHAD.

La teneur moyenne en silice dissoute des eaux du Chari au Delta est de 24 mg/l avec une variation annuelle très faible. La teneur moyenne des apports fluviaux est de 25 mg/l (première partie, paragr. 4.4.). La silice représente ainsi le tiers de la masse de matière dissoute apportée au lac et donc un terme important du bilan salin que nous cherchons à établir. Il n'était pas dans notre intention d'étudier le comportement de la silice dans le système hydrologique du lac Tchad. Son comportement général, tel qu'il a été décrit par OKAMOTO C. et al. - 1957 -, MILLOT G. - 1962 -, MOREY G.W. et al. - 1964 - et les quelques résultats obtenus pour le lac Tchad par CARMOUZE J.P. - 1968 - et nous-mêmes, montrent que le problème est complexe. Il représente par lui-même un sujet de recherche très complet qui devrait intégrer l'étude des ions majeurs, des pH, du fer et de l'alumine ainsi que celle des sédiments (argiles, vases, oolithes ferrugineuses ...) et des végétaux riches en opale (phanérogames et diatomées).

Dans le lac les teneurs en silice varient de 22 mg/l, dans le Bassin méridional, à 130 mg/l dans l'extrême nord de la partie méridionale (fig. 83). Le gradient de croissance est orienté, comme pour les teneurs ioniques, du Delta vers les rives.

La relation entre les teneurs en silice et la salure globale est différente selon les régions (fig. 84a et b) et, semble-t-il, selon les saisons. La teneur en silice croît avec la salure ionique et le degré de confinement des eaux. Ainsi, aux stations balayées par les grands courants régionaux, telles que Baga Kawa (n° 13), Borgomerom (n° 12), Malamfatori (n° 14) et C1 (n° 15), à salures ioniques égales, les teneurs en silice sont

1,5 fois plus faibles que celles des eaux côtières de l'Archipel sud-est ou nord-est. A l'extrémité très confinée de certains bras côtiers, tels Hadjer el Hamis (n° 1), Kouta (n° 5) et Daguil extrem (n° 9), les teneurs sont, à salures ioniques égales, elles-mêmes 1,5 fois plus élevées qu'aux autres stations de l'Archipel plus ouvertes sur le lac.

Le rapport $\text{Si O}_2 \text{ (mg/l)}/\text{rp}^+ \text{ (me/l)}$ décroît avec la salure globale de 45 au large du delta du Chari à 8 à l'extrémité des bras les plus minéralisés. Il apparaît aussi d'autant plus élevé que le milieu est confiné, conformément aux remarques faites précédemment. Cette évolution dénote de fortes pertes de silice que nous évaluerons dans la quatrième partie (paragr. 3.2.).

7. COMPOSITIONS ISOTOPIQUES DES EAUX DU LAC TCHAD.

Un rappel théorique sur les modifications de la composition isotopique des eaux au cours du cycle hydrologique a été présenté dans la première partie (paragr. 7.1.). La corrélation $\int_0^{18} \text{D}$ a été établie pour les eaux du système hydrologique du lac Tchad et pour celles du lac en particulier.

7.1. OXYGENE 18 DANS LES EAUX DU LAC TCHAD.

Les analyses de la composition isotopique de l'oxygène ont été réalisées sur des échantillons prélevés sur l'ensemble du lac au cours des campagnes de mars à mai 1967, de septembre 1968, mars-avril, juillet et décembre 1969 (Fig. 85 et 86) et à 12 stations fixes, de 1968 à 1969 pendant au moins une année complète (fig. 87). Les premiers résultats ont été obtenus dès mars 1966 à Bol et avril 1967 à Baga Sola (fig. 88).

7.1.1. Evolution spatio-temporelle des compositions isotopiques de l'oxygène.

Les teneurs en oxygène 18, comme les salures augmentent depuis le delta du Chari jusqu'aux rives (fig. 85 et 86). Au cours de leur cheminement

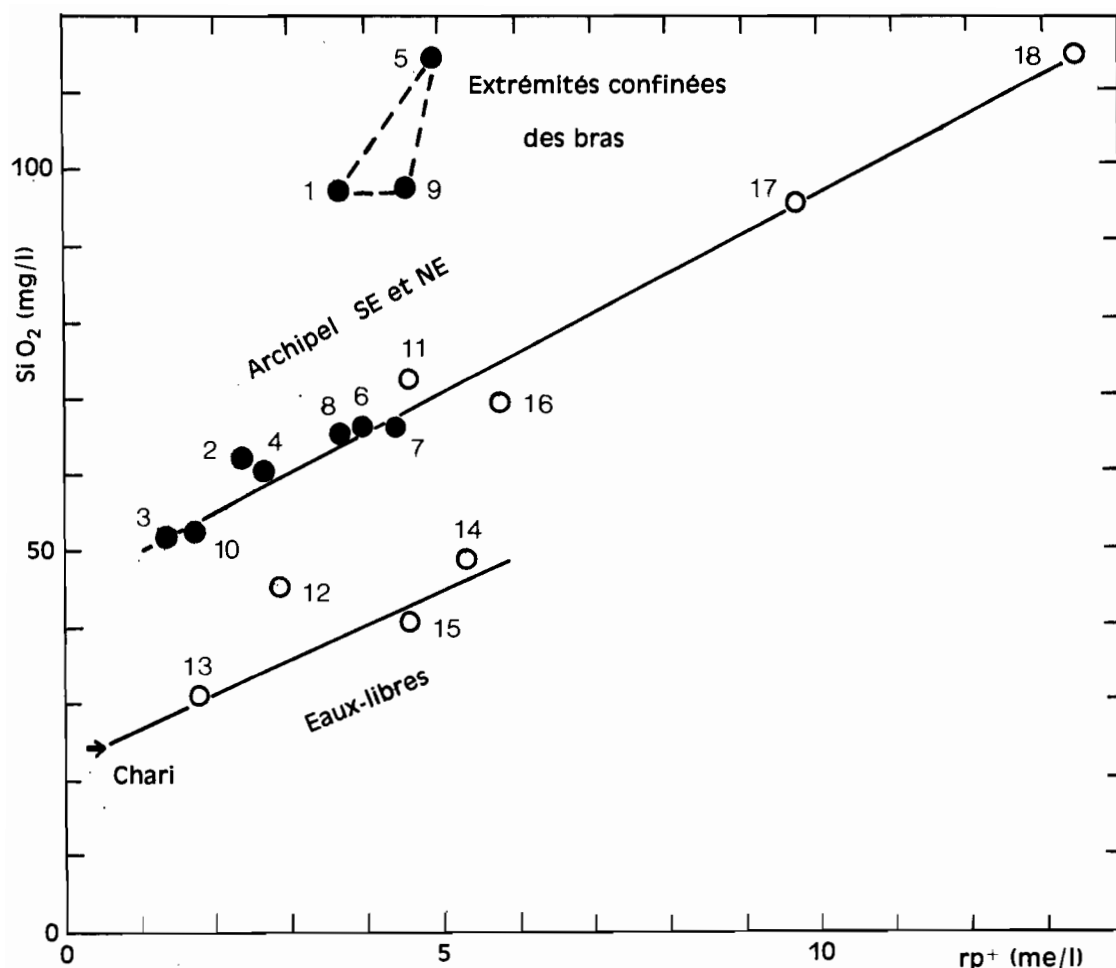


Fig. 84a: Evolution comparées des teneurs moyennes annuelles en silice et en cations rp^+ des eaux du lac Tchad aux différentes stations d'observation. 1 : Hadjer el Hamis, 2 : Soula, 3 : Bol, 4 : Choua, 5 : Kouta, 6 : Ndjowa, 7 : Ndjowa extrem, 8 : Daguil, 9 : Daguil extrem, 10 : Baga Sola, 11 : Haykoulou, 12 : Borgomerom, 13 : Baga Kawa, 14 : Malamfatori, 15 : C 1, 16 : Baga Kiskra, 17 : Magi, 18 : Tataverom. Les stations sud et nord sont respectivement caractérisées par des figurés blancs et noirs.

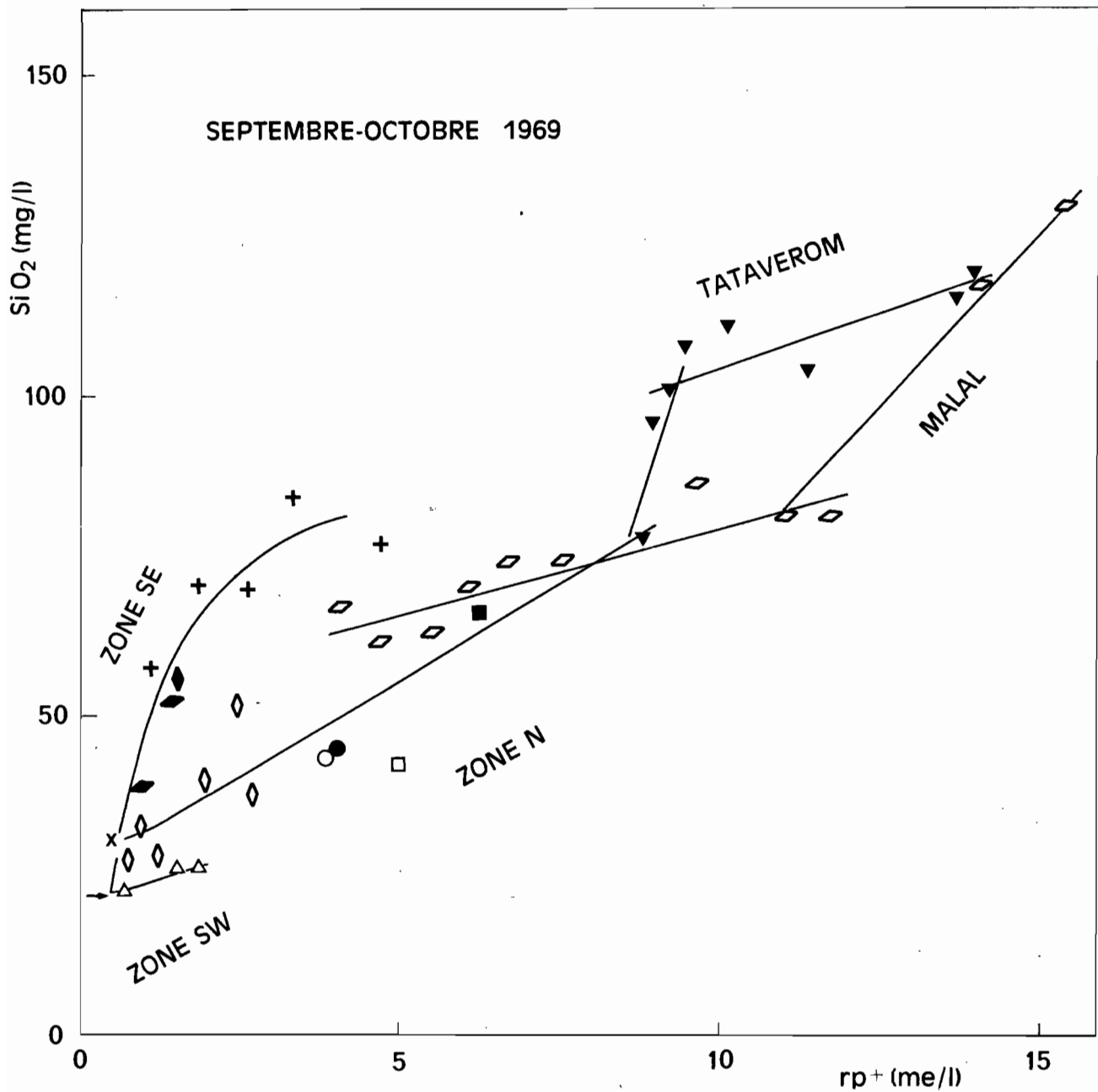


Fig.84 b : Evolution comparée de la teneur en silice dissoute et de la teneur globale en cation rp^+ des eaux dans différentes régions du lac Tchad, en septembre-octobre 1969. Les figurés sont spécifiques des situations régionales indiquées sur la figure 79 b.

dans le lac, les eaux subissent, sous l'effet de l'évaporation, un fractionnement isotopique qui entraîne un enrichissement en oxygène 18. Cet enrichissement est ainsi fonction du temps de séjour des eaux dans le lac, de la hauteur évaporée et de la profondeur des régions parcourues, mais aussi de la composition isotopique de la vapeur atmosphérique avec laquelle s'effectuent les échanges gazeux. Au voisinage immédiat du Delta, les compositions correspondent sensiblement à celles du fleuve, comprises entre + 2 et - 5 ‰, selon la période de l'année (Première partie, paragr. 7.4.1.). Rappelons aussi que la valeur moyenne annuelle de l'apport du Chari a été évaluée à : - 3,3 ‰ en 1967 et - 2,8 ‰ en 1969 (FONTES J.C., GONFIANTINI R., ROCHE M.A. - 1970 -). Les compositions maximales relevées sur les rives des zones nord, sud-est et sud-ouest varient respectivement, selon les points, entre + 10 et + 16 ‰, + 6 et + 13 ‰, + 3 et + 7 ‰. Sur la rive nigériane de la zone nord, les valeurs ne dépassent pas + 8 ‰ ; cependant, en raison d'une forte variation annuelle spécifique à la région, il semble qu'elles puissent y atteindre des valeurs de l'ordre de - 2 ‰ d'octobre à décembre-janvier.

Outre le phénomène de fractionnement par l'évaporation, les mélanges avec les pluies, appauvries en oxygène 18, contribuent à modifier les teneurs en isotopes lourds en fonction des proportions. L'échange avec la vapeur atmosphérique n'est probablement pas constant tout au cours de l'année et doit augmenter en début de saison des pluies corrélativement avec l'accroissement des teneurs en eau de l'atmosphère. Toutefois, la répartition saisonnière des compositions apparaît surtout déterminée par celle des masses d'eau, c'est-à-dire par la circulation des eaux tel qu'elle a été déterminée par les variations de salure dans la troisième partie. C'est ainsi que cette répartition dépend, dans de vastes régions, essentiellement des quantités d'eau déversées par le Chari et de leurs compositions originelles.

Le tableau XXX mentionne les compositions isotopiques minimale, maximale et moyenne des différentes masses d'eau. En raison du faible nombre de résultats et de leur répartition insuffisamment homogène, ces valeurs observées ne sont pas limitatives des gammes ainsi précisées et il est apparu préférable d'évaluer arbitrairement la composition moyenne de chaque masse

Tableau XXX : Compositions isotopiques de l'oxygène minimale, maximale et moyenne des masses d'eau du lac Tchad, observées à différentes époques de l'année en 1968 et 1969

Masse d'eau	Epoque	$\delta^{18}O$ ‰ SMOW		
		Minimum	Maximum	Médiane
Chari	mars-avril	-	-	+ 0,5
	juillet	-	-	- 1,0
	septembre	-	-	- 3,3
	décembre	-	-	- 2,3
	Année	- 5,0	+ 1,0	- 2,8
Méridionale n° 1	mars-avril	0,3	+ 2,9	+ 1,5
	juillet	- 0,9	+ 2,6	+ 1,5
	septembre	- 3,4	+ 2,8	- 2,0
	décembre	- 2,3	+ 1,6	- 1,5
	Année	- 3,4	+ 2,9	0
Intermédiaire n° 2	mars-avril	+ 3,4	+ 7,0	+ 4,5
	juillet	+ 4,0	+ 7,5	+ 5,5
	septembre	+ 3,4	+ 4,8	+ 4,5
	décembre	+ 2,1	+ 6,4	+ 4,0
	Année	+ 2,1	+ 7,5	+ 4,5
Médiane n° 3	mars-avril	+ 5,0	+ 8,1	+ 7,0
	juillet	+ 6,6	+ 8,7	+ 7,5
	septembre	+ 6,1	+ 7,4	+ 6,5
	décembre	+ 6,7	+ 7,6	+ 7,0
	Année	+ 5,0	+ 8,7	+ 7,0
Septentrionale n° 4 et littorale	mars-avril	+ 7,4		+ 9,5
	juillet	+ 9,7	+ 10	-
	septembre	+ 7,9		+ 8,5
	décembre	+ 8,6		+ 9,5
	Année	+ 7,4	+ 10	+ 9,5
Sud-orientale n° 5	mars-avril	+ 2,6	+ 5,5	+ 2,5
	juillet	+ 2,4	+ 6,0	+ 3,5
	septembre	+ 3,5	+ 4,2	+ 4,0
	décembre	+ 4,0	+ 6,7	+ 4,0
	Année	+ 2,4	+ 6,7	+ 4,0
Orientale n° 6 et littorale	mars-avril	+ 6,0		-
	juillet	+ 5,7	+ 6	-
	septembre	+ 5,1		-
	décembre	+ 6,6		-
	Année	+ 5,1		-
Sud-occidentale n° 7	mars-avril	+ 2,7	+ 6,4	+ 4,0
	juillet	+ 4,0	+ 6,6	+ 5,0
	septembre	+ 2,7	+ 4,0	+ 3,0
	décembre	+ 4,0	+ 5,0	+ 4,0
	Année	+ 2,7	+ 6,6	+ 4,0

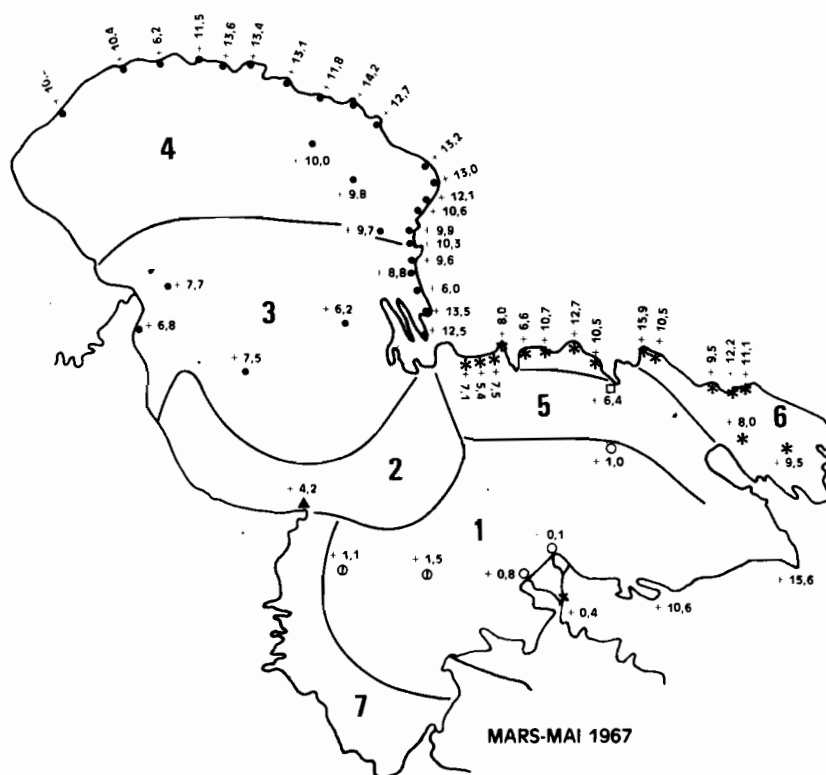


Fig. 85 : Composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ (% vs SMOW) des différentes masses d'eau du lac Tchad, en mars-avril-mai 1967.

- 1 : eaux méridionales, 2 : eaux intermédiaires,
 3 : eaux médianes, 4 : eaux septentrionales,
 5 : eaux sud-orientales, 6 : eaux orientales,
 7 : eaux sud-occidentales.

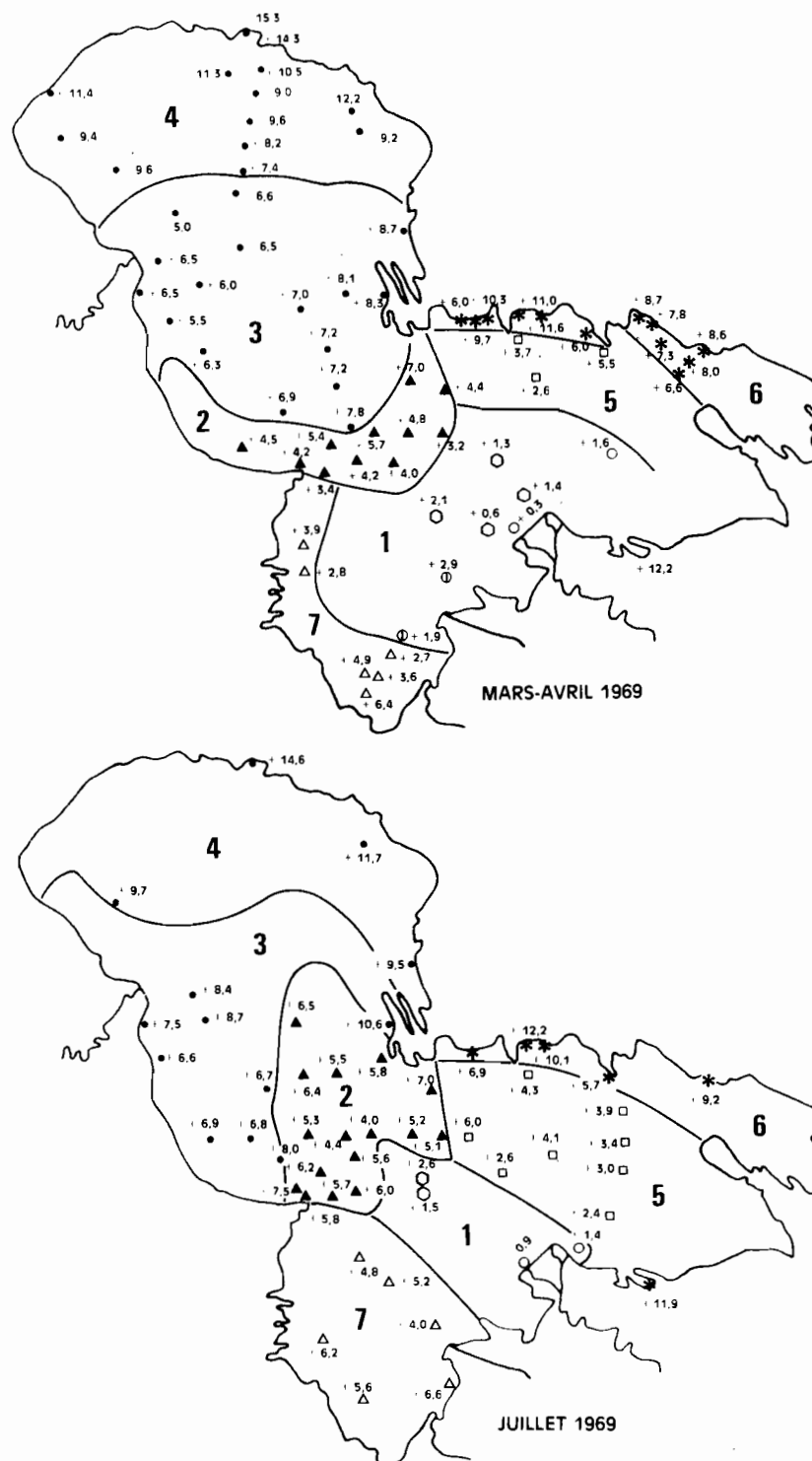


Fig. 86 a : Composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ (% vs SMOW) des différentes masses d'eau du lac Tchad, en mars-avril 1969 et juillet 1969.

1 : eaux méridionales, 2 : eaux intermédiaires,
 3 : eaux médianes, 4 : eaux septentrionales,
 5 : eaux sud-orientales, 6 : eaux orientales,
 7 : eaux sud-orientales.

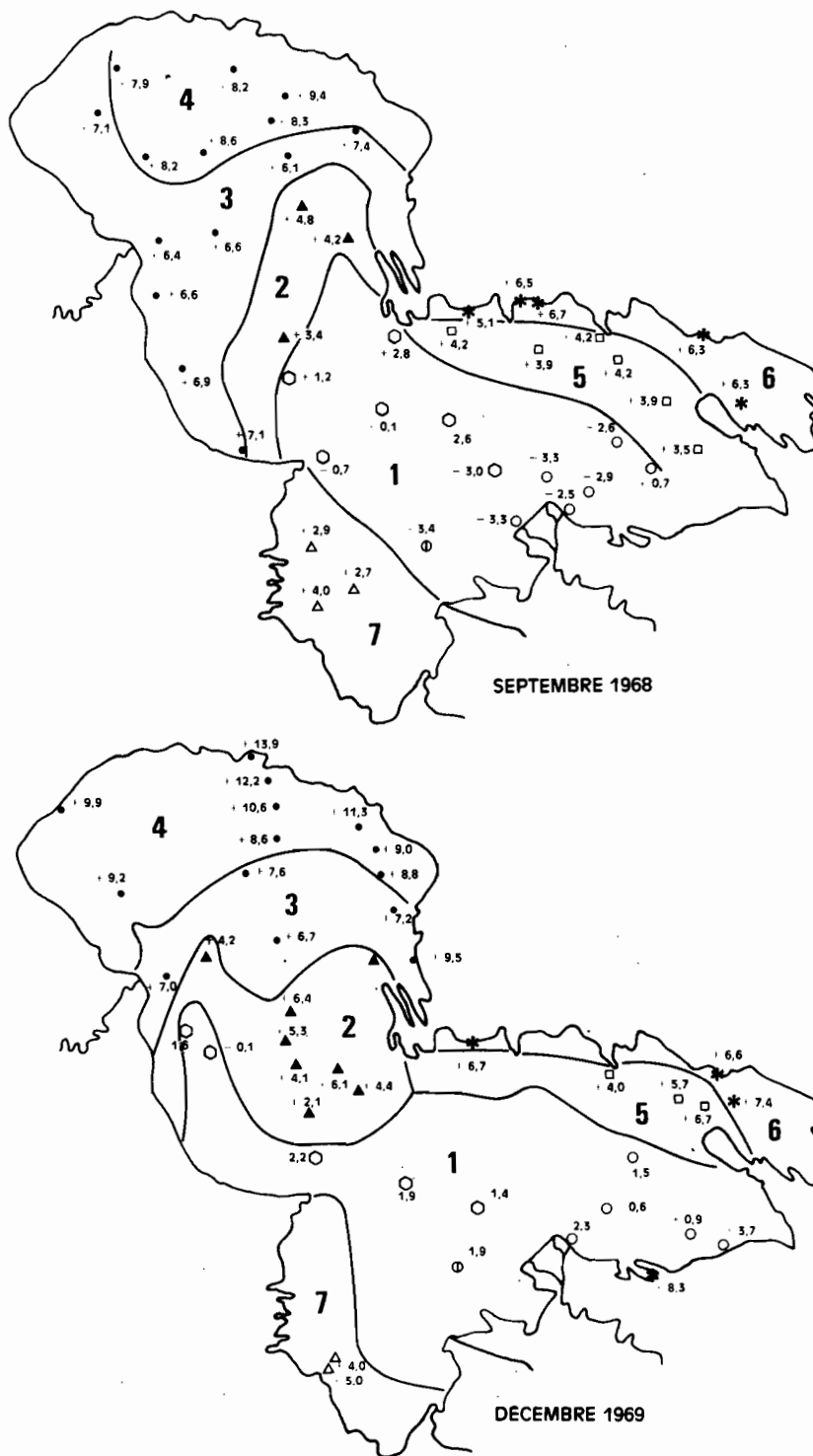


Fig. 86 b : Composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ (% vs SMOW) des différentes masses d'eau du lac Tchad, en septembre 1968 et décembre 1969.

1 : eaux méridionales, 2 : eaux intermédiaires,
 3 : eaux médianes, 4 : eaux septentrionales,
 5 : eaux sud-orientales, 6 : eaux orientales,
 7 : eaux sud-orientales.

par simple examen des cartes. L'intérêt de ces moyennes est de fournir les valeurs les plus approchées de la composition des eaux susceptibles de s'infiltrer par les fonds du lac. Elles sont comprises entre 0 et + 9,5 ‰ selon les masses d'eaux.

Les eaux du Chari présentent un minimum de - 5 ‰ en septembre et un maximum de + 1 ‰ en avril-mai. La masse méridionale peu évoluée, car reconstituée directement par l'épandage de la crue du Chari de juin à janvier, peut avoir des compositions isotopiques égales (- 3,4 ‰) ou légèrement supérieures (+ 2,9 ‰) à celles des eaux d'alimentation au cours des mois précédant l'échantillonnage. Les valeurs apparaissent minimales de septembre à décembre. Elle s'étend à partir de juin-juillet dans la Grande-Barrière, de septembre dans la zone sud-est et d'octobre dans la zone sud-ouest, entraînant ainsi dans ces régions une diminution marquée des teneurs en oxygène 18.

Dans la zone nord, l'apport repousse les eaux préexistantes qui viennent alors former la masse intermédiaire, dans la Grande Barrière en juillet, puis le pourtour de celle-ci en septembre. Ces eaux intermédiaires, dont la composition varie de + 4,0 à + 7,5 ‰, remplacent la masse médiane, elle-même refoulée essentiellement vers la rive occidentale avec des valeurs de + 6,5 à + 8,5 ‰. La masse septentrionale, dont les valeurs sont comprises entre + 7,5 et + 11 ‰, se déplace peu et tend à se cantonner alors vers le nord-est. A partir d'octobre, les eaux méridionales déferlent dans le Bassin nigérian directement par le Cap de Baga Kawa. Des compositions de l'ordre du SMOW apparaissent ainsi en décembre au large de Malamfatori, sur l'axe du courant occidental. Le mouvement circulaire alors amorcé entraîne jusqu'en février, dans les Ilots-bancs du Kanem et le nord de la Grande Barrière, les eaux intermédiaires et méridionales vers le sud puis l'ouest. Les teneurs en oxygène 18 s'accroissent ainsi à nouveau dans ces régions. La participation de ces eaux à l'alimentation du courant occidental, accrue en février, se traduit en mars-avril par une augmentation des compositions dans le sud du Bassin nigérian où elles atteignent + 4 ‰. De février à mars-avril, la progression des eaux intermédiaires vers le sud, jusqu'au Golfe de Meinari, conduit également à un accroissement des valeurs dans l'ensemble de la Grande Barrière.

Dans la zone sud-est, les eaux méridionales s'étalent, à partir de septembre, également en direction du Kanem vers lequel elles tendent à refroidir la masse sud-orientale. Les teneurs en isotopes lourds décroissent. Ces eaux atteignent leur maximum d'extension de décembre à février. En décembre, des compositions de l'ordre de $-1,5 \text{ ‰}$ marquent les eaux en bordure de l'Archipel. De février à mai-juin, la masse méridionale, trop peu réalimentée, évolue presque sur place en masse sud-orientale dont les compositions varient entre $+2,4$ et $+6,7 \text{ ‰}$. De mars-avril à juillet, l'accroissement est ainsi évalué à $+1,5 \text{ ‰}$ dans le Bassin sud-est. L'extension maximale des eaux sud-orientales se réalise en mai-juin, mais celles-ci couvrent encore en juillet la majeure superficie du Bassin sud-est. Les eaux orientales et littorales, respectivement cantonnées dans le Golfe d'Iseïrom et les bras côtiers, ont des compositions généralement comprises entre $+6$ et $+10 \text{ ‰}$. Leurs limites fluctuent peu au cours de l'année.

La zone sud-ouest est envahie à partir de septembre-octobre par les eaux méridionales qui entraînent jusqu'en décembre une diminution des compositions jusqu'à $-3,5 \text{ ‰}$ puis une augmentation. La masse sud-occidentale reflue simultanément vers la rive nigériane et le Cap de Baga Kawa où les compositions restent de l'ordre de $+4$ à $+5 \text{ ‰}$. Dans le sud du Golfe, les valeurs de $+2,7$ à $+6,4 \text{ ‰}$ marquent en mars-avril les eaux apportées par l'El Beïd. De mars-avril à septembre-octobre, les eaux méridionales évoluent sur place. Elles s'homogénéisent avec une partie des eaux intermédiaires venues du nord et la masse sud-occidentale qui représente alors principalement l'apport annuel de l'El Beïd. Sans mouvement de grande ampleur, l'ensemble évolue en masse sud-occidentale. Les compositions s'accroissent dans toute la zone sud-est où elles acquièrent dès juillet des valeurs de $+4,0$ à $+6,6 \text{ ‰}$.

7.1.2. Variations annuelles des compositions isotopiques de l'oxygène.

Les variations temporelles des compositions isotopiques aux stations fixes (fig.87 et 88) résultent essentiellement des effets conjugués :

- des circulations qui peuvent amener des eaux plus ou moins chargées,

- de l'intensité de l'évaporation,
- de la teneur en oxygène 18 de la vapeur atmosphérique et de la tension de celle-ci,
- de la teneur en oxygène 18 des pluies et de la hauteur de celles-ci,
- de la profondeur.

Les compositions isotopiques aux stations présentent généralement un seul minimum et maximum annuel.

Maximum et diminution des compositions isotopiques :

Aux stations, le maximum se réalise généralement en mai-juin. Il est cependant parfois atteint en avril et peut durer jusqu'en juillet. Il coïncide ainsi le plus souvent avec la fin de la saison sèche, l'intensité maximale de l'évaporation et les déplacements d'eau les plus faibles de l'année. En des points tels Hadjer el Hamis, Soula, Ndjowa, Daguil extrem, Baga Kiskra, le maximum des teneurs en isotopes lourds n'est pas synchrone du maximum de salure et peut le précéder de plusieurs mois. Alors que les salures continuent à croître sous l'effet de l'évaporation, excédentaire par rapport aux précipitations, les compositions décroissent car l'effet du mélange avec les précipitations l'emporte sur celui de l'enrichissement isotopique par évaporation.

L'influence des pluies, dont les compositions isotopiques de juillet, août et septembre sont comprises entre - 2 et - 8 ‰, avec une moyenne de - 5 ‰ (Première partie, paragr.7.3.1), est rapidement secondée à ces stations par une arrivée d'eau de plus en plus pauvre en oxygène 18 et en sels. Ces déplacements s'y traduisent ainsi également par une stabilisation puis une diminution des salures.

A Borgomerom, l'effet du déplacement des eaux sur la décroissance des compositions est, dès juin, largement prépondérant sur celui des pluies.

La baisse accentuée de $+ 8,6$ à $+ 0,2$ ‰ de juin à septembre est provoquée essentiellement par l'écoulement du courant de décharge qui, tout au cours de cette période, entraîne les eaux intermédiaires puis méridionales vers la partie septentrionale.

A la station Cl, le maximum est très étalé de juin à septembre, car la masse médiane qui occupe le Bassin rigérien a une composition relativement homogène. L'augmentation de salure qui marque en juin et juillet l'arrivée d'eau en provenance du nord n'est pas accompagnée d'un fort accroissement des teneurs en isotopes lourds en raison de l'apport simultané en pluie. La diminution brutale de $+ 7,0$ à $+ 1,5$ ‰, provoquée d'octobre à décembre par l'arrivée des eaux intermédiaires puis méridionales jusqu'à la station n'a pu être observée en détail.

A Magi et à Bol, le déplacement des eaux et les pluies peuvent concourir conjointement, dès juin, à la décroissance des teneurs en oxygène 18 qui apparaît synchrone de la baisse des salures.

A Baga Sola, le maximum de juin-juillet se produit relativement tard car il est provoqué en partie par un apport d'eau en provenance de l'ouest, plus riche en oxygène 18 et en sels. Les précipitations ne peuvent créer qu'en août une diminution des compositions mais demeurent insuffisantes pour empêcher les salures de croître. Le maximum de décembre-janvier semble résulter d'un effort prépondérant du fractionnement sur celui du déplacement des eaux vers l'extrémité du bras côtier.

Minimum et augmentation des compositions isotopiques :

Aux stations qui ne sont pas balayées par les grands courants, le minimum est généralement observé en septembre ou octobre. Il est provoqué par les précipitations dont la proportion dans les eaux du lac atteint sa valeur maximale en fin de saison des pluies. Le déplacement des eaux en direction des rives contribue évidemment à ce minimum. L'accroissement plus ou moins marqué qui succède ensuite, à Hadjer el Hamis, Soula (en 1968), Bol (en 1966, 1967 et 1968), Ndjowa, Daguil, Baga Sola, Baga Kiskra (en 1969) et

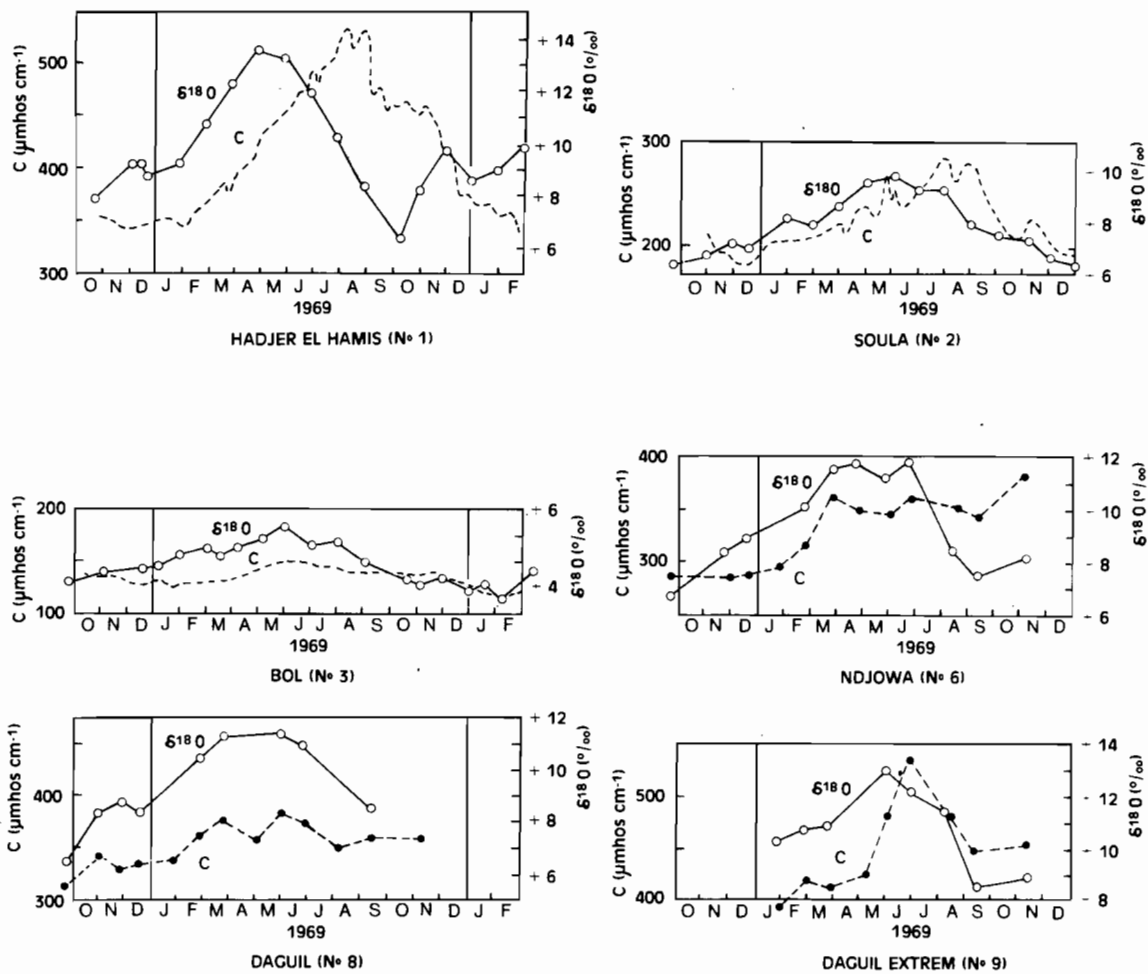


Fig. 87 a : Variations de la conductivité électrique C et de la composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ des eaux du lac Tchad aux différentes stations.

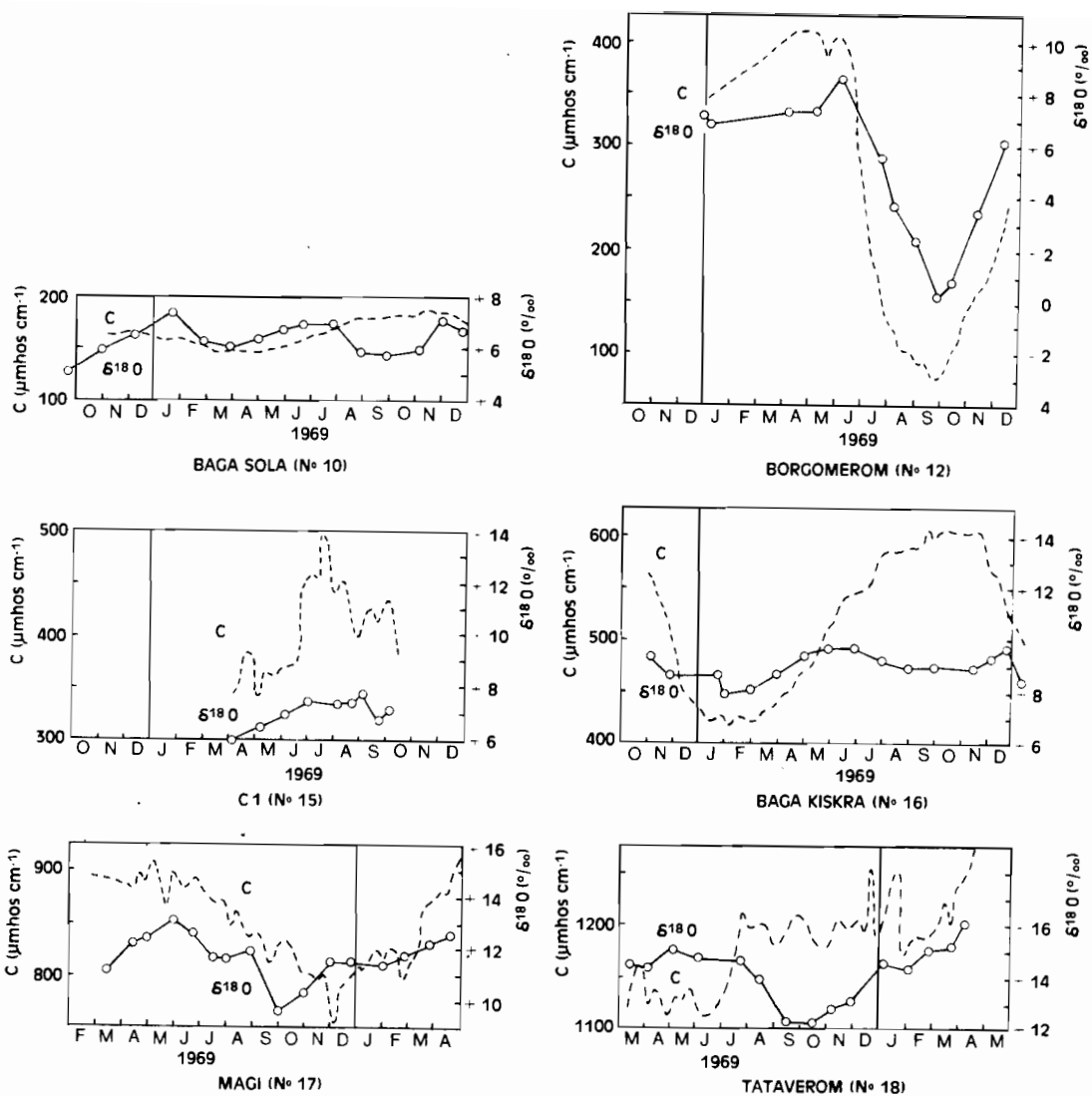


Fig. 87 b : Variations de la conductivité électrique C et de la composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ des eaux du lac Tchad aux différentes stations.

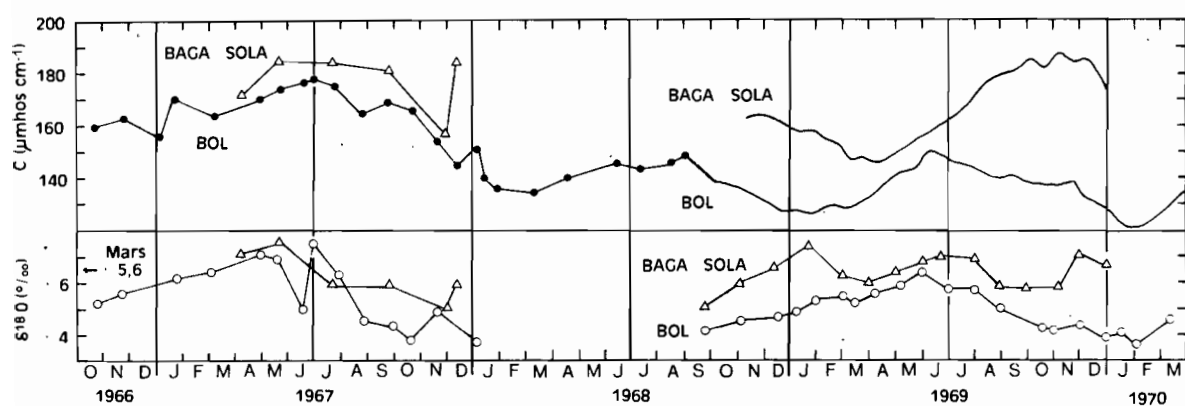


Fig. 88 : Variations temporelles de la composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ (‰ vs SMOW) et de la conductivité électrique C (à 25°C) des eaux du lac Tchad à Bol et Baga Sola, de 1966 à 1970.

Magi, est lié à un effet prédominant de l'évaporation sur celui du déplacement, malgré l'ampleur encore importante de celui-ci qui maintient la décroissance des salures jusqu'en décembre ou février. Par contre, certaines autres années à des stations telles que Soula et Bol (en 1969), Baga Kiskra (en 1968), le minimum n'est pas situé en septembre. Les concentrations en isotopes lourds continuent à décroître après la saison des pluies. Les précipitations ne s'avèrent pas suffisantes pour créer un minimum accentué tandis que l'effet du déplacement est ensuite supérieur à celui de l'évaporation jusqu'en décembre ou février. Le minimum des compositions isotopiques apparaît alors synchrone du minimum de salure. A une même station, on peut donc suivant les années observer les deux cas selon l'importance relative de la crue du Chari et des pluies. A Baga Sola, on assiste même successivement aux deux cas, l'effet du mouvement ne l'emporte sur l'évaporation qu'à partir de décembre ou de janvier. Il existe alors deux maximums et deux minimums annuels.

A Borgomerom, le minimum très accentué de septembre qui va de pair avec celui des salures est uniquement consécutif à l'avancée maximale des eaux méridionales vers le nord à travers la Grande Barrière. Il marque aussi le changement de sens du courant de décharge dans la partie septentrionale. Le fort accroissement des teneurs en isotopes lourds est ensuite provoqué par le retour des eaux méridionales puis intermédiaires vers le sud. En C 1, au contraire, le minimum doit probablement avoir lieu entre décembre et février avec l'extension maximale des eaux méridionales dans le Bassin nigérian.

Ces dernières remarques conduisent à souligner que, dans de vastes régions, la variation annuelle des compositions isotopiques demeure, comme celle des salures, déterminée avant tout par le mode de circulation des eaux. La répartition saisonnière des masses d'eau de compositions isotopiques différentes, telle qu'elle a été définie au paragraphe précédent, montre en outre que les variations observées aux stations ne se produisent pas dans l'ensemble du lac. Le maximum et le minimum annuels peuvent, selon les points, avoir lieu à n'importe quelle époque de l'année. On peut dire toutefois que, sur la plus grande superficie du lac, le maximum est situé en mai-juin et le minimum entre septembre et février.

7.1.3. Relation entre la composition isotopique de l'oxygène et la salure globale.

Les points représentatifs de la composition isotopique de l'oxygène en fonction de la teneur globale en cations (en me/l) définissent deux courbes distinctes dont le tracé est sensiblement différent selon l'époque de l'année (fig. 89). La plus basse correspond toujours aux eaux de la zone nord : littorales, septentrionales, médianes et une partie des intermédiaires et même des méridionales au moins de septembre à décembre. La plus haute se rapporte aux eaux de la zone sud-est : littorales, orientales et éventuellement, en septembre et décembre, aux sud-orientales. Les eaux sud-occidentales tendent à se situer sur la courbe relative à la zone nord mais peuvent avoir, comme en décembre, une position intermédiaire aux deux courbes. Le segment inférieur, commun au moins de mars-avril à juillet, est déterminé par les eaux méridionales des trois zones, une partie (en mars-avril) ou l'ensemble (en juillet) des sud-orientales et une partie des intermédiaires.

Ainsi, à salure égale, la teneur en isotopes lourds est plus élevée dans la zone sud-est que dans la zone nord. Or, les paramètres qui régissent l'évaporation et l'enrichissement isotopique sont continus sur l'ensemble du lac, et même en faveur d'une évaporation plus intense au nord. On devrait donc obtenir une seule courbe d'évolution de la composition isotopique des eaux en fonction de la salure qui rend compte de la fraction évaporée. Notons que les teneurs en sodium, qu'il semble plus logique de prendre en considération parce qu'elles sont les moins modifiées par les phénomènes physico-chimiques (quatrième partie), conduisent aux mêmes dispositions.

Dans la zone sud-est, la composition qui évolue principalement sous l'effet de l'évaporation détermine une courbe dans le diagramme $\delta^{18}\text{O}$, rp^+ (CRAI: H. - 1963 -). Au contraire, dans la zone nord, l'effet du mélange des eaux entre elles est beaucoup plus intense en raison des mouvements circulaires et se superpose à celui de l'évaporation. La courbe tend ainsi vers un segment de droite de mélange (FONTES J.C. et al. - 1970 -). L'une des extrémités de ce segment est définie par les valeurs d'enrichissement maximum en sels et en isotopes lourds dans les eaux du lac susceptibles de participer au mélange, l'autre par les teneurs les plus faibles des eaux

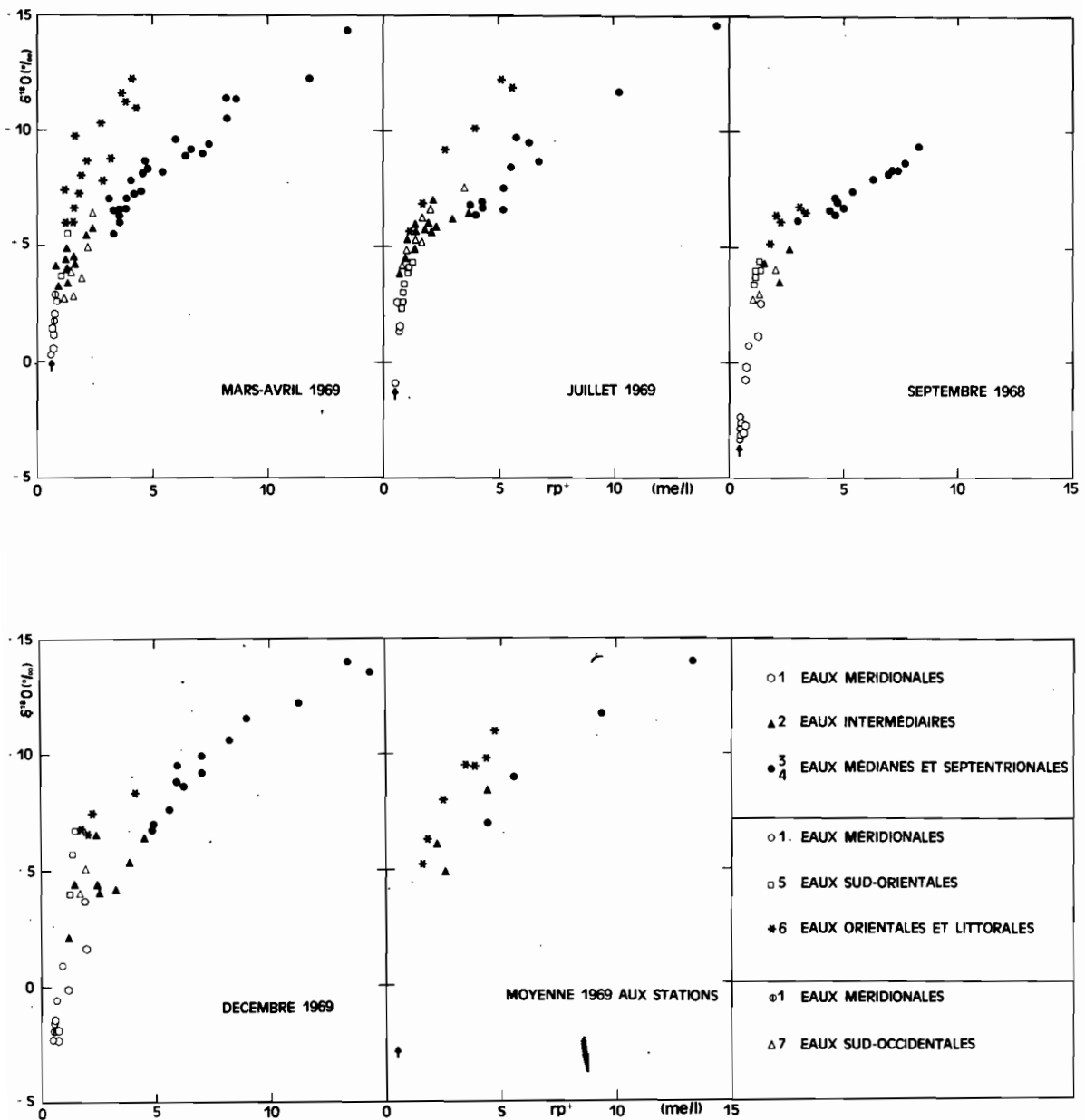


Fig. 89 a : Diagrammes de corrélation entre la composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ (‰ vs SMOW) et la teneur globale en cation rp^+ des eaux du lac Tchad.

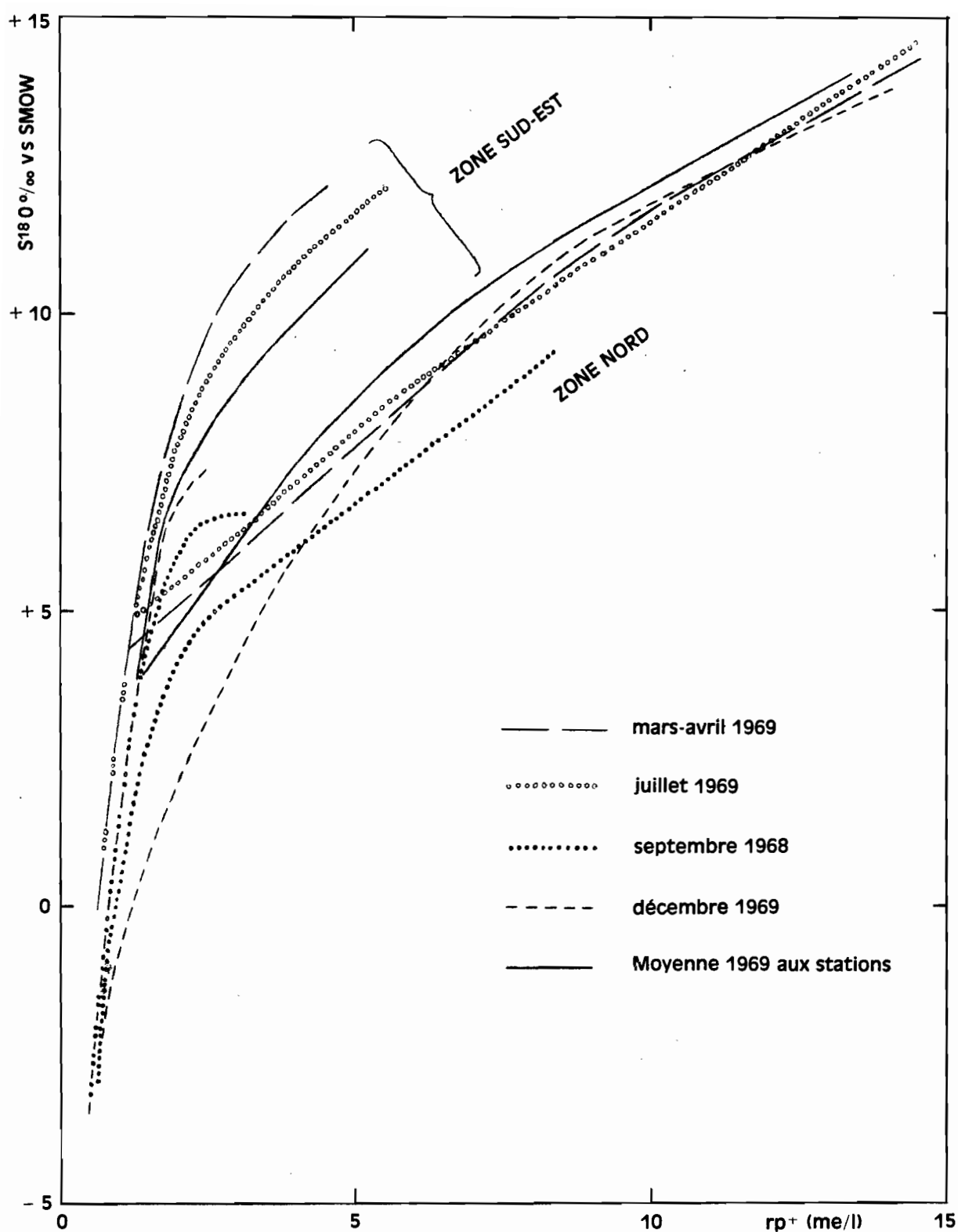


Fig. 89 b : Corrélation entre la composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ (‰ vs SMOW) et la teneur globale en cations rp^+ des eaux du lac Tchad, à différentes époques de l'année. Des courbes moyennes ont été tracées d'après la distribution des points sur les diagrammes $\delta^{18}\text{O}$, rp^+ de la fig. 89 a.

qui alimentent la zone nord. De juillet à décembre, la courbe prend une forme de plus en plus incurvée et tangente à celle de la zone sud-est ; en septembre et décembre, son extrémité inférieure correspond aux eaux du Chari : les mélanges sont encore mal réalisés. Au plus fort de la crue du Chari, la présence des eaux fluviales, alors à faibles compositions isotopiques, est décelable dans la masse intermédiaire jusqu'à $+ 4,5 \text{ ‰}$ et $2,5 \text{ me/l}$ en septembre et $+ 7 \text{ ‰}$ et 5 me/l en décembre. En mars-avril et en juillet, ils sont pratiquement achevés au-delà de $+ 4,5$ à $5,0 \text{ ‰}$ et $1,1$ à $1,2 \text{ me/l}$: la corrélation peut s'ajuster à une droite, sécante à la courbe des eaux méridionales et du sud-est nettement distinctes des intermédiaires.

Dans une même zone, les courbes présentent différents tracés selon l'époque de l'année. Dans la zone sud-est, à salure égale, les teneurs en oxygène 18 diminuent de mars-avril à septembre puis augmentent de septembre à mars-avril (d'après les quatre époques d'observation). Cette constatation, conforme à la chronologie plus précise des variations temporelles établie aux stations, permet de confirmer, en dehors de tout effet de déplacement d'eau, que les compositions isotopiques atteignent leur maximum en fin de saison sèche puis diminuent à la suite du mélange avec les pluies. En outre, la variation saisonnière des teneurs originelles en isotopes lourds ne peut que contribuer à différencier les tracés de la partie inférieure de la courbe. La courbe de corrélation définie par la moyenne annuelle des compositions isotopiques et des salures globales aux stations fixes a, ce qui est normal, une position moyenne dans le faisceau des courbes spécifiques aux diverses époques. Dans la zone nord, les faits paraissent moins nets, probablement en raison du développement accentué des mélanges. Cependant, à salure égale, c'est encore en septembre que la teneur en oxygène 18 devient la plus faible, par suite de l'apport météorique. La courbe relative aux stations ne présente pas ici une position moyenne mais nous n'avons guère pour cela d'explication satisfaisante à proposer.

7.2. DEUTERIUM DANS LES EAUX DU LAC TCHAD.

Les compositions isotopiques de l'hydrogène $\delta \text{ D ‰}$ d'une partie des eaux échantillonnées aux stations fixes ont été mesurées. Comme il était

prévisible, les teneurs témoignent d'enrichissements considérables. Elles varient de - 30 à 0 ‰ au Delta du Chari à + 80 ‰ à l'extrémité des bras côtiers les plus minéralisés.

7.3. CORRELATION ENTRE LA COMPOSITION ISOTOPIQUE DE L'OXYGENE ET DE L'HYDROGENE.

Les points représentatifs de la composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ en fonction de la composition isotopique de l'hydrogène δD (fig. 28) définissent pour le lac une droite d'équation :

$$\delta\text{D} = 5,2 \delta^{18}\text{O} + 1$$

dont la pente est légèrement plus forte que celle de la droite relative aux trois tributaires Chari, Logone, El Beïd (FONTES J.C., GONFIANTINI R., ROCHE M.A. - 1970 -). Ce phénomène traduit des conditions d'évaporation différentes. On peut ainsi envisager un moyen de caractériser éventuellement les eaux évaporées provenant du lac, ce qui présente un intérêt pour l'étude de la nappe phréatique.

On doit aussi noter que les deux droites coupent celles des eaux météoriques, d'équation $\delta\text{D} = 8 \delta^{18}\text{O} + 10$, pratiquement au même point ($\delta^{18}\text{O} = -3,2$ ‰, $\delta\text{D} = -16$ ‰ pour la droite des fleuves, et respectivement - 3,3 et - 16 ‰ pour celle du lac), point qui correspond à la composition moyenne annuelle pondérée des eaux du Chari, telle qu'elle a été évaluée en 1967.

Nous concluons en soulignant que les teneurs en isotopes lourds permettent de prouver l'existence de mouvements et de mélanges par traçage du vecteur eau dans sa molécule elle-même et non point par des sels en solution.

7.4. TENEURS EN TRITIUM DES EAUX DU LAC TCHAD.

La teneur moyenne annuelle pondérée en tritium des eaux du Chari à Fort-Lamy en 1969 est de 85 ± 7 U.T.

Dans le lac, du Delta aux rives du Kanem, les concentrations en tritium des eaux de la zone sud-est (fig. 90) augmentent avec les salures globales en fonction desquelles elles définissent une droite de pente positive, au moins jusqu'aux valeurs d'environ 150 U.T, 3 me/l de cations (fig. 91). Seul le point déterminé par les valeurs 141 U.T, 5,2 me/l est situé nettement en dessous de cette droite.

Rappelons que la salure croît avec le temps de séjour des eaux dans le lac et qu'un essai d'estimation de ce temps moyen peut être tenté en fonction de la concentration en sodium (troisième chapitre, paragr. 6.).

Deux phénomènes doivent concourir à l'accroissement des teneurs en tritium dans l'espace.

a) Ces eaux étaient originellement d'autant plus chargées en tritium qu'elles sont vieilles c'est-à-dire minéralisées. La diminution des teneurs en tritium dans les précipitations depuis 1963, générale dans le monde et partiellement observée à Fort-Lamy, a en effet entraîné une diminution parallèle des teneurs dans les eaux fluviales qui alimentent le lac à 88 %. La concentration des pluies à Fort-Lamy était supérieure à 1000 U.T. en 1963 et 1964, de 300 à 400 U.T. en 1965 (données A.I.E.A.). Des échantillons mensuels pondérés nous ont permis de l'estimer à environ 145 U.T. en 1969. Il serait de toute façon difficile d'évaluer la concentration originelle des eaux échantillonnées dans le lac, parce qu'elles représentent un mélange d'eaux du Chari et de pluies, déversées à différentes dates avec des teneurs très variées.

Les pluies qui chaque année apportent directement du tritium à ces eaux ne semblent cependant pas avoir un effet déterminant sur la concentration puisqu'elles ne modifient pas l'évolution observée au moins jusqu'à 3 me/l de cations. Elles pourraient tendre soit à homogénéiser les concentrations si la hauteur de pluie était régulière dans cette région de faible superficie, soit à créer une dispersion des valeurs dans l'hypothèse plus probable d'une forte hétérogénéité spatiale des hauteurs. Ce n'est pas le

cas. Cet apport en tritium paraît pour cela insuffisant en raison des proportions en présence (environ 12 % de pluie) et des teneurs relativement faibles des précipitations ces dernières années.

b) L'effet de l'enrichissement en tritium par fractionnement isotopique, consécutif à l'évaporation et à l'échange avec la vapeur atmosphérique, sans être forcément supérieur à celui de la désintégration radioactive, peut néanmoins le compenser suffisamment pour contribuer, avec la décroissance des teneurs originelles et l'apport annuel des pluies, à l'accroissement spatial observé.

Le maximum puis la décroissance des teneurs en tritium au-delà de 150 U T, 3,4 me/l demandent à être précisés par des mesures supplémentaires. Ils pourraient représenter, au-delà d'un certain âge des eaux, la résultante des phénomènes ci-dessus mentionnés : l'effet de la désintégration finirait par l'emporter, en particulier sur celui du fractionnement isotopique qui tend vers un état stationnaire.

Ces quelques mesures, et les discussions qu'elles permettent, suffisent à démontrer l'impossibilité de dater les eaux du lac en fonction de leur teneur en tritium.

8. CONCLUSION SUR LES CARACTERISTIQUES PHYSICO-CHIMIQUES DES EAUX DU LAC TCHAD.

8.1. CONCLUSION SUR LES CARACTERES PHYSIQUES DES EAUX.

La température moyenne annuelle de la masse d'eau lacustre est de $27 \pm 1^{\circ}\text{C}$. Les moyennes mensuelles sont comprises entre 20 et 30°C . La stratification thermique ($0,5$ à 2°C) s'établit dans la journée et disparaît au cours de la nuit. Les variations spatiales sont inférieures à 3°C .

La remise en suspension des sédiments, favorisée par les faibles profondeurs, est le principal facteur de la turbidité des eaux. La transparence

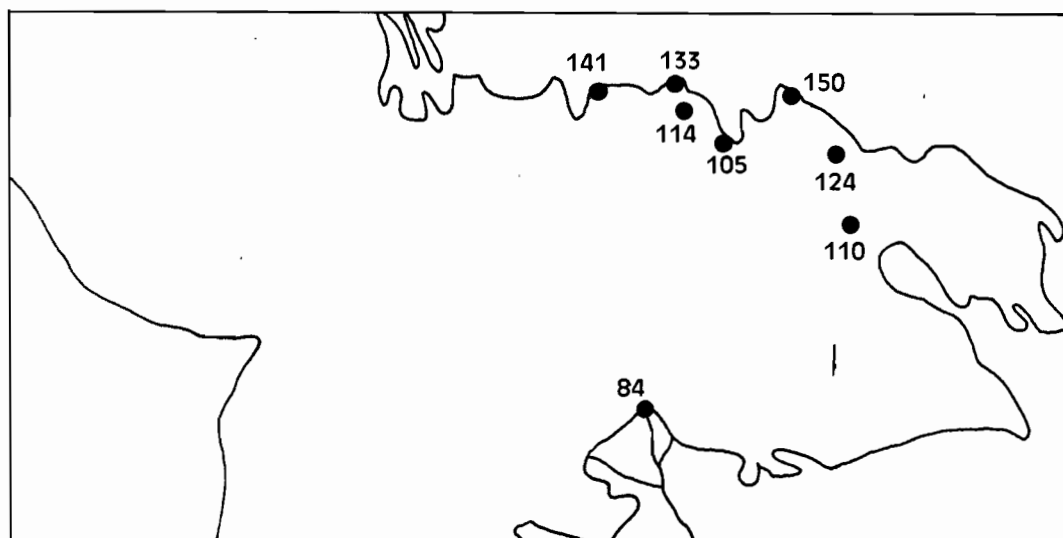


Fig. 90 : Teneurs en tritium (U.T.) des eaux de la zone sud-est du lac Tchad, en mai 1969.

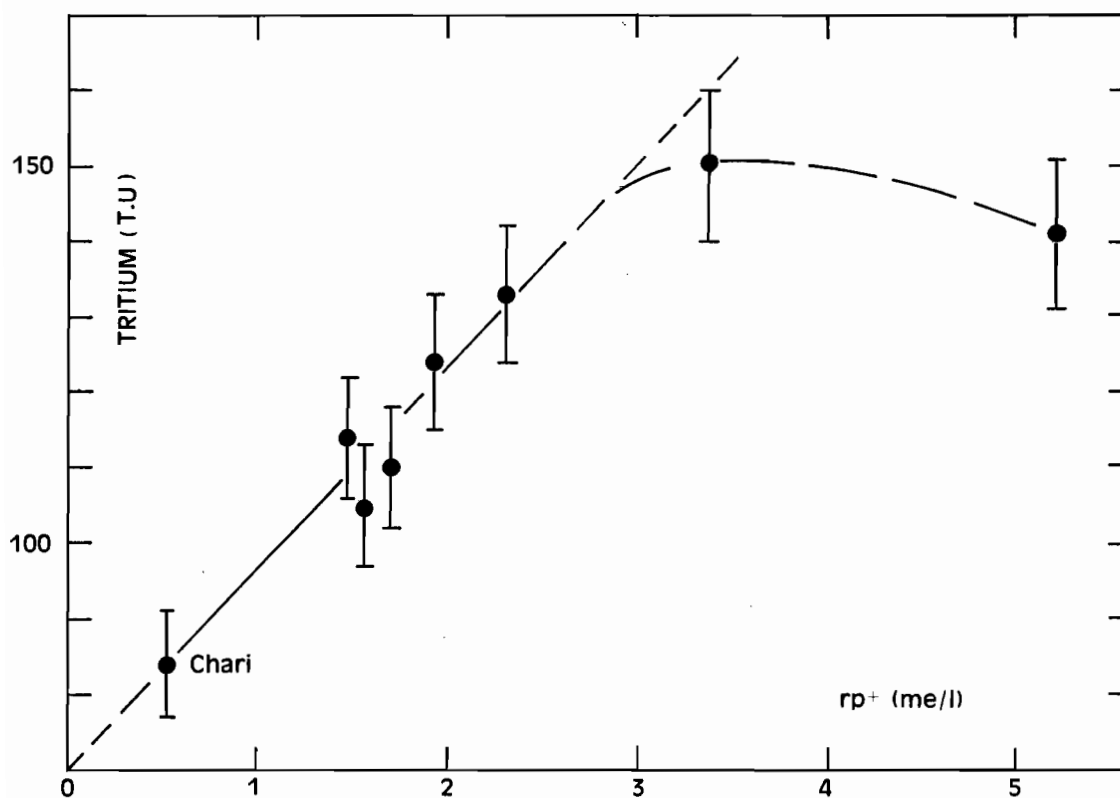


Fig. 91 : Relation entre la teneur en tritium et en cations rp^+ des eaux de la zone sud-est du lac Tchad, en mai 1969.

augmente de 0,2 - 0,5 m dans le sud-est jusqu'aux rives où elle peut atteindre un à plusieurs mètres à l'extrémité des bras côtiers.

8.2. CONCLUSION SUR LES SALURES GLOBALES.

La faible salure des eaux, en regard de l'endoréisme accentué de la cuvette et des conditions climatiques qui y régissent, apparaît d'emblée comme une des caractéristiques les plus remarquables du lac Tchad. Les conductivités, verticalement homogènes, varient spatialement entre 40 et 1500 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, correspondant à 0,4 et 20 me/l de cations, auxquels s'ajoutent de 25 à 130 mg/l de silice dissoute. La valeur moyenne annuelle pour l'ensemble du volume du lac était en 1969 de 3,95 me/l de cations, soit environ 300 mg/l d'ions, alors que la salure moyenne des apports est de 0,52 me/l de cations.

Il existe un gradient positif et croissant de salure, orienté de l'embouchure du Chari vers les rives où les teneurs ioniques globales peuvent être 25 à 40 fois plus élevées que celles des apports. C'est le cas aux extrémités des bras littoraux de l'Archipel nord et du Golfe d'Iseïrom. Toutefois, ces rapports de concentrations ne dépassent pas 3 à 4 sur le littoral de la zone sud-ouest et 2 à 12 entre Baga Kiskra et Iseïrom. Cet accroissement des salures est provoqué par l'évaporation progressive des eaux au fur et à mesure que celles-ci s'éloignent du Delta. Les teneurs en sels sont ainsi fonction du temps de séjour des eaux dans le lac. L'évolution spatiale des salures, observée à un moment donné, retrace tous les stades de leurs évolutions temporelles au cours du cheminement des eaux depuis le Delta jusqu'aux rives. Le schéma de répartition concentrique des salures tend toutefois à être modifié dans de vastes régions par le mode de circulation saisonnière des eaux. Dans les bras côtiers, la répartition des salures globales (en me/l) en fonction de la distance depuis l'entrée s'ajuste à une loi exponentielle.

Les teneurs en cations des eaux du Chari varient de 0,35 me/l en août à 0,80 me/l en avril et celles de l'El Beïd de 1,2 à 1,6 me/l. En tous les points du lac, les salures présentent généralement un seul minimum et maximum annuels plus ou moins étalés qui peuvent avoir lieu à des dates très

différentes, même en des régions voisines et à n'importe quelle époque de l'année. Si l'on considère l'ensemble du lac, septembre à février pour le minimum et mai à août pour le maximum sont, cependant, les intervalles les plus fréquents. L'amplitude de variation annuelle, rapportée à la moyenne, croît depuis le Delta de 50 - 70 % jusqu'au centre de la Grande Barrière où elle présente un maximum de 150 % puis décroît vers l'est et le nord jusqu'aux rives, où elle peut être inférieure à 20 %. Dans la zone sud-est, elle décroît aussi depuis le Delta jusqu'aux côtes où les valeurs sont comprises entre 15 et 30 %. Dans la zone sud-ouest, l'évolution est assez complexe et l'amplitude de variation atteint 110 % à l'embouchure de l'El Beïd.

La comparaison minutieuse des résultats obtenus en 1908, 1957 et de 1962 à 1970 n'a permis la mise en évidence d'aucune évolution pluriannuelle orientée de la salure des eaux. Si la régulation saline du lac est un fait quasiment évident sur une longue période, en raison des faibles salures, nous avons aussi démontré qu'elle est suffisamment efficace pour stabiliser les salures, même en cas de variations interannuelles importantes du niveau, comme ce fut le cas de 1962 à 1970, période au cours de laquelle le volume des eaux a diminué de moitié.

8.3. CONCLUSION SUR LES SALURES SPECIFIQUES.

Les eaux fluviales qui alimentent le lac ne contiennent pratiquement que des bicarbonates de calcium, magnésium, sodium et potassium. Les salures spécifiques interannuelles (me/l) des apports fluviaux sont estimées à :

$$\text{Ca} = 0,200, \text{Mg} = 0,141, \text{Na} = 0,131, \text{K} = 0,043$$

$$\text{CO}_3\text{H} \neq \text{rp}^+ = 0,515, \text{SiO}_2 = 25 \text{ mg/l}$$

et les teneurs relatives (par rapport à la teneur totale en cations) :

$$\text{Ca} = 39,0 \%, \text{Mg} = 27,5 \%, \text{Na} = 25,5 \%, \text{K} = 8,5 \%, \text{CO}_3\text{H} \neq 100 \ %.$$

Dans le lac, ces eaux demeurent de façon prépondérante bicarbonatées. De faibles teneurs en carbonates apparaissent lorsque les bicarbonates atteignent 4 me/l environ. Les concentrations en sulfates sont inférieures à

0,1 me/l. Les chlorures restent inférieurs à 0,3 me/l et se cantonnent aux environs de 1 à 2 % de la salure anionique.

Les teneurs spécifiques croissent généralement avec la salure globale, mais à des taux différents. Les concentrations maximales sont atteintes à l'extrémité des bras de l'Archipel du Kanem. Les plus fortes valeurs (me/l) relevées aux cours de nos investigations sont :

$$\text{Ca} = 2,5, \text{Mg} = 4,0, \text{Na} = 10,8, \text{K} = 3,4.$$

$$\text{CO}_3 + \text{CO}_3\text{H} = 18 \quad \text{Cl} = 0,35$$

Les teneurs maximales en calcium présentent en général le même comportement, mais peuvent précéder les autres maximums de salure au long de l'écoulement. Elles décroissent alors en direction des rives tandis que la salure globale continue à s'accroître. C'est le cas dans le nord du lac pour 7 me/l de cations et en juillet dans le Golfe de Meinari pour 1,5 me/l de cations. Dans cette dernière région, à la même époque, les concentrations en magnésium cessent également d'augmenter avec la salure globale.

Les modifications des proportions cationiques sont très marquées. L'évolution débute dès l'arrivée des eaux fluviales, mais dépend essentiellement des zones où séjournent les eaux et ainsi n'est pas uniquement fonction de la minéralisation globale ou du temps de séjour des eaux dans le lac. Plusieurs types d'évolution, qui correspondent en général à l'augmentation des proportions d'un cation et à la diminution d'un, de deux ou de trois autres, ont été observés. Ils conduisent successivement dans le temps et l'espace à cinq faciès, calciques puis sodiques.

Ainsi dans les zones nord et sud-ouest, on assiste à une diminution des teneurs relatives en calcium et en magnésium qui se traduit par une augmentation simultanée des concentrations en sodium. Dans la première zone, les eaux deviennent ainsi sodiques pour des teneurs globales comprises selon l'époque de l'année entre 1,0 et 2,2 me/l, au-delà d'une limite qui oscille dans la Grande Barrière et le sud du Bassin nigérian. Les proportions ioniques

finissent par se stabiliser pour des salures globales comprises entre 2,8 et 7,5 me/l. Les valeurs de l'ordre de :

$$\text{Na} = 38-41 \% , \text{Ca} = 26-29 \% , \text{Mg} = 23-26 \% , \text{K} = 8-11 \%$$

occupent une vaste superficie. Dans l'Archipel du Kanem, les teneurs relatives sont de 1 à 2 % inférieures pour le calcium et supérieures d'autant pour le magnésium et le sodium à celles que l'on peut observer dans les régions plus occidentales. Au-delà des minéralisations de 7,5 me/l environ, dans les Ilots-bancs et l'Archipel nord, une nouvelle diminution relative en calcium au profit des autres cations se manifeste. Particulièrement intense entre 9 et 12 me/l, on relève finalement, à l'extrémité des bras côtiers les plus minéralisés, les compositions suivantes :

$$\text{Na} = 47 \% , \text{Mg} = 26 \% , \text{K} = 14 \% , \text{Ca} = 13 \%$$

Dans la zone sud-ouest, les eaux acquièrent un faciès sodique pour des teneurs globales en cations comprises entre 0,7 et 2,0 me/l. Sur la rive nigérienne, la composition cationique au terme de l'évolution est différente :

$$\text{Na} = 40-49 \% , \text{Ca} = 21-25 \% , \text{Mg} = 20-26 \% , \text{K} = 10-12 \%$$

Dans la zone sud-est, une augmentation relative en magnésium, puis en calcium dans les bras côtiers, va de pair avec une augmentation en sodium. Les eaux de la crue du Chari, à faciès calci-magnésien deviennent ainsi calci-sodiques au cours de leur séjour dans le Bassin méridional et le sud de l'Archipel, de janvier à mai. L'évolution est beaucoup moins marquée que dans les autres zones et le faciès calcique se maintient sur plus de 99 % de la superficie, avec, dans l'Archipel sud-est, les proportions suivantes :

$$\text{Ca} = 36-40 \% , \text{Na} = 27-29 \% , \text{Mg} = 24-27 \% , \text{K} = 8-10 \%$$

Le faciès sodique n'apparaît pas avant que la salure globale n'atteigne au moins 5 me/l.

La teneur en silice dissoute tend à croître de 22 mg/l depuis le Bassin méridional à 130 mg/l dans l'extrême nord de la partie septentrionale. Elle croît avec la salure ionique et le confinement des eaux. La relation entre les deux premières caractéristiques est ainsi différente selon les régions et semble-t-il les saisons.

Nous verrons en détail dans les troisième et quatrième chapitres comment ces variations saisonnières et ces répartitions des salures globales et spécifiques résultent :

- du mode de déplacement des eaux et des débits et des salures des apports et des pertes,
- de l'effet de l'évaporation et des pluies, fonction du temps de séjour des eaux dans le lac et de la profondeur,
- de divers phénomènes physico-chimiques et biochimiques, modificateurs des salures.

8.4. CONCLUSION SUR LES COMPOSITIONS ISOTOPIQUES.

Dans le lac, les eaux s'enrichissent en oxygène 18. De + 2 à - 5 % au delta du Chari, les compositions isotopiques atteignent + 3 à + 16 ‰ en bordure des rives. Les compositions moyennes des eaux susceptibles de s'infiltrer par les fonds du lac sont comprises entre 0 et + 9,5 ‰ selon les régions. Les variations spatiales et temporelles dépendent des effets conjugués des circulations, de l'intensité de l'évaporation, de la teneur en ^{18}O des pluies et de la vapeur atmosphérique et de la tension de celle-ci, de la profondeur. Les compositions isotopiques présentent généralement un seul minimum et maximum annuels.

Dans la zone sud-est, la teneur en isotopes lourds évolue principalement sous l'effet de l'évaporation et détermine une courbe dans le diagramme ($\delta^{18}\text{O}$, salure). Par contre dans la zone nord, l'effet des mélanges, favorisé par les mouvements circulaires, se superpose à celui de l'évaporation et la courbe tend vers un segment de droite.

Les compositions isotopiques de l'oxygène prouvent l'existence de mouvements et de mélanges par traçage de l'eau dans sa molécule elle-même et non point par des sels en solution.

La pente de la droite $D = f(\delta^{18}O)$, de 5,2, est légèrement plus forte que celle de la droite spécifique des tributaires. Ceci est provoqué par des conditions d'évaporation différentes.

Les teneurs en tritium, dans la partie sud-est en 1969, augmentent avec les salures de 85 ± 7 à 150 ± 9 U T. Deux phénomènes concourent à l'accroissement des teneurs en tritium dans l'espace : la diminution des teneurs dans les précipitations et les tributaires depuis 1963, et le fractionnement isotopique consécutif à l'évaporation et à l'échange avec la vapeur atmosphérique qui freine l'effet de la désintégration radioactive. Ces phénomènes écartent la possibilité d'une datation des eaux du lac en fonction de leur teneur en tritium.

TROISIEME CHAPITRE
- o - o - o - o - o - o - o - o - o -

TRACAGE HYDROCHIMIQUE NATUREL
DES
MOUVEMENTS DES EAUX DANS LE LAC
TCHAD

Le régime hydro-climatique et la morphologie du lac Tchad laissaient prévoir l'existence d'un mode particulier de circulation des eaux. Les premières mesures détaillées de la conductivité des eaux (fig. 51), tracées pour l'ensemble du lac en mars-avril 1967 (ROCHE - 1969 -) ont mis en évidence l'existence de circulation préférentielles et la possibilité de leur étude par des méthodes basées sur le marquage naturel des eaux par leur salure. Des travaux parallèles (HOPSON - 1968 -, CARMOUZE - 1971 -, ROCHE - 1973 -) confirmaient la validité d'une telle méthodologie.

Ce chapitre débute par un exposé du principe et de la méthode permettant la mise en évidence des mouvements des eaux d'après l'interprétation des variations spatio-temporelles des salures globales. Font suite une détermination détaillée de la chronologie et du sens des circulations saisonnières dans les trois grandes zones du lac, puis l'estimation des vitesses de déplacement et des volumes déversés dans la moitié septentrionale. Les relations de causes à effets sont discutées. Enfin, un essai d'estimation du temps de séjour des eaux dans le lac est tenté en fonction de la concentration des eaux en sodium.

1. PRINCIPE ET METHODE DU TRACAGE HYDROCHIMIQUE NATUREL DU MOUVEMENT DES EAUX DANS LE LAC TCHAD.

1.1. PRINCIPE.

Le mouvement des eaux est mis en évidence par un ensemble d'interprétations dont les principes sont les suivants :

- les gradients de salures globales, et les salures elles-mêmes, caractérisent plusieurs masses d'eau dans le lac. Leur description a été faite au deuxième chapitre (paragr. 4.4.1.). L'évolution spatio-temporelle de celles-ci sur de courtes périodes permet une détermination sommaire de la dynamique des eaux, parfois complémentaire et très utile à la définition préliminaire de la circulation générale,

- les déplacements des eaux de salures égales à des vitesses différentes déterminent un tracé sinueux, voir même circonvolutionné, des courbes d'iso-concentrations. La "morphologie" définie par ces courbes peut ainsi contribuer, dans certains cas, à préciser la dynamique des eaux,

- l'évaporation intense des eaux entraîne une différenciation spatiale très forte des teneurs globales en ions dissous. Ces salures marquent les eaux et peuvent être utilisées comme autant de traceurs qualitatifs individuels pour suivre le déplacement de celles-ci dans l'espace pendant un temps déterminé. Afin de pouvoir repérer l'eau à l'issue de la période considérée, il convient de définir les modifications de salure intervenues, c'est-à-dire :

A) d'estimer régionalement la variation des teneurs globales en ions provoquée,

a) - par l'évaporation et les pluies en fonction des paramètres physiques et bien sûr climatiques. Deux modèles mathématiques simplifiés peuvent être appliqués selon l'époque de l'année :

$$rp_2^+ = rp_1^+ \exp. \frac{E-P}{H} \quad \text{et} \quad rp_2^+ = rp_1^+ \frac{H}{H - (E-P)}$$

dans lesquels rp^+ est la salure globale ou la conductivité, H la hauteur d'eau et E-P la hauteur d'évaporation diminuée de la hauteur de pluie. La démonstration de ces modèles fera l'objet du paragraphe 1.2.2.

b) - par les gains ou pertes spécifiques aux différents ions. Il est difficile de déterminer dans chaque région la nature des modifications de compositions observées. Globalement, il s'agit de pertes qui tendent donc à diminuer l'effet de l'évaporation. D'éventuels échanges ioniques ne font pas varier sensiblement la salure globale. La variation provoquée par l'évaporation reste prédominante car les pertes ne se réalisent pas totalement au cours de l'intervalle de temps de deux mois pris en considération. Enfin le très grand nombre de données concernant la salure globale permet par ailleurs une détermination spatio-temporelle beaucoup plus précise des mouvements des eaux.

B) De connaître les autres causes qui interviennent dans certaines régions dans la répartition des salures. Il s'agit des quantités et des qualités variables des eaux d'alimentation, qui se trouvent ainsi identifiées dans les régions proches des débouchés.

En pratique, ces déterminations spatiales ont été faites par superposition de deux cartes de salures globales tracées en moyenne à deux mois d'intervalle (fig. 54). Une flèche permet de concrétiser le déplacement d'une portion de courbe d'isoconcentration, c'est-à-dire en fait d'une eau de salure donnée, après avoir évalué, suivant les régions, le rapport des concentrations au cours de la période (Cf. paragr. 1.2.). En procédant de proche en proche, on peut déterminer l'ensemble des mouvements dans les régions où les salures ont été mesurées.

- Enfin, on s'est basé également sur la variation des salures des eaux d'alimentation qui, avec l'estimation des volumes déversés, permet une certaine délimitation de celles-ci, essentiellement dans la moitié méridionale du lac.

Selon un principe identique d'évaluation du rapport de concentration, les variations journalières mesurées aux stations d'observation permettent de préciser la chronologie des phénomènes observés spatialement. Elles permettent aussi de compléter éventuellement l'interprétation des cartes de salures, en précisant l'origine puis le sens du déplacement aux alentours de la station.

Une cause d'erreur est liée aux mélanges des eaux qui accompagnent les translations en masse.

Ces mélanges sont dus essentiellement à des vitesses et à des directions de déplacement différentes sur une même verticale, en particulier sous l'action des vents, puis à une homogénéisation rapide par les vagues et les convections thermiques. Même sous l'influence directe des vents, il est classique que les vitesses soient plus faibles à proximité du fond que dans la partie supérieure d'une section (parabole des vitesses).

Lorsqu'une eau se déplace d'une région à une autre, elle se mélange partiellement avec celle qui s'y trouvait auparavant. La résultante de ces mélanges pourra être une augmentation ou une diminution de salure selon que les eaux préexistantes étaient plus ou moins salées que les nouvelles eaux. Les déplacements latéraux à vitesses variables, en particulier en bordure des rives insulaires circonvolutionnées et frangées de végétation doivent favoriser ce type de mélange. De légères différences de salures, parfois constatées à proximité immédiate d'îlots-bancs, indiquent de même que ceux-ci restituent les eaux avec un certain retard lorsqu'elles se déplacent en masse. Les eaux ainsi restituées sont toujours plus minéralisées que les nouvelles.

Enfin, des mélanges latéraux peuvent aussi se réaliser par turbulence, sur une bande étroite, lorsque deux courants convergent l'un vers l'autre.

Notons donc que toute la méthode repose sur un postulat : la distribution des vitesses de déplacement des eaux est peu différente des vitesses de déplacement des ions en solution. Ou tout au moins, les écarts entre les deux distributions ne sont pas significatifs à la précision des mesures de conductivité près, c'est-à-dire 1 % relatif environ. Ceci implique que les constantes de temps des phénomènes de diffusion et de diffusion turbulente sont de plusieurs ordres de grandeurs supérieures aux temps de résidence des eaux dans les différentes régions du lac. Ce postulat ne peut trouver sa vérification que par :

- la vérification des conséquences qu'il entraîne (bilan hydrique - bilan salin),
- la reproductibilité des mêmes dispositions des masses d'eau et de sels dissous dans le lac à l'échelle d'observation pluriannuelle,
- l'investigation du mouvement des molécules d'eau elles-mêmes (traçage isotopique).

Les deux premières vérifications indirectes trouvent leur développements plus loin (paragr. 2.). L'essai de vérification direct est exposé au chapitre 2 (paragr. 7.).

1.2. ESTIMATIONS DES VARIATIONS DE SALURE PAR INFLUENCES CLIMATIQUES.

1.2.1. La présentation du problème.

La variation de salure d'une masse d'eau unitaire dans le lac est fonction du taux des pertes et des apports atmosphériques (évaporation et précipitation), du temps d'exposition et de sa surface d'exposition. En fait, le problème posé revient à estimer la variation de salure, qui peut être une concentration ou une dilution, pendant un temps déterminé dans différentes régions où les hauteurs d'eau moyennes sont connues. Le facteur climatique est ainsi la somme algébrique de la hauteur d'eau évaporée et de la hauteur de pluie que l'on admettra de salure nulle. Ce terme est appelé par la suite "évaporation moins précipitation" en saison des pluies, soit $E-P$, et "évaporation" en saison sèche. Si la hauteur d'évaporation l'emporte sur celle des pluies, il y a augmentation de salure, diminution dans le cas contraire. Pendant l'étude, les hauteurs mensuelles de pluie ont toujours été inférieures ou sensiblement égales à celles estimées pour l'évaporation.

1.2.2. Principe et démonstration mathématique des modèles.

L'analyse mathématique du problème est complexe, et, à la limite, il n'est probablement pas possible d'y intégrer tous les facteurs. Aussi sera-t-elle limitée à l'examen de schémas simples et généralement suffisants,

car en fait les coefficients de variation de salure recherchés ne sont que des termes correctifs, parfois secondaires, dans la méthode de détermination de la circulation des eaux.

Le schéma de déplacement des eaux le plus simple revient à imaginer une infinité de volumes unitaires qui tendent, tout en se réduisant par évaporation, à s'éloigner du débouché des tributaires sous la poussée des nouvelles eaux déversées. Les volumes tendent alors à être refoulés vers les rives où, très réduits, ils finissent par s'infiltrer ou par être abandonnés dans les cuvettes littorales. Le déplacement d'une certaine masse d'eau par unité de temps est ainsi proportionnel au débit déversé dans le lac, en admettant que l'évaporation est constante sur l'ensemble du lac. Il est aussi fonction en chaque site de la section mouillée. Ce schéma permet de comprendre la répartition générale des salures dont les courbes d'égales valeurs tendent à être effectivement concentriques au delta du Chari et parallèles aux rives.

Si l'on considère une masse d'eau virtuellement isolée, de volume donné, dans une région où l'altitude du fond est constante (valeur moyenne), la variation de sa salure peut être évaluée par deux méthodes différentes dont nous exposons le principe avant de discuter leur validité en fonction de l'époque de l'année.

A) Modèle à surface variable et hauteur constante :

Les dimensions de la masse d'eau sont modifiées par l'évaporation-précipitation qui tend à diminuer ou augmenter la hauteur et par la poussée des eaux arrivant dans le lac qui tend constamment à diminuer sa surface et augmenter sa hauteur (modèle n° 1, fig. 92). On peut imaginer la masse d'eau virtuellement contenue dans un récipient souple, à parois verticales (fig. 93). Si la variation de hauteur consécutive à la poussée des apports est plus forte que celle due à l'évaporation, la hauteur de la masse d'eau augmente. Si le contraire a lieu, le niveau baisse. Ce niveau correspond en fait à celui du lac qui monte de juillet à décembre, alors que le Chari déverse 35 % de ses apports, et descend de janvier à juin. Nous nous limiterons à l'analyse du cas simple où la hauteur reste constante, ce qui implique

que les apports équilibrent les pertes dans le lac et que l'évaporation est supérieure aux pluies. Ce cas théorique correspond sensiblement à la situation moyenne.

La démonstration mathématique du modèle peut être faite de la façon suivante :

Soit un volume unitaire v , de surface s et de hauteur H dans le lac. Soit $E-P$ la hauteur d'évaporation-pluie et K l'intensité correspondante, avec $E-P = Kt$.

Si H reste constant quand v diminue, s diminue seul. Le débit perdu par la masse liquide s'écrit :

$$q = sK$$

Un débit évaporé q pendant un temps dt correspond à une diminution de volume Hds (fig. 93) :

$$H ds = - q dt$$

d'où

$$\frac{ds}{s} = - \frac{K}{H} dt$$

en intégrant, l'équation s'écrit sous la forme :

$$\frac{s_2}{s_1} = \exp - \frac{K}{H} (t_2 - t_1)$$

H étant constant

$$\frac{v_2}{v_1} = \exp - \frac{K}{H} (t_2 - t_1)$$

Soit S_1 la salure de v_1 et S_2 celle de v_2 .

On a toujours :

$$v_1 S_1 = v_2 S_2$$

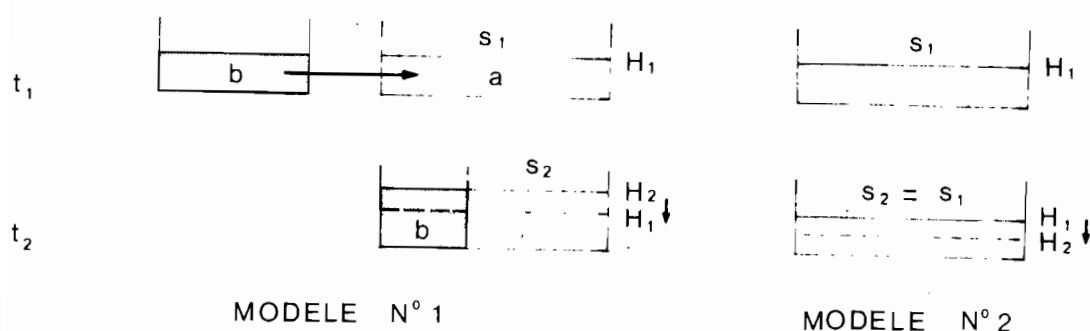


Fig. 92 : Schémas simplifiés des variations de dimensions d'une masse d'eau virtuellement isolée dans le lac, sous l'influence de la poussée des eaux de crue et de l'évaporation.

Modèle n° 1 : La poussée des eaux (b) arrivant dans le lac tend constamment à diminuer la surface (de s_1 à s_2) et à augmenter la hauteur (de H_1 à H_2). L'évaporation tend à diminuer la hauteur. Si les pertes équilibrent les apports, le niveau tend à être constant. Elles ramènent donc la hauteur de H_2 à H_1 mais la surface demeure s_2 .

Modèle n° 2 : La surface ne varie pas, seule la hauteur diminue de H_1 à H_2 sous l'effet de l'évaporation.

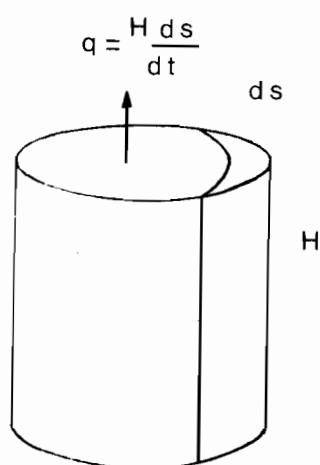


Fig. 93 : Variation de la surface d'une masse d'eau dont la hauteur reste constante.

et l'on peut finalement écrire :

$$\frac{S_2}{S_1} = \exp \frac{K}{H} t \quad (1)$$

ou encore

$$\gamma_1 = \exp \frac{E-P}{H}$$

Mentionnons que le taux de variation s'écrit : $\gamma_1 - 1$.

B) Modèle à surface constante et hauteur variable :

Si les apports fluviaux sont faibles, la surface varie très peu et seule la hauteur tend à être modifiée sous l'effet de l'évaporation-pluie (M.A. ROCHE - 1969 -). La masse d'eau est virtuellement contenue dans un récipient de forme invariable, à parois verticales (modèle n° 2 , fig. 92).

On peut écrire :

$$v_1 = H_1 s \text{ et } v_2 = H_2 s$$

et par suite

$$\frac{S_2}{S_1} = \frac{H_1}{H_2}$$

or,

$$H_2 = H_1 - K (t_2 - t_1)$$

d'où

$$\frac{S_2}{S_1} = \frac{H_1}{H_1 - Kt} \quad (2)$$

ou

$$\gamma_2 = \frac{H_1}{H_1 - (E-P)}$$

Le taux de variation s'écrit $\gamma_2 - 1$.

1.2.3. Validité temporelle des modèles.

La validité de ces deux modèles peut être ainsi définie selon les époques de l'année :

- en août et décembre-janvier, les apports fluviaux, équilibrent sensiblement les pertes, le premier modèle pourra être appliqué avec une bonne approximation,

- de septembre à novembre, pendant la montée du niveau, il sera encore utilisé mais fournira des valeurs par excès,

- de février à juillet, pendant la descente du niveau, la valeur réelle sera comprise entre celles que donnent les deux modèles. Le premier donnera des valeurs nettement par défaut, le second par excès puisqu'à aucun moment les apports fluviaux ne sont nuls. Toutefois, les très faibles apports au lac et la baisse importante du niveau, qui correspond sensiblement à l'évaporation, indiquent que la valeur réelle est alors plus proche de celle calculée par la deuxième méthode.

Par simplification mathématique, des coefficients de pondération pourraient être alors adoptés pour chaque équation, selon l'époque de l'année. Cependant, il faut souligner que pour un intervalle de deux mois, la différence entre les valeurs calculées, dans une région déterminée, par les deux méthodes sont en fait le plus souvent faibles. Compte tenu des autres causes d'incertitude et de la variation spatiale très marquée des salures, le choix de l'une ou de l'autre n'entraîne ainsi qu'une erreur limitée et sans grande conséquence dans le repérage d'une eau après un temps moyen de deux mois.

L'évaluation de la variation sur une période supérieure à deux ou trois mois, dans une région déterminée, devient délicate car les marges d'erreurs croissent alors rapidement. Il serait peut être possible de procéder dans certains cas par petits intervalles de temps en adoptant pour chacun d'eux les valeurs des paramètres les plus adéquates.

1.2.4. Les éléments numériques des modèles.

Les éléments numériques, climatiques et physiques, à connaître pour évaluer la variation de salure sont les valeurs spatio-temporelles de l'évaporation réelle, des pluies et des hauteurs d'eau régionales. Ces divers éléments relatifs à 1969-1970 sont regroupés sur la figure 94. Les 53 régions du lac, définies lors du découpage planimétrique (Chapitre premier, paragr. 1.2. et 1.3.), ont été regroupées en :

- 3 grandes régions, méridionale, médiane et septentrionale, en fonction de leur latitude, afin de tenir compte de la variation spatiale du climat,

- 11 grandes régions pour les hauteurs d'eau, de façon à ce que les différences de profondeur soient minimales dans une même grande région.

A) Détermination spatio-temporelle du terme "évaporation-précipitation".

Les hauteurs mensuelles d'évaporation potentielle (ETP) et des pluies en 1969, à différentes stations, ont été présentées aux paragraphes 3.5. et 3.6. du chapitre "cadre physique" (fig. 35). Des éléments de discussion ont aussi permis d'admettre que l'ETP représentait la valeur, actuellement disponible, la plus proche de l'évaporation réelle du lac. Rappelons qu'un gradient d'évaporation croissante, orienté du sud vers le nord, semble probable, bien qu'il apparaisse difficile d'en préciser la valeur réelle. Quoi qu'il en soit, il existe un gradient de croissance sud-nord du terme "évaporation-précipitation". Les moyennes interannuelles de l'ETP et des pluies sont respectivement de 1810 mm et 635 mm à Fort-Lamy, 2160 mm et 325 mm à Bol-Matafo et 225 mm à Nguigmi (l'ETP n'est pas mesurée à cette dernière station).

Pour tenir compte de ce gradient, les calculs de variation de salure des eaux sous l'effet de l'évaporation et des précipitations sont finalement basés sur les valeurs de l'ETP diminuées des hauteurs de pluies, à Fort-Lamy, Bol-Matafo et Nguigmi (fig. 94). On utilise les valeurs de Bol-Matafo pour les régions médianes ou l'ensemble du lac, les moyennes de celles

des deux premières stations pour les régions méridionales, et les valeurs de l'ETP à Matafo diminuées par la hauteur de pluie à Nguigmi pour les régions septentrionales.

Il est clair qu'il s'agit là d'une approximation puisque l'appréciation du terme E est lourdement frappée d'incertitude. C'est pour l'instant le seul moyen d'avancer dans l'exploitation des autres données en attendant des indications plus précises sur les valeurs de l'évaporation et même des précipitations. En contrepartie, on peut souligner que le coefficient de variation des salures γ n'intervient qu'en terme correctif dans l'évaluation des déplacements de grande ampleur.

B) Détermination spatio-temporelle de la hauteur d'eau moyenne à une époque donnée.

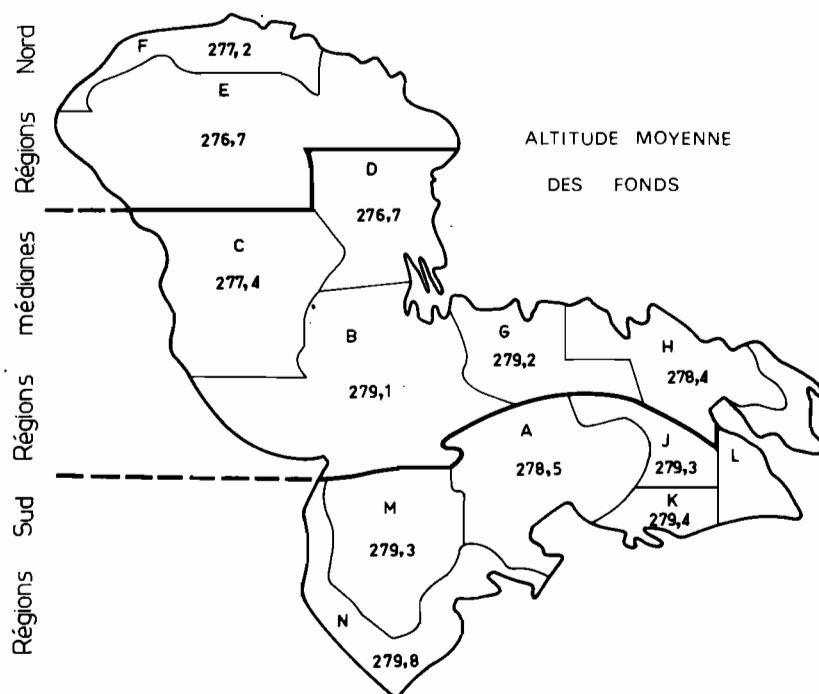
La hauteur d'eau moyenne dans une région est la différence entre l'altitude du niveau de l'eau et l'altitude moyenne du fond.

- Variations du niveau du lac :

L'altitude des fonds ayant été déterminée une fois pour toute (fig. 31) par différence entre l'altitude du plan d'eau à Bol et la profondeur locale, nous nous baserons, malgré les légères variations spatiales de niveau, sur les niveaux moyens à cette station (fig. 37) pour calculer à nouveau les profondeurs locales pendant les diverses époques prises en considération.

- Variations spatiales de l'altitude des fonds :

Les altitudes moyennes (pondérées par les superficies) des 11 grandes régions ont été reportées sur une carte (fig. 94). Le tableau XXXI indique plus particulièrement la moyenne des écarts de l'altitude des 53 surfaces élémentaires de planimétrie par rapport à l'altitude moyenne des 11 grandes régions.



	1 9 6 9												1 9 7 0				AN
	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	J	F	M	A	1969
NORD	15	16	20	22	22	20	17	8	16	19	19	16	16	17	23	25	212
MED.	15	16	20	22	20	15	17	6	13	19	19	16	16	17	23	25	198
SUD	14	15	19	18	18	14	10	3	8	15	17	15	15	17	21	23	166

ETP moins PLUIE

1969				1970	
J	281,80	J	281,18	J	281,48
F	281,69	A	281,01	F	281,40
M	281,61	S	281,09	M	281,27
A	281,48	O	281,23	A	281,08
M	281,34	N	281,32	M	280,96
J	281,22	D	281,41	J	

ALTITUDE MOYENNE DU NIVEAU

Fig : 94 : Eléments de calcul des coefficients de variation des salures en fonction de l'altitude absolue moyenne des fonds (en mètres), de l'altitude du niveau des eaux (en mètres) et du terme évaporation-pluie (en centimètres), en 1969-1970, dans différentes régions du lac Tchad.

Zones	Régions	Superficie (km ²)	Altitude : moyenne : par région : (m)	Ecart	maximums : moyens : (m)	Altitude : moyenne : par zone : (m)
N	A	1894	278,5	-0,2	+0,2	277,7
	B	2937	279,1	-0,7	+0,3	
	C	2378	277,4	-0,5	+0,4	
	D	1192	276,7	-0,6	+0,9	
	E	3156	276,7	-0,8	+0,6	
	F	654	277,2	-	-	
SE	G	837	279,2	-0,1	+0,2	278,9
	H	825	278,4	-0,3	+0,4	
	J	522	279,3	-	-	
SW	M	1875	279,3	-0,1	+0,2	279,5
	N	1139	279,8	-0,3	+0,3	

Tableau XXXI : Altitudes moyennes des 11 grandes régions du lac Tchad (fig. 94), prises en considération pour l'évaluation des variations de salures . Ecart maximum de l'altitude moyenne des 53 surfaces élémentaires de planimétrie par rapport à l'altitude moyenne des 11 grandes régions.

1.2.5. Valeurs des coefficients de variation de salure.

Les valeurs des coefficients de variation de salure en fonction de l'évaporation-pluie $E-P = Kt$ et de la hauteur d'eau H , $\gamma_1 = \exp \frac{Kt}{H}$ et $\gamma_2 = \frac{H}{H - Kt}$, peuvent être déduites directement d'abaques (fig.95).

Les valeurs régionales de ces coefficients, pour chaque période séparant deux campagnes de mesures, sont présentées sur les cartes à l'aide desquelles sont déterminés les mouvements des eaux (fig.97 à 102). Le terme t a été déterminé en fonction des dates moyennes de passage dans les régions

considérées. Les valeurs fournies par l'un ou l'autre des modèles, ou la moyenne des valeurs fournies par les deux, ont été adoptées selon l'époque de l'année, conformément à la discussion du paragraphe 2.2.2. précédent.

2. CHRONOLOGIE ET SENS DES MOUVEMENTS DES EAUX DANS LE LAC TCHAD.

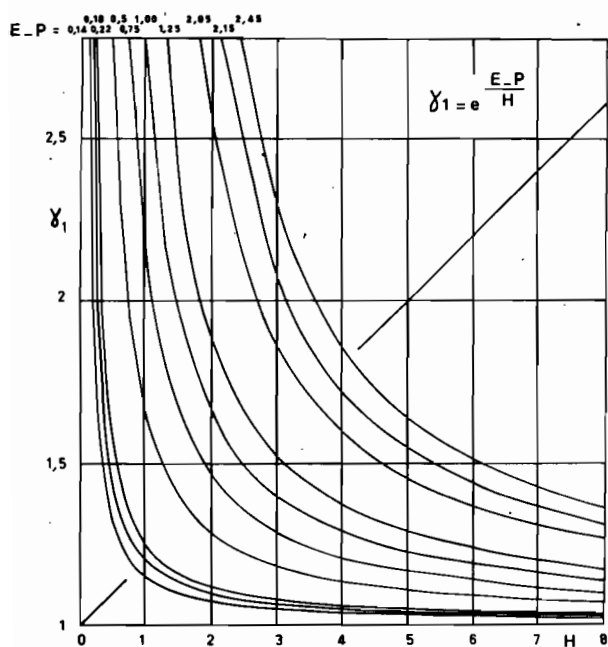
Les grands systèmes de circulation des eaux qui vont être mis en évidence par l'interprétation des variations spatio-temporelles des salures ont des caractéristiques très différentes selon les époques de l'année. Ceci conduit à présenter l'étude en trois parties : de juin à septembre, d'octobre à février, et de février à mai. Les zones N, SE et SW seront successivement étudiées pour chacune de ces périodes.

La figure 96 illustre l'ensemble de la circulation annuelle dans le lac. Les figures 97 à 102, obtenues par superposition de deux cartes successives, contribuent à la détermination détaillée des mouvements saisonniers. On se reportera également à la figure 57b sur laquelle sont délimitées les différentes masses d'eau.

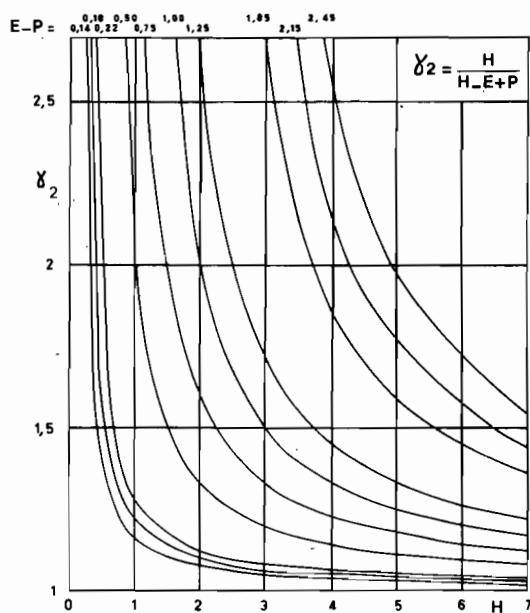
2.1. MOUVEMENTS DES EAUX DE JUIN A SEPTEMBRE.

Outre les mesures de conductivités effectuées aux stations (fig. 68), les documents disponibles pour la période de juin à septembre sont les cartes tracées du 21 mai au 10 juin 1969, du 4 au 27 juillet 1969 et du 24 septembre au 24 octobre 1969 (fig. 54, 97 et 98). Le niveau du lac oscille alors entre 281,3 et 281,0 m à Bol.

Après la période d'avril à mai, marquée par une homogénéisation des eaux sans mouvements orientés de grande ampleur, commence le cycle annuel des circulations.



1



2

Fig. 95 : Abaques d'estimation du coefficient de concentration en sels des eaux en fonction du terme évaporation-pluie $E-P$ (en m) et de la profondeur H (en m). 1 : modèle à surface variable et hauteur constante des eaux,; 2 : modèle à surface constante et hauteur variable.

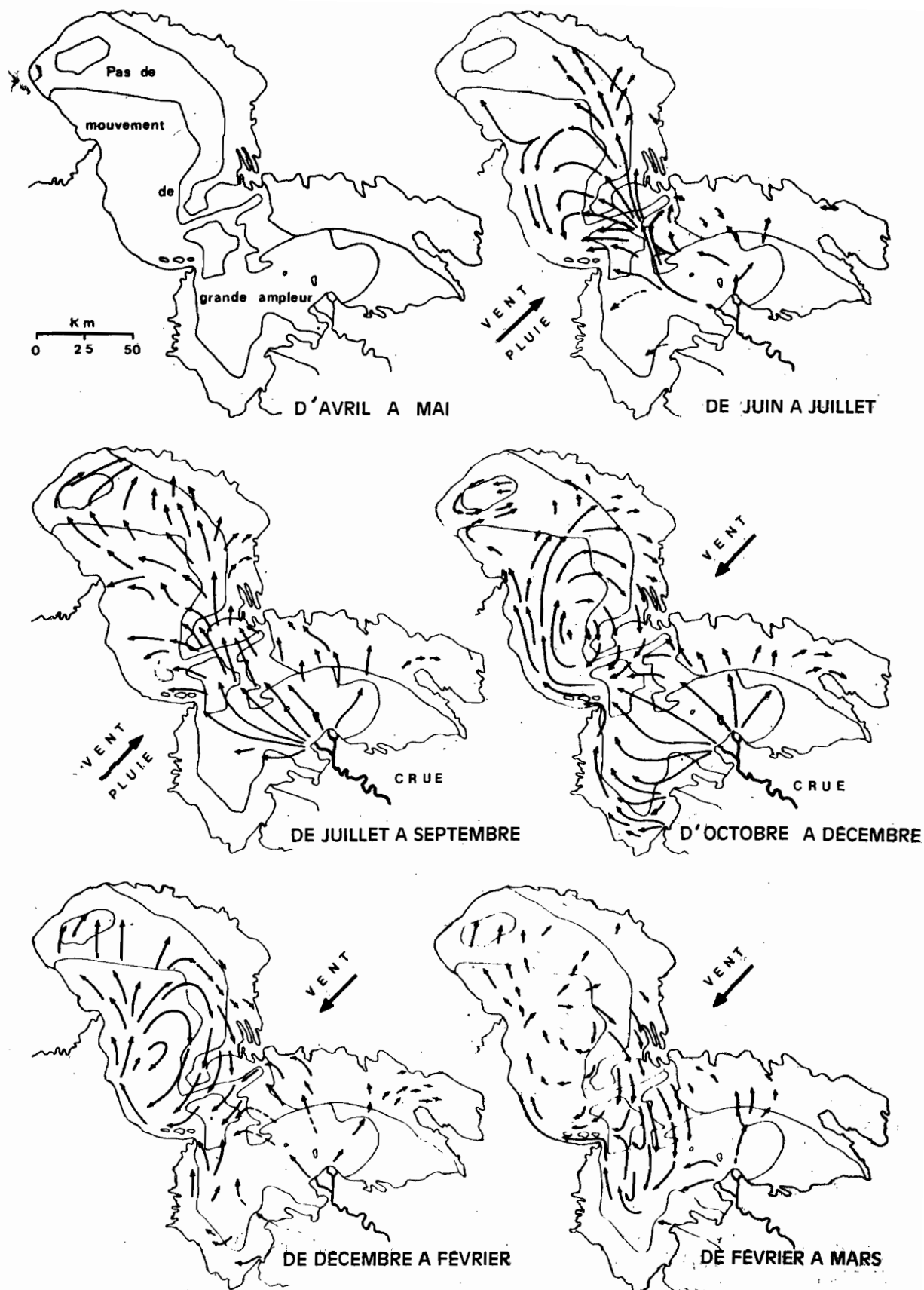


Fig. 96 : Mouvements des eaux dans le lac Tchad en 1969-1970.

2.1.1. Mouvements des eaux dans la zone nord de juin à septembre.

Au début de juin, un courant de décharge, perceptible depuis le delta du Chari, prend toute son ampleur dans la Grande Barrière où il diverge dans la partie septentrionale selon des directions comprises entre l'ouest et le nord-nord-est. Les déplacements vont en s'atténuant vers l'extrémité nord du lac. Le courant portant vers l'ouest au large du delta de la Komadougou se divise en deux sur celui-ci, puis se dirige vers le sud et le nord, en bordure des côtes occidentales. Ce type de circulation, caractérisé dans son ensemble en juillet, se développe jusqu'à la fin de septembre. Le courant d'alimentation de la partie nord s'élargit considérablement dans les Eaux-libres du sud et la Grande Barrière. Les eaux continuent à progresser en direction des rives nigériennes sans que puisse être mis en évidence le courant de retour vers le sud.

Après ce résumé, suit l'analyse détaillée des variations spatio-temporelles des salures qui permettent la détermination régionale de ces mouvements des eaux.

- Bassin méridional, Grande Barrière, Ilots-bancs du Kanou :

La masse d'eau méridionale commence à se reconstituer avec les eaux de la crue annuelle du Chari qui débute les derniers jours de mai. Cependant, les débits ne deviennent importants qu'à partir de juillet. Les quantités d'eau déversées dans le lac du 1er juin au 15 juillet, puis du 16 juillet au 11 octobre (dates moyennes des campagnes), doivent occuper à la fin de ces périodes respectives, après une légère réduction par évaporation, des superficies de même grandeur que celles délimitées alors par les courbes $70 \mu\text{mhos cm}^{-1}$. La salure des eaux fluviales décroît de 70 à $47 \mu\text{mhos cm}^{-1}$, du 1er juin au 15 juillet. Elle atteint $40 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ le 8 août puis croît et se stabilise momentanément à $52 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ en octobre. La salure moyenne des eaux d'alimentation au cours des deux périodes séparant les observations est voisine de $52 \mu\text{mhos cm}^{-1}$.

En juillet, la faible salure des eaux fluviales marque selon une langue étroite, orientée vers la Grande Barrière, la pénétration préférentielle de celles-ci à travers les eaux libres de conductivités supérieures

à $75 \mu\text{mhos cm}^{-1}$. En septembre-octobre, la courbe $55 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ permet de délimiter l'extension minimale des eaux fluviales depuis juillet. Celles-ci se sont mélangées partiellement avec les eaux préexistantes puisque, nous l'avons vu plus haut, leur superficie devrait correspondre en fait à celle qui est délimitée par la courbe $70 \mu\text{mhos cm}^{-1}$. Ces mélanges tendent à accroître l'importance de la masse méridionale, qui n'en demeure pas moins constituée essentiellement d'eaux fluviales récentes. La tendance constante à l'homogénéisation des eaux peut être encore illustrée par le fait que la superficie délimitée par la courbe $45 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ ne représente, à une saison où l'évaporation est pratiquement compensée par les pluies, que le tiers de la superficie que devraient couvrir les eaux fluviales de conductivités comprises entre 40 et $45 \mu\text{mhos cm}^{-1}$, déversées du 10 juillet au 20 août.

De mai-juin à juillet, les courbes d'égales concentrations se décalent vers le nord et l'ouest, depuis le delta du Chari jusque dans la Grande Barrière et la moitié est de la partie septentrionale, d'où la forme en gouttière des courbes en juillet. Ce décalage très marqué est dû à une diminution générale des salures et traduit un déplacement soudain et de grande ampleur des eaux dans ces directions. Le phénomène continue après juillet car, en septembre-octobre, la morphologie en gouttière et le décalage des courbes sont encore accentués. Dans ces régions, les salures montrent alors leurs valeurs minimales annuelles. Nous verrons cependant, avec les résultats des stations, que cette répartition des salures, telle qu'elle est encore observée en octobre, ne correspond plus à cette époque à un déplacement des eaux vers le nord et l'ouest, mais qu'elle est essentiellement héritée des mouvements antérieurs à octobre.

De ces variations, on déduit que les eaux méridionales, intermédiaires et médianes, de salures comprises entre 75 et $350 \mu\text{mhos cm}^{-1}$, qui séjournent en mai au large du delta et dans le sud de la Grande Barrière, commencent, au cours du mois de juin, à se déverser dans la partie septentrionale. Elles divergent à travers la Grande Barrière en suivant des directions comprises entre l'ouest et le nord-nord-est. Les déplacements de plus grande ampleur ont lieu en direction du nord, suivant l'axe principal de la gouttière, passant entre Borgomerom et Haykoulou, puis dans les Ilots-bancs

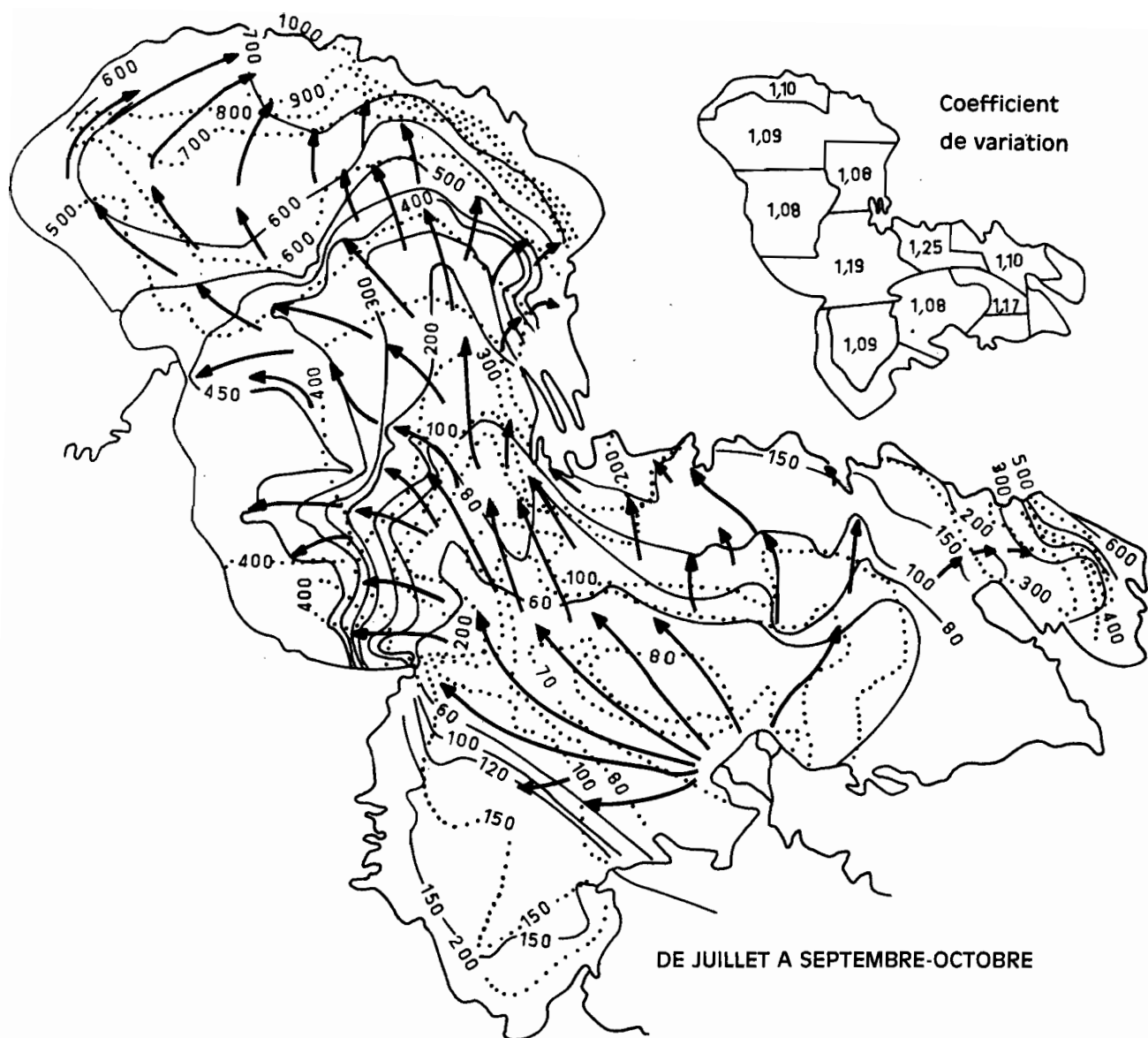


Fig. 98 : Détermination du mouvement général des eaux du lac Tchad, de juillet à septembre-octobre 1969, par superposition des deux cartes de conductivité correspondantes.

du Kanem. Le mouvement des eaux dans cette direction est détectable jusque dans l'extrême nord du lac, mais d'ampleur de plus en plus réduite. Entre juillet et septembre-octobre, les caractéristiques de circulation restent les mêmes. L'axe principal de la gouttière, c'est-à-dire du courant, n'a pas dévié. Il s'est élargi dans la Grande Barrière comme l'indique en particulier le développement d'un axe secondaire vers Haykoulou et le déplacement progressif vers l'ouest des eaux intermédiaires, au-delà du méridien de Baga Kawa.

Les mesures journalières de la salure à Borgomerom (fig. 68a) permettent de préciser la chronologie de la circulation des eaux. Le 10 juin, les salures commencent brutalement à y décroître. De $405 \mu\text{mhos cm}^{-1}$, les conductivités atteignent $160 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ le 15 juillet. Le grand mouvement des eaux vers le nord, tel qu'il apparaît par comparaison des cartes de mai-juin et de juillet, débute donc au plus tard le 10 juin. En fait, étant donné que la masse médiane, de conductivités voisines de $400 \mu\text{mhos cm}^{-1}$, s'étendait auparavant dans tout le nord de la Grande Barrière, il est probable que ce mouvement se déclenche quelques jours avant le 10 juin, sans qu'il cause une diminution immédiate des salures à la station. Ce n'est que le transit de la masse intermédiaire, à fort gradient de salure, qui amène la diminution des conductivités. Fin juillet, le taux de diminution devient plus faible que précédemment. Ce changement, qui se réalise à partir de $135 \mu\text{mhos cm}^{-1}$, résulte de l'arrivée des eaux méridionales dont le gradient de salure est moins élevé que celui des eaux intermédiaires. Le minimum de conductivité, de $78 \mu\text{mhos cm}^{-1}$, est atteint entre le 25 septembre et le 5 octobre. L'accroissement élevé des salures qui succède (le rapport des salures au début et à la fin d'octobre est de 1,9), ne peut être provoqué par le seul effet : évaporation-pluie (coefficient de 1,1) et dénote un transit d'eaux de plus en plus minéralisées. Le minimum date ainsi une modification importante du système de courant, que la comparaison des cartes de septembre-octobre et décembre permettra de caractériser dans son ensemble. La carte de la région de Borgomerom a été dressée le 4 octobre, et d'après les résultats ci-dessus exposés, on peut dire qu'elle indique l'extension maximale des eaux méridionales dans la Grande Barrière.

- Archipel du Kanem :

Dans l'Archipel du Kanem, de juillet à octobre, on observe une translation des courbes d'isoconcentrations vers le nord-nord-est, notamment de celles qui marquent la masse intermédiaire. Cette translation traduit un mouvement des eaux dans cette direction, en bordure du grand courant. Les variations de salure aux stations de l'Archipel du Kanem permettent d'y préciser la circulation des eaux.

A Haykoulou, le taux d'accroissement des salures reste constant du 15 avril au 25 juillet. Par ailleurs, les conductivités croissent de 480 à 510 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ du 1er juin au 25 juillet, alors qu'elles devraient, en l'absence de déplacement, atteindre 560 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ sous l'effet de l'évaporation-pluie. Il se manifeste donc une composante adoucissante, correspondant à un léger mouvement des eaux vers le nord, en liaison avec la circulation générale. Toutefois, l'effet de l'évaporation l'emportant sur le déplacement, les salures continuent à augmenter à la station. La diminution brutale en août et septembre est consécutive au passage des eaux intermédiaires marquées par un fort gradient de salure et situées en juillet au sud-ouest de la station. A partir du 20 septembre, le taux de diminution, plus faible qu'auparavant, peut indiquer soit un ralentissement du courant et des eaux en provenance du sud-est de Dalari soit le changement général du sens du courant.

A Baga Kiskra, l'augmentation moyenne des salures en juin et en juillet, supérieure à celle qu'aurait pu engendrer sur place l'évaporation-pluie, résulte d'une arrivée des eaux plus salées situées au nord-ouest, à proximité de la station. Dès la fin de juillet, la diminution du taux d'accroissement des salures et la valeur de ce taux inférieure à celle que provoquerait l'évaporation-pluie des eaux sur place, sont l'indice d'un déplacement des eaux vers le nord-est.

A Magi, la stabilité moyenne des conductivités, en juin et juillet, implique un mouvement des eaux en direction des rives. La diminution nette des salures ne se réalise qu'à partir de fin juillet. Elle marque alors une accentuation de cette circulation.

La fin de juillet correspond donc à une intensification du mouvement de pénétration des eaux dans l'Archipel du Kanem. Les taux de diminution des salures, plus faibles aux stations qu'au large, montrent que cette circulation est moins importante en bordure des rives que dans l'Archipel lui-même.

- Bassin nigérian :

La masse d'eau médiane, de conductivités comprises entre 300 et 450 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, qui occupe fin mai la partie septentrionale du lac jusqu'à la latitude de la Komadougou, est identifiée en juillet par ses conductivités comprises entre 300 et 500 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Celles-ci ont augmenté sous l'effet de l'évaporation, tandis que les eaux se sont déplacées en partie vers le nord et surtout vers le Bassin nigérian. Dans la région de Malamfatori, l'augmentation des salures de juin à juillet est supérieure à celle qu'aurait pu produire une évaporation sur place ou une arrivée d'eau du sud-est. Les eaux de cette région, dont la conductivité peut atteindre 500 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ en juillet, proviennent obligatoirement du nord-est. Ainsi, le courant portant vers l'ouest au large de l'embouchure de la Komadougou diverge sur celle-ci pour se prolonger dans le Bassin nigérian par un courant de retour qui entraîne vers le sud les eaux libres de conductivités voisines de 400 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Il rencontre, vers Baga Kawa, les eaux qui progressent vers l'ouest depuis la Grande Barrière.

Dans la masse intermédiaire, caractérisée par le gradient de salure élevé, le long du méridien de Baga Kawa, des indentations des courbes d'isoconcentrations, déjà marquées en juillet et plus développées en octobre, indiquent que l'influence adoucissante des eaux venues du sud-est s'exerce plus rapidement sur certains axes. En octobre, les deux plus nettes sont situées à Baga Kawa et entre cette station et Malamfatori. Aucun indice ne permet alors d'affirmer que le courant de retour portant vers le sud dans le Bassin nigérian s'est maintenu au large de la rive, car l'augmentation des salures observée est plus faible ou du même ordre de grandeur que celle que peut provoquer l'évaporation-précipitation sur des eaux immobiles.

Les observations aux stations confirment et précisent les interprétations précédentes. En C 1 et à Malamfatori, le brusque accroissement des salures, début juin, est synchrone de la chute des salures à Borgomerom. Il confirme la date du déclenchement du mouvement général. Les conductivités, aux deux stations, respectivement de 370 et 390 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ au début de juin, devraient être le 15 juillet de l'ordre de 400 et 420 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à la suite de l'effet de l'évaporation-pluie et en l'absence de mouvement. Elles atteignent en fait 485 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Cette augmentation est consécutive à l'arrivée d'eaux plus minéralisées en provenance du nord-est. A partir de la mi-juillet, la baisse des salures en C 1 est provoquée par l'arrivée d'eaux de plus en plus douces, venues directement de l'est. Elle date ainsi, dans cette région, l'arrêt du courant de retour. A Malamfatori, les salures continuent à croître jusqu'à la fin d'août avec un taux supérieur à celui que pourrait entraîner l'évaporation-pluie. Des eaux venues du nord-est, de plus en plus minéralisées, semblent donc s'immiscer encore à cette époque le long de la rive. La diminution des salures qui succède au maximum en septembre, marque la disparition du courant de retour côtier et l'arrivée des eaux par le sud-est. Nous verrons que la baisse accentuée des valeurs, vers le 25 octobre, est en relation avec le grand changement du système de circulation qui intervient au début du mois.

- Régions septentrionales :

Au nord de la Komadougou, la gouttière littorale dessinée en juillet par les courbes d'isoconcentrations correspond à une diminution des salures par rapport à avril. Elle indique depuis cette date au plus tôt, et probablement depuis juin, une pénétration en direction de Nguigmi des eaux médianes, moins minéralisées que les eaux septentrionales. Au début, ces eaux peuvent provenir de la région de la Komadougou. Plus tard, elles sont amenées à des régions plus orientales par le courant qui diverge sur l'embouchure de la rivière et se dirige en partie vers le nord le long de la rive nigérienne. En octobre, la gouttière se dessine au-delà de Nguigmi et correspond encore à un décalage des courbes d'isoconcentrations vers le nord-est. Le déplacement général des eaux vers la rive septentrionale est intense. En bordure du Niger, le courant dévie vers le nord-est à partir de Nguigmi, conformément au dessin de la rive.

2.1.2. Mouvements des eaux dans la zone sud-est de juin à septembre.

Dans la zone sud-est, en juillet, les déplacements en direction du nord sont très limités. Les eaux-libres sont déportées vers l'ouest et un mouvement circulaire de faible développement est mis en évidence dans l'Archipel au large de Baga Sola. En août et en septembre, la progression des eaux en direction de la rive du Kanem semble être permanente mais de faible ampleur.

Les principales variations de salure qui permettent ces interprétations sont présentées ci-dessous.

Dans le Bassin Méridional, la diminution des salures observée en juillet par rapport à juin, sur plusieurs kilomètres au nord du delta, est due à l'arrivée des eaux du Chari, puis, en bordure de l'Archipel et des Ilots-bancs de Baga Sola, à un déplacement des eaux-libres vers l'ouest. En juillet, des eaux de conductivités supérieures à $80 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ sont immobilisées entre ce courant et la branche principale de celui qui se dirige directement vers la Grande Barrière depuis la branche ouest du Delta. Fin septembre, la diminution générale des salures constatée, indique que les eaux fluviales ont commencé à se répandre après juillet dans une grande partie des Eaux-libres du sud-est, où elles constituent la masse méridionale, tandis que la masse sud-orientale reflue vers l'Archipel.

Dans les îlots-bancs qui bordent au sud-ouest l'Archipel de Baga Sola, on observe, de juin à juillet, une diminution ou une stabilisation des salures : des eaux venues du Bassin méridional pénètrent dans cette région. Cependant un court diverticule dessiné par les courbes d'isoconcentrations indique que le courant dévie ensuite vers Baga Sola. Immédiatement au sud et au sud-est de cette station, l'augmentation de salure, supérieure à celle qui est due à l'évaporation-précipitation, et qui va de pair avec l'inflexion des courbes d'isoconcentrations vers le sud-est, est provoquée par un refoulement des eaux dans cette direction. Un petit mouvement circulaire existe ainsi en juillet dans cette partie de l'Archipel. De juillet à la fin de septembre, dans cette même région, la diminution générale des salures montre

que les eaux se déplacent ensuite en direction du nord. Au sud-est de Dalari, les eaux dont les conductivités étaient supérieures à $200 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ en juillet ne sont plus repérables en septembre et on dû être refoulées vers la partie septentrionale. Le mouvement circulaire n'a donc été que de courte durée.

A la station de Baga Sola, début juin, se réalise une augmentation brusque du taux d'accroissement des salures ; lequel demeure élevé jusqu'à la fin d'août. Cette variation date avec plus de précision l'existence du mouvement circulaire qui entraîne les eaux plus minéralisées vers le bras de Baga Sola : comme on pouvait s'y attendre, le début de cette circulation coïncide donc avec le déclenchement général du courant de décharge dans la partie septentrionale du lac. En septembre et octobre, les salures n'augmentent plus : la circulation en direction du nord-ouest a commencé, tout en restant cependant relativement modeste aux environs de la station.

A Bol, la diminution des salures à partir du début de juin est aussi consécutive, dans cette région, à l'accentuation du mouvement en direction des rives.

Dans le Golfe d'Iseïrom, les salures ne paraissent pas avoir évolué de juin à juillet. Celles que l'on observe à la station de Soula indiquent cependant une tendance générale à l'augmentation, de décembre à juillet, accompagnée de fluctuations secondaires qui expliquent probablement la stabilité apparente des mesures effectuées dans la région en juin et en juillet. Ces fluctuations sont l'indice de mouvements locaux dont le sens s'inverse fréquemment, tandis que le taux moyen d'accroissement dénote une évolution des eaux sur place, sans apports venus de l'ouest. A Soula, les salures présentent leur maximum annuel en août, puis décroissent rapidement en septembre et octobre. Cette baisse dénote alors une arrivée importante d'eau dans le Golfe.

A Hadjer el Hamis, l'augmentation des salures de mai à début août est compatible avec l'effet de l'évaporation-précipitation. Aucun apport d'eau douce ne semble donc parvenir jusqu'à l'extrémité du bras, au cours de cette période. Le maximum annuel en août, suivi d'une diminution en septembre,

marque le début du déversement des eaux du lac dans le bras. Le palier d'octobre peut être consécutif à un mouvement des eaux du lac vers l'ouest, à l'entrée du bras, et donc à un apport d'eaux plus minéralisées que celles qui sont directement originaires du Delta.

2.1.3. Mouvements des eaux dans la zone sud-ouest de juin à septembre.

Les mouvements des eaux dans la zone sud-ouest, de juin à septembre peuvent être déterminés en comparant les cartes tracées à la fin de mars, à la mi-juillet et à la fin de septembre 1969.

Les eaux sud-occidentales se reconstituent dans l'ensemble du Golfe de Meinari d'avril à juillet, au détriment des eaux méridionales qui se concentrent sur place par évaporation. Au cours de cette période, les apports de la Serbéouel, qui couvrent une superficie de 15 à 20 km², restent négligeables et ceux de l'El Beïd sont nuls. Cette évolution des salures ne peut avoir lieu qu'en l'absence de mouvements de grande ampleur. La tendance est à une homogénéisation que dénotent, en juillet, la faiblesse du gradient de salure ainsi que deux indentations de la courbe 150 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ en direction de la Nigéria. Cette morphologie peut être ainsi l'indice de petits déplacements, soit vers la rive sud-ouest, soit vers le Delta. Il faut cependant remarquer que l'indentation la plus méridionale peut être aussi héritée de celle que l'on observe à la fin de mars.

A la fin de septembre, le gradient de salure élevé, qui marque la séparation entre les masses méridionale et sud-occidentale, apparaît très marqué. Le léger décalage des courbes vers le sud-ouest, par rapport à juillet, correspond au reflux dans cette direction de la masse sud-occidentale. Celle-ci occupe encore néanmoins la plus grande partie du Golfe de Meinari. A cette époque, les eaux de la crue du Chari ne pénètrent pas encore dans cette région mais y frôlent tangentiellement la masse sud-occidentale. A l'intérieur de celle-ci, la disparition quasi totale du gradient de salure montre que le mélange des eaux s'est réalisé efficacement. La faible évolution de la salure moyenne de la masse est probablement due à plusieurs causes. On peut incriminer notamment une perte importante de calcium

et de magnésium qui entraîne une diminution de la salure globale particulièrement sensible en raison des faibles valeurs de celle-ci. Les autres apports fluviaux demeurent trop faibles de juillet à septembre pour modifier la répartition des salures et des eaux. L'El Beïd apporte au lac des eaux de conductivités comprises entre 65 et 120 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, mais le volume déversé ne correspond seulement qu'à 1 % de la superficie de la zone sud-ouest. Les apports de la Serbéouel représentent 7 % de cette superficie mais leurs conductivités, de l'ordre de 50 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, n'ont pu être repérées.

2.2. MOUVEMENTS DES EAUX D'OCTOBRE A FEVRIER.

Les cartes disponibles pour la période d'octobre à février ont été tracées du 24 septembre au 24 octobre 1969, du 1er au 30 décembre 1969 et du 7 au 25 février 1970 (fig. 54, 99 et 100). Ces documents sont complétés par les résultats obtenus aux différentes stations (fig. 68). On dispose en outre des cartes partielles d'octobre et de novembre 1966, de janvier et de décembre 1967 (fig. 53), de janvier et de décembre 1968, de février 1969 (fig. 52).

En 1969-1970, l'altitude du niveau du lac a varié entre 281,3 et 281,5 m au cours de cette période.

2.2.1. Mouvements des eaux dans la zone nord d'octobre à février.

En octobre, on assiste à une inversion du mode de circulation. La pénétration des eaux dans le Bassin nigérien se réalise le long de la rive occidentale. Le courant diverge au niveau de la Komadougou pour porter vers les Ilots-bancs du Niger, et vers l'Archipel du Kanem et la Grande Barrière, selon un mouvement circulaire orienté dans le sens des aiguilles d'une montre. Dans cette dernière région, les eaux de fortes salures, venues du nord, convergent et se mélangent par turbulence avec celles, plus douces, originaires de la partie méridionale du lac et principalement du Chari. Elles repartent alors vers le sud-ouest alimenter le courant occidental. De décembre à février, des quantités importantes d'eau peu minéralisées sont transportées

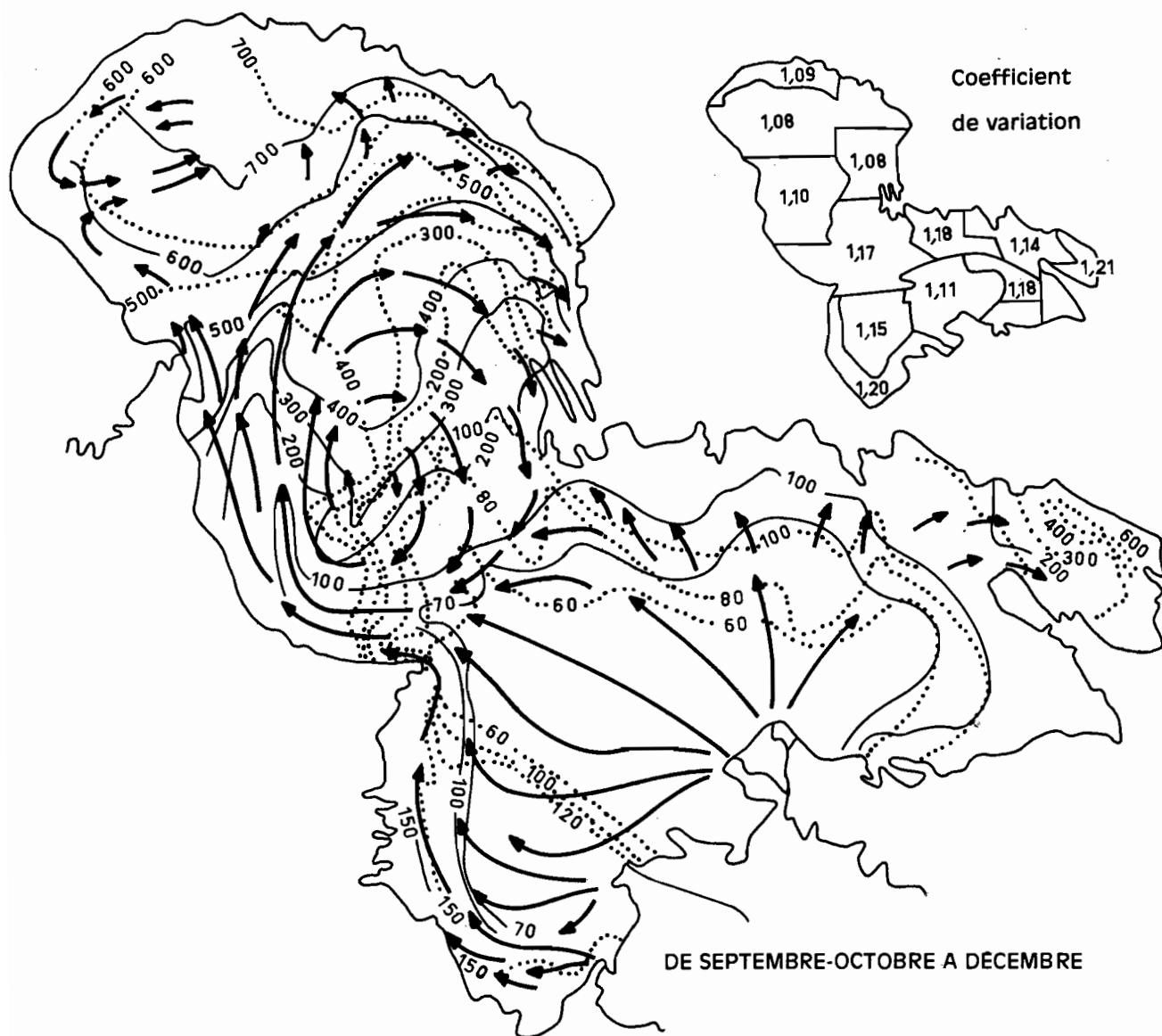


Fig. 99 : Détermination du mouvement général des eaux du lac Tchad de septembre-octobre à décembre 1969, par superposition des deux cartes de conductivité correspondantes.

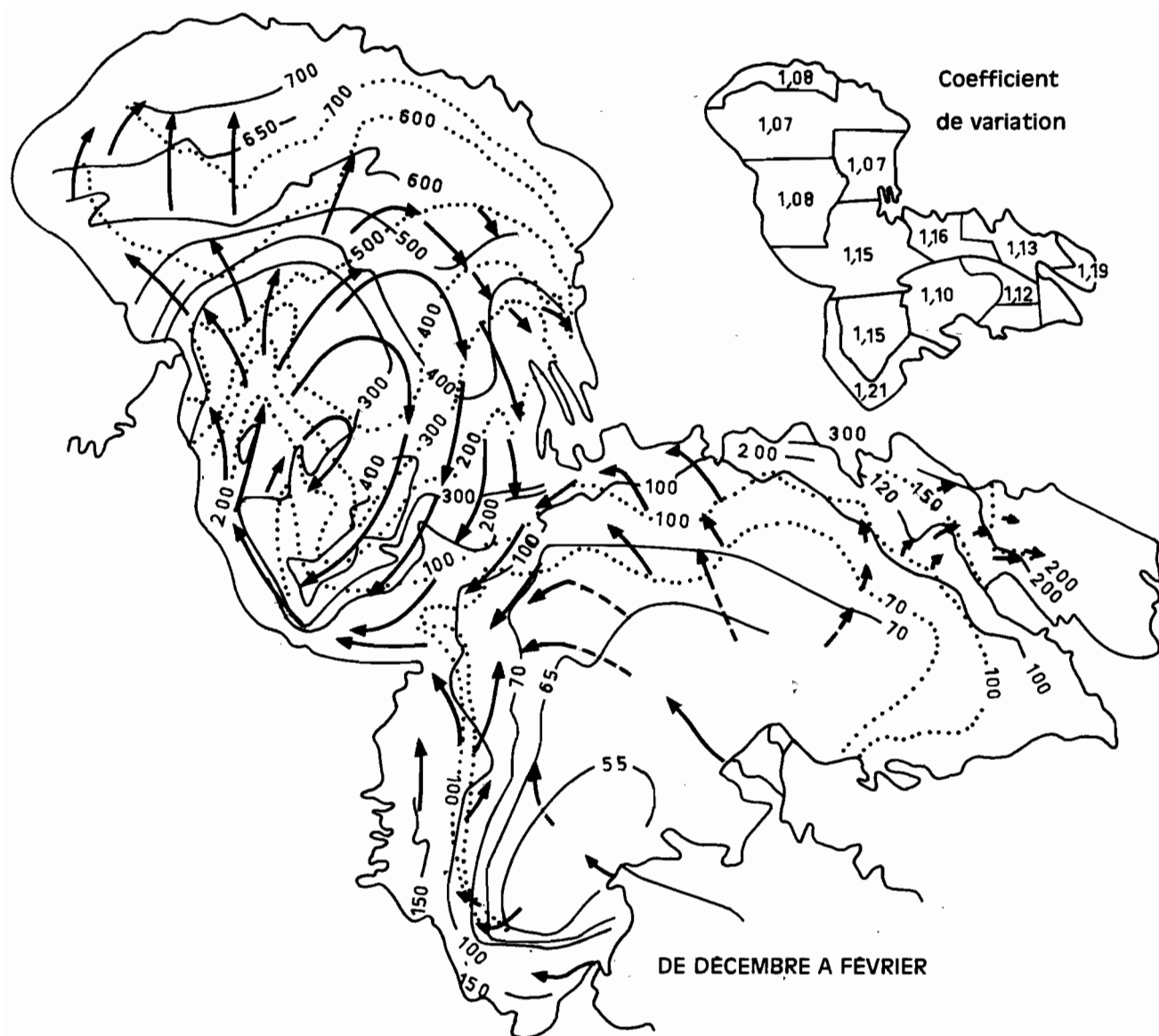


Fig. 100 : Détermination du mouvement général des eaux du lac Tchad de décembre 1969 à février 1970, par superposition des deux cartes de conductivité correspondantes.

dans le Bassin nigérian. En février, le courant occidental diminue d'intensité et se trouve plaqué contre la rive par les eaux de salures élevées venues du nord-est qui contribuent largement à son alimentation.

Nous présentons maintenant les principales interprétations qui ont permis de mettre en évidence la circulation générale ci-dessus résumée.

- Bassin méridional et sud de la Grande Barrière :

D'octobre à décembre, la masse méridionale a continué à être alimentée par le Chari. En décembre, les 13 milliards de m³ déversés depuis octobre doivent couvrir une superficie du même ordre de grandeur que celle qui est délimitée par la courbe 70 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. La conductivité de ces apports croît de 51 à 67 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, avec une moyenne de 58 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Ces salures, compte-tenu de l'effet de l'évaporation, sont effectivement réparties en décembre sur une superficie sensiblement analogue. L'épandage des eaux fluviales dans le lac s'est réalisé dans toutes les directions à partir du delta. Les conductivités de la plus grande partie de la masse méridionale, comprises entre 55 et 70 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, présentent une certaine homogénéité qui résulte de l'accroissement de la salure des apports et de l'accroissement de la salure dans le lac sous l'effet de l'évaporation.

De décembre à février, les eaux fluviales se répandent sur une superficie équivalente à celle de la région A (fig. 94). En décembre et janvier, leurs conductivités originelles demeurent comprises entre 65 et 67 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, puis décroissent en février jusqu'à 61 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. La valeur moyenne est de 65 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Ces salures, analogues à celles des eaux péri-deltaïques, ne sont pas favorables à leur repérage au large du Delta.

- Bassin nigérian :

Ici, au début de décembre, on relève par rapport à septembre-octobre une deuxième déformation en gouttière des courbes d'isoconcentrations. Cette discontinuité est consécutive à un décalage important de celles-ci vers le nord depuis Baga Kawa. Cette évolution y traduit une pénétration des eaux

méridionales, faiblement minéralisées, et un refoulement des eaux intermédiaires et médianes vers le nord, entre début octobre et début décembre. L'axe de ce courant occidental, où les vitesses sont maximales, longe la rive nigérienne, une quinzaine de kilomètres au large. De l'axe vers la rive, les salures croissent et indiquent ainsi un déplacement des eaux de plus en plus lent en bordure du rivage. Des apports littoraux plus salés sont de toute façon à exclure compte-tenu de la piézométrie de la nappe nigérienne. A la latitude de Malamfatori, il s'oriente vers le nord-est, en direction de Magi.

La carte tracée début février 1970, comparée à celle de début décembre 1969, montre dans ces mêmes régions un rétrécissement de la gouttière, depuis Baga Kawa jusqu'à 50 km au nord-ouest. Ce rétrécissement va de pair avec l'avancée vers le sud-ouest des masses médiane et intermédiaire, de conductivités comprises entre 440 et 150 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Les salures des eaux côtières ont augmenté de Baga Kawa à Malamfatori. Au contraire, au nord de cette station, dans tout le Bassin nigérian, elles ont eu tendance à diminuer et la gouttière à s'élargir de tous côtés. Ces constatations impliquent que le courant occidental, qui a diminué d'intensité avec la décrue rapide du Chari, est déporté contre la rive par les eaux de salures élevées venues du nord-est. La circulation vers le nord n'est cependant pas totalement arrêtée. L'augmentation des salures au sud de Malamfatori indique que les eaux alimentant le courant au niveau de Baga Kawa sont de plus en plus minéralisées et que les mélanges latéraux au-delà de cette station prennent une grande ampleur. La diminution des salures, plus au nord, dénote un accroissement du volume d'eau douce apporté par le courant occidental entre décembre et février. La pénétration des eaux méridionales dans le Bassin nigérian atteint probablement son intensité maximale en janvier. Elles y divergent entre le nord-ouest et l'est et, après avoir repoussé et dilué partiellement les eaux intermédiaires et médianes préexistantes, y évoluent dès février en masse médiane.

Les observations faites à Malamfatori permettent de préciser cette chronologie. A partir du 25 octobre, les conductivités chutent de 405 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, pour atteindre 250 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à la fin de novembre. Cette brusque variation

correspond au passage des eaux intermédiaires, marquées par un fort gradient de salure. Le courant occidental débute en fait avant le 25 octobre mais le transit préalable des eaux médianes, à faible gradient de salure, ne crée pas une variation sensible du taux de diminution des salures, malgré le changement de direction du mouvement. Les deux courts diverticules des courbes d'isoconcentrations, déjà signalés au large de Baga Kawa les premiers jours d'octobre, peuvent correspondre alors à la naissance du courant côtier. Les salures minimales en décembre et janvier confirment l'époque de l'extension maximale des eaux méridionales dans le Bassin nigérian. Les conductivités oscillent alors fortement d'une semaine ou d'une quinzaine à l'autre, entre 165 et 360 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Ces variations pourraient être provoquées par d'étroits courants de dérive littorale (effet des vagues sur la plage) amenant vers le sud les eaux de la Komadougou dont les conductivités à cette époque sont inférieures à 100 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Toutefois, la tendance générale étant un déplacement des eaux douces vers le nord, il est plus vraisemblable d'envisager soit des impulsions du courant occidental qui entraînent, par déplacements alternatifs, des eaux intermédiaires à fort gradient de salure, soit d'étroites incursions, depuis l'axe du courant, d'eaux douces rapidement mélangées par turbulence aux eaux plus salées.

- Ilots-bancs et Archipel du Kanem, Grande Barrière :

La masse médiane, qui en octobre occupait le Bassin nigérian, a divergé dans des directions comprises entre le nord-nord-ouest et l'est sous la poussée des eaux venues du sud. La plus grande partie est déportée vers le nord-est et constitue en décembre l'essentiel de la masse d'eaux de salures comprises entre 400 et 550 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, qui s'étend sur une aire triangulaire centrée sur le nord des Ilots-bancs du Kanem. En décembre, la gouttière orientale, dessinée par les courbes d'isoconcentrations, est encore nette mais, par rapport à sa position en octobre, apparaît décalée vers l'est dans les Ilots-bancs et vers le sud dans la Grande Barrière : son axe longitudinal a pivoté vers le nord-nord-est. Ce décalage des courbes est consécutif à une augmentation très élevée de salures dans les Ilots-bancs du Kanem et dans la Grande Barrière. Ces considérations impliquent que les eaux s'écoulent vers le sud-est dans les Ilots-bancs puis vers le sud-sud-est dans la Grande

Barrière. La translation des courbes, sans grande modification de leur mode de répartition, démontre que le décalage des eaux a eu un effet prédominant sur celui des mélanges. En revanche, la diminution des salures dans l'Archipel du Kanem va de pair avec la translation vers le sud-est des courbes d'isosalures qui définissent la bordure orientale de la gouttière : une partie des eaux plus douces qui avaient été apportées jusqu'en septembre au nord de la Grande Barrière sont décalées vers les rives du Kanem à partir d'octobre.

Dans la Grande Barrière, l'augmentation des salures redevient à peu près normale, compte-tenu de l'effet de l'évaporation et de la croissance des salures des eaux du Chari, dans la région délimitée par les courbes 100 et $70 \mu\text{mhos cm}^{-1}$. La convergence des eaux intermédiaires venues du nord et des eaux méridionales, originaires de la partie sud du lac, implique une déviation générale vers le sud-ouest et un mélange latéral qui contribue largement à l'alimentation du courant occidental à partir de Baga Kawa.

Ainsi, on peut conclure qu'une inversion totale du sens de circulation se réalise en octobre dans les régions médianes de la zone nord. D'octobre à décembre, le courant de décharge qui alimente la moitié septentrionale le long de la rive nigérienne induit, pour l'ensemble des eaux, un mouvement de rotation dans le sens des aiguilles d'une montre, dont le centre est situé à l'ouest de Borgomerom, entre cette station et la rive.

De décembre à février, les eaux médianes s'étalent dans tous les Ilots-bancs du Kanem, puis vers le sud-ouest dans la Grande Barrière et le sud du Bassin nigérien où elles plaquent, en février, le courant occidental contre la rive. Les eaux intermédiaires qui les bordent au sud atteignent, en février, le milieu de la Grande Barrière et le sud du Bassin nigérien. Dans ces régions, une augmentation des salures encore très supérieure à la normale confirme cette évolution. La gouttière orientale a disparu définitivement. Seules les eaux de salures relativement faibles qui, en février, occupent le sud de l'Archipel du Kanem en représentent la relique : elles ont continué ici leur progression vers le sud-est.

Ainsi, le mouvement circulaire, qui débute tout au début d'octobre, se développe jusqu'en février. De décembre à février, le centre de rotation s'est déplacé seulement d'une dizaine de kilomètres vers le nord-ouest. Le courant de retour s'est orienté vers le sud-ouest, tout en s'intensifiant. Son front de convergence avec les eaux méridionales s'est encore déporté, dans la Grande Barrière, une dizaine de kilomètres vers le sud.

A la station de Borgomerom (fig. 68b), le minimum de salure, fin septembre, date avec précision l'arrêt du courant qui entraînait les eaux vers le nord. L'accroissement rapide des salures, très supérieur à l'effet de l'évaporation, correspond dès les premiers jours d'octobre à l'arrivée des eaux plus salées venues du nord. L'augmentation régulière et importante dénote la continuité du mouvement jusqu'en février.

A Haykoulou, les salures décroissent jusqu'en novembre. Des eaux de plus en plus douces continuent donc à transiter à la station, malgré le changement d'orientation du courant. Ce sont celles situées à l'est de l'axe de l'ancien courant qui refluent alors vers le sud-sud-est. L'augmentation relativement faible des salures de décembre à février pourrait être due ensuite à une évolution des eaux sur place sous l'effet de l'évaporation mais étant donné le mouvement général, il paraît plus probable qu'il y ait une arrivée d'eaux dont la salure était à l'origine la même que celle des eaux qu'elles tendent à remplacer. C'est-à-dire que le mouvement se ferait ici sensiblement le long des courbes d'isosalures, soit du nord vers le sud.

A Baga Kiskra, le maximum des salures, qui débute à la fin de septembre, peut être consécutif au changement de sens de la circulation. La baisse très accentuée des salures de novembre à février indique, là aussi, la translation vers l'est-sud-est des eaux de plus en plus douces, dont les courbes d'isoconcentrations définissent la moitié orientale de la gouttière, qui s'est maintenue après septembre dans les Ilots-bancs et l'Archipel du Kanem.

A Magi, le taux de diminution des salures ne présente pas de variations significatives de juillet à décembre. L'évolution des salures ne

paraît pas sensible au changement général de direction du courant qui intervient en octobre car, en fait, dans cette partie d'archipel, le mouvement des eaux tend toujours à s'effectuer dans le sens des chenaux, en direction des rives du Kanem. Le minimum de salure a lieu en janvier ; il correspond à la poussée maximale du courant occidental. L'accroissement qui fait suite est provoqué probablement par un ralentissement des déplacements et par l'effet prépondérant de l'évaporation.

- Régions septentrionales :

La masse médiane, de conductivités relativement homogènes, comprises entre 450 et 500 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, qui se trouvait en octobre le long de la rive nigérienne, diverge jusqu'en décembre en partie au nord de la Komadougou, sous la poussée du courant occidental. Avec des conductivités accrues par l'effet de l'évaporation, elle vient de remplacer en décembre des eaux de salures peu différentes, au large de la Komadougou. Entre l'embouchure de cette rivière et Nguigmi, les salures, qui n'ont pas varié, et la forme en gouttière des courbes sont aussi l'indice d'une arrivée d'eaux du sud-est. Par contre, dans les Eaux-libres de Nguigmi, les taux d'augmentation des salures dénotent un courant portant vers l'ouest puis vers le sud au large de Nguigmi. Il doit rencontrer celui qui s'écoule en sens inverse le long de la rive nigérienne. L'évolution des salures permet de concevoir alors un reflux vers l'est.

De décembre à février, au nord de la Komadougou, la diminution des salures est particulièrement accentuée. Elle correspond à un refoulement important des eaux en direction du nord sous la poussée du courant occidental dont les apports dans le Bassin nigérien sont maximums en janvier.

2.2.2. Mouvements des eaux dans la zone sud-est d'octobre à février.

Dans les eaux-libres du sud-est, les conductivités, de l'ordre de 45 à 55 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ en septembre, atteignent 55 à 60 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ en décembre. Cette augmentation est liée surtout au déversement dans le lac d'importantes

quantités d'eaux fluviales de plus en plus minéralisées qui tendent à se répartir en auréoles concentriques au Delta. En outre, cette augmentation temporelle des salures originelles entraîne une légère inversion du gradient de salure qui d'octobre à avril peut ainsi décroître depuis le Delta jusqu'aux premiers flots-bancs qui bordent l'Archipel. Il est cependant possible que les pertes d'ions dissous contrecarrent partiellement l'effet de l'évaporation. Ce gradient décroissant apparaît sur les cartes tracées en octobre 1966 (fig. 53), septembre-octobre 1969, à l'ouest du Delta (fig. 54), décembre 1967, 1968 et 1969 (fig. 53, 52 et 54), janvier 1967 et 1968 (fig. 52 et 53), mars-avril 1967 (fig. 51), mars 1968 (fig. 53). L'évolution des conductivités aux stations I, II et III (fig. 67) indique également cette inversion de gradient de novembre 1964 à avril 1965.

Dans les Ilots-bancs et l'Archipel du sud-est, de la fin de septembre à décembre, les courbes d'isoconcentrations ont fortement avancé vers la rive du Kanem. En décembre, la limite entre les eaux méridionales et sud-orientales est située au milieu de l'Archipel : les eaux fluviales déversées depuis septembre ont ainsi largement divergé depuis le Delta jusque dans le sud de l'Archipel, reconstituant la masse méridionale, tandis que les eaux sud-orientales se sont rétractées selon une bande étroite en bordure du Kanem. L'évolution des salures de décembre à février est variable selon les régions de l'Archipel mais correspond au minimum annuel. Les valeurs de février peuvent être sensiblement inférieures ou supérieures à celles de décembre. Toutefois les taux d'augmentation, toujours plus faibles que ceux qui sont engendrés par l'évaporation, et un tracé analogue des courbes d'isoconcentrations indiquent que les mouvements ont continué sensiblement dans les mêmes directions depuis septembre. Les eaux méridionales se sont encore légèrement étendues vers le nord de décembre à février, période au cours de laquelle elles atteignent leur maximum d'extension.

A Baga Sola, de septembre à mi-décembre, les salures présentent leur maximum annuel : l'arrivée d'eaux en provenance du sud-est débute en septembre, mais reste de moyenne importance puisqu'elle équilibre sensiblement l'effet de l'évaporation. Ce n'est ensuite que de décembre à avril que les salures décroissent mettant alors en évidence, dans la région, le mouvement

d'ampleur maximale, relativement tardif, en direction de la rive. Ceci est effectivement confirmé, sur la carte de février, par une arrivée des eaux méridionales, particulièrement importante dans l'Archipel de Baga Sola.

A Bol, une diminution rapide des salures d'octobre ou novembre jusqu'au minimum annuel de décembre, janvier ou février date l'accentuation du mouvement vers les rives. Plus ou moins étalé, ce minimum de salure a quinze jours à un mois de retard sur le maximum du niveau, l'effet du déplacement des eaux l'emportant encore quelque temps sur celui de l'évaporation.

Dans le Golfe d'Iseïrom, on assiste de même de la fin de septembre au début de décembre, à un décalage vers l'est des courbes d'isoconcentration qui marque une forte pénétration des eaux sud-orientales dans cette région. Les salures évoluent peu de décembre à février et indiquent alors que cette arrivée d'eau, moins intense que précédemment, continue cependant.

Les observations effectuées à Soula confirment ces déductions. La pointe secondaire de novembre peut correspondre à un retour momentané des eaux vers l'ouest.

A Hadjer el Hamis après le palier d'octobre, les salures décroissent rapidement du 10 novembre au 15 décembre puis plus lentement jusqu'en février. Cette brusque variation traduit un apport soudain d'eaux douces dont l'arrivée jusqu'à l'extrémité du bras côtier semblait avoir été précédemment contrariée.

2.2.3. Mouvements des eaux dans la zone sud-ouest d'octobre à février.

En octobre ou novembre, probablement à partir de la fin d'octobre, les eaux du Chari et de la Serbéouel, de faibles salures, envahissent la zone sud-ouest, augmentant ainsi la superficie couverte par la masse méridionale. Elles remplacent les eaux sud-occidentales, dont la mise en place s'était achevée en mars-avril, en les refoulant le long de la rive nigériane, avec les eaux alors débitées par l'El Beïd. Les eaux sud-occidentales

repérables par leurs fortes salures, se dirigent ainsi vers le nord où elles contribuent à l'alimentation du courant occidental au niveau de Baga Kawa. De décembre à février, cette circulation continue mais avec une ampleur moins importante que d'octobre à décembre.

Les eaux du Chari et de la Serbéouel ne peuvent guère être différenciées par leurs salures qui ont sensiblement les mêmes valeurs. Seule l'évaluation des volumes déversés permet de préciser le rôle respectif des deux tributaires dans l'alimentation du Golfe de Meinari. Il n'en est pas de même de l'El Beïd dont les eaux sont plus minéralisées que celles des deux autres tributaires. Il est en revanche difficile de les différencier des eaux sud-occidentales. Ainsi, de fin septembre à début décembre 1969 puis de début décembre 1969 à début février 1970, les apports de la Serbéouel couvrent environ 13 et 4 % de la superficie de la zone sud-ouest et ceux de l'El Beïd 8 et 16 %. Les conductivités des eaux du Chari et de la Serbéouel croissent de 51 à 58 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ au cours de la première période et de 58 à 67 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ au cours de la seconde. Les conductivités de l'El Beïd, dont les variations temporelles sont faibles, sont respectivement de 110 et 125 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$.

De la fin de septembre au début de décembre, les eaux méridionales se sont peu mélangées aux eaux sud-occidentales car leurs conductivités, comprises entre 55 et 60 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ sur presque toute leur superficie, dénotent simplement un léger accroissement des salures originelles conforme à l'effet de l'évaporation. On en déduit ainsi que la masse sud-occidentale a été repoussée vers la rive nigérienne. Cependant, compte tenu de la faible superficie qu'elle occupe en décembre, elle n'a pu qu'être évacuée vers le nord, en contournant le cap de Baga Kawa. Les eaux de l'El Beïd peuvent s'étendre, en décembre, en partie le long de la rive du Cameroun, où des conductivités de 150 à 200 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ ont été mesurées. Toutefois, il est probable que la plus grande part des apports est rabattue vers la côte nigérienne où elle contribue aussi au refoulement des eaux vers le nord.

En février, la répartition des salures, du même type qu'en décembre, la stabilité ou la diminution des salures et les apports relativement importants de l'El Beïd, impliquent depuis décembre la continuité de la

circulation précédente, dont l'ampleur paraît avoir néanmoins fortement diminué. Dans le sud du Golfe, la brusque variation du gradient détermine encore une délimitation franche entre les eaux méridionales, issues de la Serbéouel et du Chari, et sud-occidentales, issues ici de l'El Beïd. Elle permet ainsi de mettre en évidence à l'ouest de l'embouchure de l'El Beïd une avancée des premières jusqu'à proximité de la rive nigérienne. Au sud-est de Baga Kawa, le gradient de salure moins marquée en février qu'en décembre et le déplacement accentué des courbes 70 et 80 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ vers l'ouest traduisent un élargissement du courant qui longe la rive nigérienne ainsi qu'un mélange partiel de ses eaux avec celles qui, plus douces, proviennent directement de l'est.

De février à décembre, les salures ont souvent diminué ou sont restées stables, alors que les coefficients de variation des concentrations en fonction de l'évaporation sont estimés entre 1,15 et 1,22 pendant la période prise en considération et que les salures des eaux fluviales croissent. Ceci est probablement consécutif à des pertes d'ions dissous dont l'effet compense celui de l'évaporation. Ces pertes d'ions sont l'objet d'une discussion détaillée et d'évaluations au quatrième chapitre, sur le bilan salin et la régulation saline du lac.

2.3. MOUVEMENTS DES EAUX DE FEVRIER A MAI.

On dispose pour cette période des cartes tracées en février 1970 (fig. 54 et 101), mars 1968 (fig. 53), mars-avril 1967 (fig. 51), mars-avril 1969 et mai-juin 1969 (fig. 54, 101 et 102). De février à mars, seuls les grands mouvements pourront être déduits des cartes disponibles. Il convient en effet d'admettre une certaine homologie des phénomènes en mars-avril 1969 et 1970. On peut souligner à ce sujet la similitude de la répartition des salures en mars-avril 1967 et mars-avril 1969 et celle de la crue du Chari en 1969 et 1970. De toute façon, les observations en certaines stations (fig. 68) permettent quand même de suivre l'évolution de février à mars-avril, en 1969 et en 1970.

Le niveau du lac à Bol a baissé de 281,7 à 281,3 m de février à mai 1969 et de 281,3 à 280,0 m au cours de la même période en 1970.

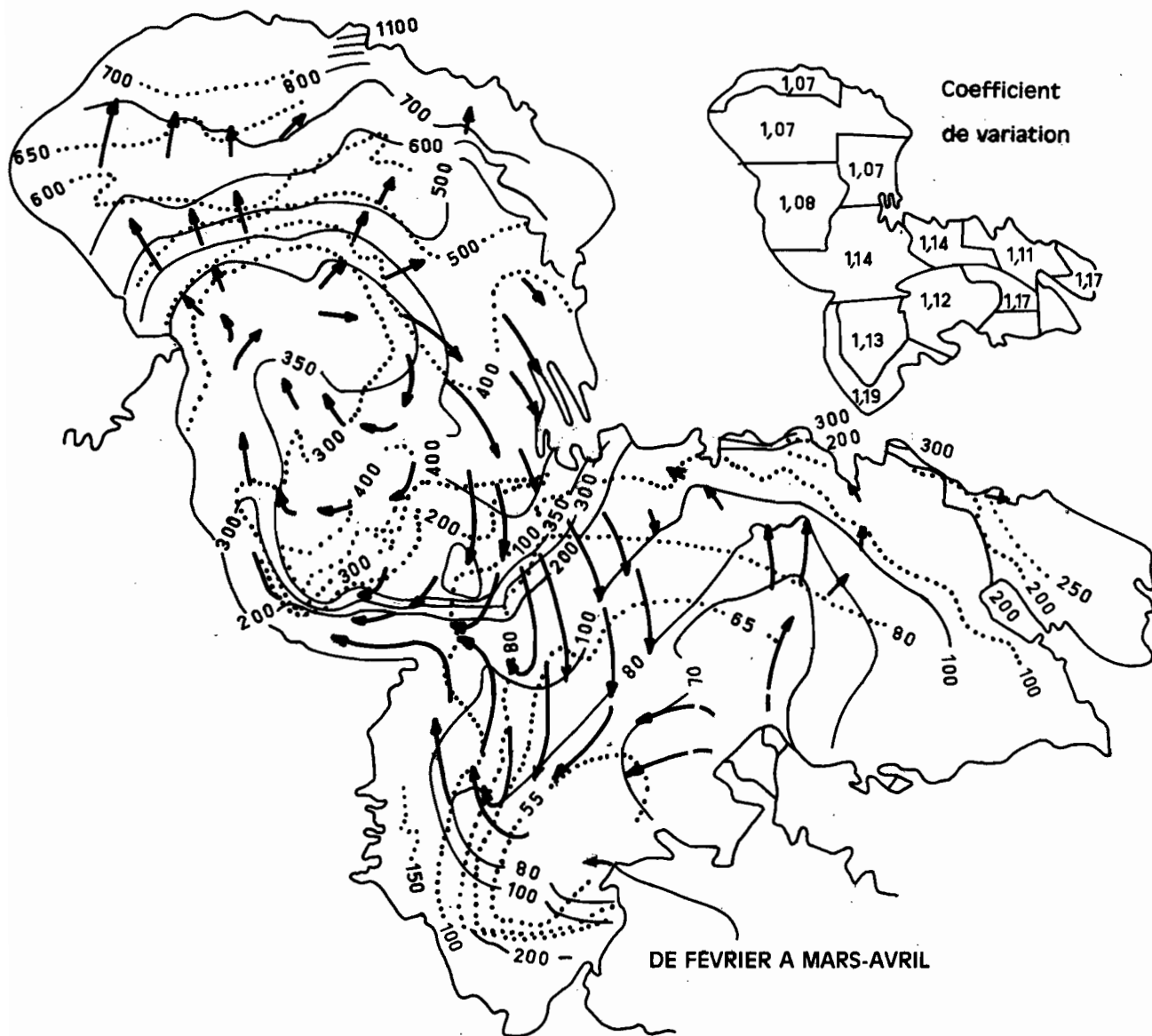


Fig. 101 : Détermination du mouvement général des eaux du lac Tchad de février à mars-avril, par superposition des deux cartes de conductivité correspondantes.

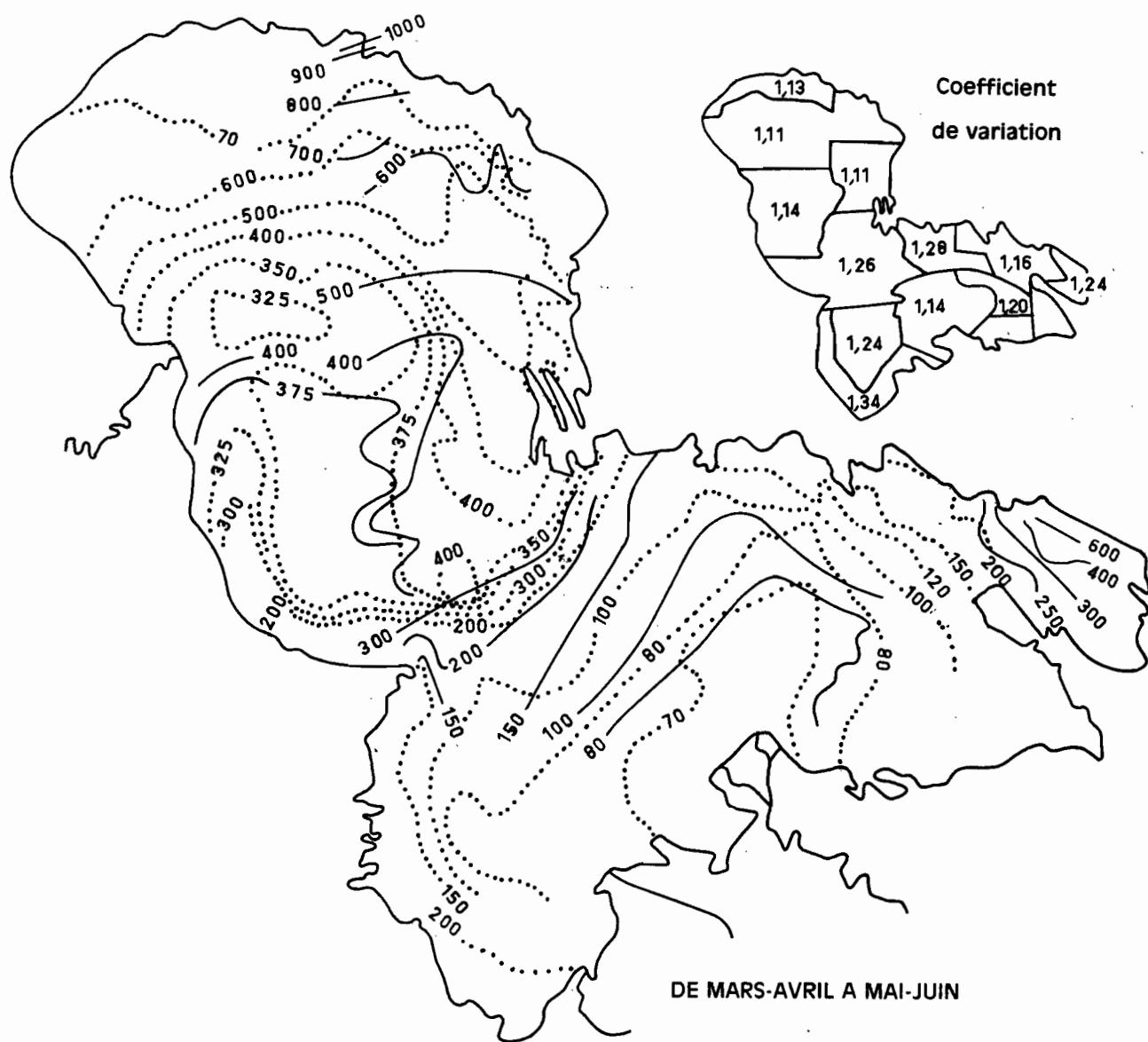


Fig. 102 : Détermination du mouvement général des eaux du lac Tchad de mars-avril à mai-juin 1969, par superposition des deux cartes de conductivité correspondantes.

2.3.1. Mouvements des eaux dans la zone nord de février à mai.

En mars-avril, on perçoit, très ralenti dans la partie septentrionale, le mouvement circulaire dont le centre s'est déplacé vers le nord. Le courant occidental semble encore persister en avril, mais la tendance prédominante est une homogénéisation des eaux, sans déplacement orienté de grande ampleur. Le mouvement le plus marqué a lieu dans l'est de la Grande Barrière où les eaux de fortes salures se dirigent vers le sud et atteignent la zone sud-ouest. En mai, l'homogénéisation continue. Le mouvement des eaux vers le Bassin méridional ne semble plus se réaliser que dans le sud de la Grande Barrière.

- Bassin méridional et Grande Barrière :

Les superficies occupées par les eaux fluviales déversées du 15 février au 15 avril puis du 15 avril au 20 mai équivalent respectivement au quart et au cinquième de la région A. Au cours de la première période, les conductivités des eaux du Chari varient entre 60 et 72 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ en 1969 et entre 61 et 77 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ en 1970, les moyennes respectives étant de 68 et 72 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$. Au cours de la seconde période, en 1969, les conductivités s'accroissent de 60 à 74 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, avec une moyenne de 70 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$.

De février à mai, la situation des courbes 70 et 80 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ indique que ces faibles apports se cantonnent à proximité du Delta. Ils sont insuffisants pour empêcher la réduction de la masse méridionale qui tend à disparaître au profit des masses adjacentes.

De février à mars-avril, dans l'est de la Grande Barrière et au sud de celle-ci, l'accroissement des salures est supérieur à celui que peut provoquer l'évaporation des eaux immobiles. Il implique un afflux vers le sud-sud-est des eaux intermédiaires qui, après le sud de la Grande Barrière, atteignent le Bassin méridional. D'avril à mai, l'évolution des salures est beaucoup plus conforme à une évaporation des eaux sur place et il s'avère difficile de mettre en évidence des circulations. Dans le sud de la Grande Barrière, leur accroissement indique toujours qu'un léger mouvement vers le

sud-sud-est peut continuer. Dans le nord de cette région, par contre, l'augmentation trop faible des salures semblerait liée à un retour des eaux vers la partie septentrionale du lac. Ce mouvement localisé sera confirmé par les observations effectuées aux stations de Borgmerom et Haykoulou.

- Bassin nigérian, Ilots-bancs et Archipel du Kanem :

Il semble que le courant occidental se soit maintenu de février à avril, car sinon la gouttière, dessinée encore très nettement par les courbes d'isosalures, se serait estompée par suite des mélanges avec les eaux plus salées qui s'étendent à l'est. A la latitude de la Komadougou son axe est orienté est-ouest et décalé vers le nord par rapport à sa position en février. Il est cependant probable que les débits du courant aient fortement diminué puisque ceux du Chari, alors très faibles, tendent vers leur minimum annuel.

A la station de Malamfatori, la tendance moyenne est une augmentation difficile à interpréter ; elle peut être consécutive à une évaporation des eaux sur place. Toutefois, à la fin de février et d'avril 1970, deux pointes importantes apparaissent dans l'évolution des salures : elles sont probablement provoquées par une participation accrue des eaux de l'est à l'alimentation du courant. On ne peut cependant écarter l'hypothèse d'une dérive littorale qui acheminerait, jusqu'à la station, les eaux plus minéralisées localisées au nord de la Komadougou.

De février à fin mars, l'augmentation des salures qui se traduit par un décalage des courbes d'isosalures vers le sud-sud-est, dans les Ilots-bancs et l'Archipel du Kanem, et vers le sud dans la Grande Barrière dénote un mouvement des eaux dans ces directions. Dans cette dernière région, nous avons vu précédemment que cette circulation se développe vers le sud jusque dans le Bassin méridional. Dans les régions sud-est du Bassin nigérian, le faible gradient de salure, orienté vers l'ouest, dénote un déplacement très lent des eaux ; la tendance prédominante est une homogénéisation par turbulence. On perçoit ainsi, très ralenti, le mouvement circulaire dont le centre est situé en avril à une quarantaine de kilomètres à l'est de Malamfatori.

En mai, aucun mouvement de grande ampleur ne peut être identifié dans les régions médianes.

A Borgomerom (fig. 68a), de janvier à la mi-avril 1969, les salures augmentent puis restent stables jusqu'au début de juin. L'augmentation est sensiblement analogue à celle qu'aurait produite une évaporation des eaux sur place. Cependant, d'après les cartes, il peut s'agir d'eaux aux salures peu différentes venues du nord. Ce qui est plus conforme à l'interprétation des cartes. Le palier qui fait suite à partir d'avril est provoqué par un déplacement de faible ampleur des eaux moins minéralisées du sud vers la partie septentrionale.

A Haykoulou, de début mars à avril 1969, l'augmentation importante ne peut être provoquée que par l'arrivée d'eaux plus minéralisées en provenance du nord. Fin avril, une diminution brusque du taux d'augmentation, à rapprocher de l'arrêt de croissance à Borgomerom, semble aussi consécutive à un faible déplacement des eaux vers le nord.

Dans l'Archipel de Baga Kiskra, en avril, les courbes d'isoconcentrations définissent une poche d'eaux moins salées que celles des Ilots-bancs du Kanem. Cette poche représente l'ultime trace de la gouttière orientale qui a continué à se déplacer vers le sud-est. A Baga Kiskra, en 1969, les salures restent stables de janvier à début mars ; en 1970, elles décroissent jusqu'à début mars, puis, tant en 1969 qu'en 1970, commencent à croître en mars. En fonction de ces observations, la circulation dans cette région peut être ainsi déterminée : les eaux amenées du sud dans les Ilots-bancs du Kanem, de juin à septembre, sont refoulées vers le sud-est d'octobre à juin ; les plus douces qui étaient situées sur l'axe du Grand courant, atteignent la rive du Kanem au début de mars, suivie ensuite d'eaux plus minéralisées. Les faibles gradients sont l'indice d'une intense homogénéisation.

- Régions septentrionales :

Dans les régions septentrionales, les salures sont plus élevées en février 1970 qu'en mars-avril 1969. Les courbes d'isosalures, qui conservent

Serbéouel puis dévie vers le nord, en bordure de la rive nigérienne où elle coïncide avec une diminution des salures par rapport à février. Elle marque ainsi une déviation des eaux fluviales vers le sud-ouest et le maintient d'un faible contre-courant, qui en bordure de la rive continue à porter vers le nord et à alimenter légèrement le courant occidental au cap de Baga Kawa.

La superficie de la masse sud-occidentale ne s'est que légèrement accrue. Le volume total déversé par l'El Beïd en 1968-1969, particulièrement faible cette année-là, couvre sensiblement le quart de cette superficie. Ainsi, une partie des eaux sud-occidentales datant d'avant octobre 1968 n'a pas encore été évacuée du Golfe de Meinari en mars 1969 et y demeurera jusqu'au prochain refoulement d'octobre 1969. Par contre, le volume déversé par l'El Beïd en 1969-1970 correspond sensiblement à celui de la masse sud-occidentale située dans les Ilots-bancs du sud-ouest. On peut ainsi penser que le renouvellement des eaux du Golfe de Meinari a été total d'octobre 1969 à mars 1970.

De la fin de mars à octobre, il a été vu au paragraphe 2.1.3., que les eaux évoluent sur place en se mélangeant sans que puissent être identifiés des mouvements de grande ampleur.

3. VITESSES DE DEPLACEMENT DES EAUX DANS LE LAC TCHAD.

3.1. ESTIMATION DES VITESSES DE DEPLACEMENT PAR LE TRACAGE HYDROCHIMIQUE NATUREL.

3.1.1. Méthodes d'estimation.

Deux méthodes qui reposent sur le même principe peuvent être utilisées.

A. Par superposition de deux cartes en courbes d'isosalures (fig. 97 à 102), tracées à deux dates rapprochées, nous avons vu au paragraphe 1.1. qu'il est possible de déterminer la distance moyenne parcourue par une eau

marquée par sa salure globale. L'évolution temporelle de cette salure sous l'effet de l'évaporation et des pluies est estimée par les équations (1) et (2)

$$S_2 = S_1 \exp \frac{Kt}{H} \quad \text{ou} \quad S_2 = S_1 \frac{H}{H-Kt}$$

On se réfère aux dates précises auxquelles ont été effectuées les mesures régionales. Connaissant le temps et la distance, la vitesse peut être estimée.

B. Une deuxième méthode peut être employée en se basant sur la variation temporelle des salures à une station et sur la répartition des salures dans la région avoisinante, tracée sur une carte à une date antérieure ou ultérieure. La distance séparant de la station une eau de salure donnée est déterminée sur la carte. La date du passage de cette eau à la station est repérée sur la courbe de variation temporelle. Il est ainsi possible d'évaluer le temps de déplacement en amont ou en aval de la station. Evidemment, il convient encore de corriger la variation de salure consécutive à l'évaporation et à des pluies éventuelles au cours de la période.

Cette deuxième méthode permet une vérification des résultats obtenus par la première. Elle est même plus précise que celle-ci en raison d'une meilleure détermination du temps.

En raison des mélanges, les vitesses estimées représentent, bien sûr, des valeurs moyennes et on se limitera à des évaluations dans les régions de circulation massive où les mélanges sont les plus faibles. C'est en particulier le cas sur l'axe des grands courants où l'on peut estimer des vitesses maximales. Pour cette même raison, seuls les résultats obtenus à la station de Borgomeron semblent pouvoir être utilisés avec la deuxième méthode.

3.1.2. Résultats.

Du 1er juin au 15 juillet, sur l'axe principal du courant de décharge qui traverse le Bassin méridional, la Grande Barrière et les Ilots-bancs du Kanem, les eaux se déplacent de 50 à 60 km, soit à des vitesses moyennes de 1,1 à 1,3 km/jour. L'application de la deuxième méthode permet par exemple d'évaluer la vitesse des eaux de conductivité 400, 350, 300, 250, 200, 150 et 125 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, qui, s'étant mises en mouvement le 1er juin, transitent vers le nord à Borgomerc, entre le 18 juin et le 31 juillet. Après avoir estimé leur salure initiale par l'équation (1), qui donne ici un résultat très peu différent de l'équation (2), on détermine sur la carte de mai-juin qu'elles ont parcouru de 20 à 55 km à des vitesses comprises entre 0,9 et 1,1 km/jour. Ces résultats confirment donc ceux qui ont été obtenus précédemment à partir des cartes. Dans la Grande Barrière, les vitesses en direction du Bassin nigérian sont de l'ordre de 0,6 km/jour.

Du 15 juillet au 1er octobre, les eaux du Chari qui envahissent la partie méridionale du lac en direction de Baga Kawa se répandent sur 63 km à une vitesse de 0,8 à 0,9 km/jour. Dans la Grande Barrière et les Ilots-bancs du Kanem, la circulation en direction du nord a ralenti par rapport à la période de juin à juillet ; elle s'effectue à une vitesse de 0,4 km/jour.

Du 1er octobre au 5 décembre, les eaux fluviales traversent le Bassin méridional pour atteindre Baga Kawa, couvrant ainsi 65 km à la vitesse de 1,0 km/jour. De même, sur l'axe du courant occidental, de Baga Kawa aux Ilots-bancs du Niger, les vitesses de début octobre à début décembre sont de 0,7 à 1,0 km/jour.

Du 10 décembre au 10 février, le retour des eaux médianes depuis les Ilots-bancs du Kanem jusque dans le sud du Bassin nigérian a lieu sur environ 40 km, à la vitesse de 0,6 à 0,7 km/jour.

On retiendra que toutes ces vitesses comprises entre 0,4 et 1,3 km/jour, soit 0,5 et 1,5 cm/s, se rapportent aux déplacements les mieux

marqués et sont ainsi des valeurs maximales. Ces valeurs confirment qu'il est impossible de les mesurer avec les moulinets généralement utilisés par les hydrologues.

3.2. MESURES DE VITESSES AU MOULINET.

Quelques mesures de vitesse ont été effectuées en novembre 1966 et en décembre 1967 à l'aide d'un micromoulinet de type NEISS, dont la limite de sensibilité est voisine de 5 cm/s. Le tableau ci-dessous regroupe ces résultats.

Stations	Profondeur (m)	Vitesse (cm)				
		Surface	1,0 m	2,0 m	2,8 m	4,0 m
Entre station III et IV	3,0	19	11	5	25	-
Golfe d'Iseïrom	2,9	20	17	16	12	-
Station VI	5,0	15	13	13	15	-
Golfe d'Iseïrom	4,2	20	17	17	17	10

La dernière mesure a été faite dans un chenal étroit, le 7 décembre à 18 h, au sud de Soula. Les eaux se dirigeaient alors vers le nord-ouest, conformément à l'orientation des chenaux. Le débit était de l'ordre de 100 m³/s. Le lendemain matin tout courant avait cessé. Cet exemple illustre bien le cas général : ces courants, avec des vitesses maximales voisines de 20 cm/s, sont parmi les plus rapides observables dans le lac mais ils ne sont pas permanents, leur sens pouvant s'inverser en quelques heures. Provoqués par les oscillations journalières du niveau des eaux (paragr. 2.1.), ils ne sont pas représentatifs de la circulation générale telle que nous l'avons précédemment décrite. Cependant, leur rôle est probablement important dans le mélange turbulent des eaux.

4. ESTIMATION DES VOLUMES DEVERSES DANS LA PARTIE SEPTENTRIONALE DU LAC TCHAD.

Le volume d'eau qui alimente la moitié septentrionale de juin 1969 à février 1970 peut être estimé par le traçage hydrochimique naturel. Cette évaluation est faite de juin à septembre, alors que le courant de décharge diverge à travers la Grande Barrière, puis d'octobre à février, quand il s'établit dans le Bassin nigérian, en bordure de la rive occidentale.

Au début de juin, les eaux cantonnées sur la ligne Baga Kawa-Kindin ont une conductivité de $300 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ (3,20 me/l). Jusqu'à la fin de septembre, elles divergent entre l'ouest et le nord-nord-est, tandis que leur salure s'accroît dans le rapport 1,17, pour atteindre $350 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ (3,75 me/l), sous l'effet de l'évaporation-pluie évaluée à 0,50 m, dans des régions de 3,2 m de profondeur moyenne. Les eaux de conductivités inférieures à $350 \mu\text{mhos cm}^{-1}$, délimitées au sud par la ligne Baga Kawa-Kindin, ont ainsi pénétré dans la moitié septentrionale au cours de la période prise en considération. Ilots-bancs immergés compris, leur superficie est évaluée à $2\,500 \text{ km}^2$ sur la carte en courbes d'isoconcentrations de septembre-octobre. Le volume correspondant est de $8 \cdot 10^9 \text{ m}^3$, mais c'est en fait environ $9 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ qui ont été déversés, si l'on tient compte des pertes par évaporation. Cette quantité représente 60 % des $15 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ d'apports au lac au cours de cette période. Selon le même principe d'évaluation $4,5 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ transitent vers la moitié nord du 1er juin au 15 juillet 1969.

Les eaux de conductivité égale à $300 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ (3,20 me/l), qui au début d'octobre étaient situées à une dizaine de kilomètres à l'ouest de Baga Kawa, sont repérables en février dans le Bassin nigérian, où sous l'effet d'une évaporation de 0,80 m, par une profondeur moyenne de 3,8 m, leur salure a augmenté dans un rapport de 1,25 et atteint $375 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ (4,00 me/l). Elles délimitent alors par rapport à leur position initiale une superficie de $3\,100 \text{ km}^2$ et un volume de $12 \cdot 10^9 \text{ m}^3$. Il convient d'y ajouter les pertes subies par évaporation et l'on estime ainsi qu'une quantité d'eau de l'ordre de $15 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ a transité au large de Baga Kawa d'octobre à février. Cependant, en raison du type de circulation, une partie de ces eaux provient

du nord de la Grande Barrière où elle a pénétré avant octobre, et a donc déjà été comptée dans les quantités déversées dans la partie méridionale. Cette quantité représente ainsi moins de 70 % de l'apport au lac au cours de cette période.

De juin 1969 à février 1970, les apports par les fleuves et les pluies, avec 37.10^9 m^3 constituent 97 % de l'apport annuel. Environ 60 % de l'apport déversé de juin à septembre ont gagné la moitié septentrionale du lac dont la superficie est exactement la même (flots-bancs immergés compris) que celle de la partie méridionale. Cette proportion est un peu inférieure à 70 % pour la période d'octobre à février. Ceci paraît donc impliquer que les pertes par évaporation sont légèrement plus importantes dans la partie nord que dans la partie sud.

Il semblerait que cette caractéristique du fonctionnement du système ne soit pas une constante. Pour des échantillons recueillis une année plus tard (CARMOUZE J.P., campagne 1970-1971) on parvient, sur la base d'un calcul analogue, à une conclusion différente. A cette époque, c'est la moitié sud du lac qui manifesterait les plus larges pertes par évaporation. Ceci suggérerait que la précision de certains paramètres n'est pas suffisante ou, ce qui nous paraît cependant moins probable, que les temps de séjour dans chaque partie du lac sont variables et dépendent d'une année sur l'autre, des variations des forces motrices.

5. CAUSES DE LA CIRCULATION DES EAUX DANS LE LAC TCHAD.

Parmi les causes de la circulation des eaux, on doit distinguer :

- les facteurs morphologiques qui jouent un rôle directeur dans la circulation. Les trajets empruntés dépendent de l'impédance des circuits disponibles,

- les forces motrices qui sont les causes de la mobilité des eaux mais également des trajets tant en raison de leurs origines spatiales que de leurs variations temporelles. Les forces principales sont représentées par le déversement des eaux d'alimentation, le frottement des vents, l'évaporation et les pluies, l'infiltration des eaux.

5.1. ROLE DIRECTEUR DE LA MORPHOLOGIE.

5.1.1. Les golfes.

Les golfes favorisent l'isolement et le stationnement des eaux.

Il convient d'évoquer en premier la division du lac en deux moitiés au niveau de la Grande Barrière dont la faible largeur, la faible profondeur, les nombreuses îles et hauts-fonds ne facilitent pas le retour des eaux vers la cuvette sud. La partie septentrionale peut être considérée comme un immense golfe d'où seulement une très petite part des eaux qui y ont pénétré pourra s'échapper en mars et avril pour y retourner d'ailleurs dès octobre. Il en est de même de régions moins étendues que celles-ci, tel le Golfe d'Iseïrom, où l'émissaire que constitue le Bahr el Ghazal ne fonctionnait que rarement et ne fonctionne plus en raison des barrages artificiels de sable. Les bras côtiers représentent le cas limite.

Le Golfe de Meinari plus ouvert et où, fait remarquable, débouchent l'El Beïd, la Serbéouel et, à sa limite nord-est, le Chari, ne peut retenir les eaux que d'avril à octobre alors que les débits fluviaux sont encore insuffisants et les vents favorables. Le Golfe de Tourba, où les salures sont relativement peu élevées, est balayé dans sa partie la plus ouverte par le courant qui, depuis le delta du Chari, se dirige vers le Golfe d'Iseïrom. D'autre part, il reçoit peut être en août de modestes apports fluviaux à sa pointe orientale par l'ouadi Massaguet.

5.1.2. La configuration et l'orientation des rives.

La configuration et l'orientation des rives influent sur l'ensemble des mouvements en provoquant la déviation des courants. Nous soulignons les

exemples les plus frappants. En juillet, la divergence, juste au large de la Komadougou, du courant portant vers l'ouest est principalement due à l'avancée du delta dans le lac. De même la convexité de la rive à ce niveau contribue, à partir d'octobre, à la divergence du courant occidental. Les déviations de circulation au large de Nguigmi sont également provoquées par la forte concavité de la rive dans cette région.

5.1.3. La forme et l'orientation des chenaux.

Dans les archipels, la forme généralement allongée des chenaux, leur orientation nord-ouest - sud-est, l'étroitesse des passes par lesquelles ils communiquent peuvent influencer sur le sens de circulation, freiner la pénétration des grands courants en direction du nord-est, tout en favorisant les mélanges. C'est semble-t-il le cas dans l'Archipel du Kanem pour la pénétration du courant orienté vers le nord-nord-est, de juin à septembre.

Dans des régions où les files et les flots-bancs sont très allongés et les courants intenses, en particulier la Grande Barrière, l'orientation des chenaux impose obligatoirement aux circulations une direction nord-ouest sud-est sur de longues distances, qui pourraient être aisément déterminées dans des études à grande échelle, au 1/500 000 par exemple.

5.1.4. Profondeur et section utile.

La profondeur et la densité des files ou des flots-bancs, qui déterminent la section utile, sont des facteurs morphologiques susceptibles de modifier les trajets empruntés par les eaux. Celles-ci tendent en effet à se diriger vers de plus grandes sections où les frottements sur le fond sont moins importants et qui permettent de plus gros débits. Cependant, lorsqu'une masse d'eau doit traverser une région de section utile plus petite que celle d'où elle provient, un archipel ou des hauts fonds en l'occurrence, les vitesses s'accroissent obligatoirement. Ces considérations théoriques sont cependant difficiles à illustrer à l'échelle et avec la méthode de traçage utilisées.

5.2. DEVERSEMENT DES EAUX D'ALIMENTATION.

Le déversement des apports, en créant un gradient hydraulique, est le principal moteur du déplacement des eaux dans le lac. La distribution spatio-temporelle de ces apports et leurs valeurs relatives par rapport au volume du lac apparaissent les facteurs déterminants.

5.2.1. Conséquences de la distribution spatiale de l'alimentation.

Quasiment tous les tributaires débouchent de la rive méridionale d'où proviennent ainsi, en année moyenne et en 1969-1970, 99 % des apports fluviaux, dont 91 % par le Chari, 4 % par la Serbéouel et 4 % par l'El Beïd. La Komadougou, avec moins de 1 %, joue un rôle négligeable dans la dynamique des eaux. Ceci explique qu'au plus fort de la crue, les eaux tendent à se répartir, dans la partie sud, en auréoles concentriques, déterminant des lignes de courant divergentes. Les eaux fluviales repoussent sans cesse celles qui les ont précédées et leur imposent un décalage qui croît avec le débit déversé et décroît lorsqu'on s'éloigne du Delta.

La moitié méridionale reçoit 95 % des apports liquides (fluviaux et météoriques) en année moyenne, 97 % en 1969-1970. Ces conditions particulières d'alimentation engendrent les courants de décharge qui, depuis les trois principaux débouchés, assurent le transfert des eaux dans la moitié nord déficitaire.

5.2.2. Conséquences de la variation temporelle des débits d'alimentation.

Le tableau ci-après met en évidence la disproportion des volumes déversés au delta du Chari au cours des différentes périodes pendant lesquelles ont été caractérisés les grands types de circulation.

Année 1969 - 1970	Apports du Chari (10^9 m^3)	
1er juin - 15 juillet	1,40	11,50 = 35 %
16 juillet - 30 septembre	10,10	
1er octobre - 15 décembre	15,60	19,20 = 59 %
16 décembre - 15 février	3,60	
16 février - 31 mars	1,00	1,90 = 6 %
1er avril - 31 mai	0,90	
Total	32,60	32,60 = 100 %

L'ampleur des déplacements observée de juillet à janvier est ainsi due à l'importance des volumes alors apportés. Ceux-ci représentent, tant pour le Chari que pour la Serbéouel, 41 % du volume annuel en octobre et novembre 1969, 79 % du 15 juillet au 15 décembre 1969 et 90 % du 15 juillet 1969 au 15 février 1970.

La crue de l'El Beïd s'écoule dans le lac de novembre à février. En année moyenne, elle peut contribuer au refoulement total des anciennes eaux sud-occidentales vers le nord.

En avril et mai, l'absence de mouvement de grande ampleur est à relier directement à la faiblesse des apports.

Si à partir d'août, les débits déversés sont, par leurs valeurs élevées, la cause principale du courant de décharge dans la partie septentrionale, ils ne semblent par contre pouvoir être à eux seuls responsables de son déclenchement au cours des premiers jours de juin, bien que la date coïncide avec le début de la crue annuelle du Chari. Cette affirmation est étayée par la nette infériorité du volume fluvial apporté par le Chari du 1er juin au 15 juillet 1969 ($1,4 \cdot 10^9 \text{ m}^3$, auquel on peut ajouter un maximum

de 1.10^9 m^3 de pluie) sur celui qui pénètre dans la partie nord au cours de la même période ($4,5.10^9 \text{ m}^3$, selon l'évaluation du paragr. 4.2.). Nous verrons plus loin que les facteurs climatiques contribuent largement au déclenchement de ce mouvement.

5.2.3. Coefficients de renouvellement des eaux.

L'ampleur des déplacements est avant tout fonction du volume des apports en regard du volume d'eaux lacustres. La plus simple est de comparer l'apport total annuel V_o^a au volume du lac avant leur arrivée massive, c'est-à-dire au volume minimal en juillet, $V_{\min}$. On peut ainsi définir pour indice annuel de renouvellement ou de poussée $\frac{V_o^a}{V_{\min}}$. Sa valeur varie de 43 à 100 % de 1955-1956 à 1969-1970, avec une moyenne de 71 % ; elle est de 76 % en 1969-1970.

Dans ce même esprit, on peut se demander quelle proportion représentent dans le lac, le 30 juin, les eaux apportées depuis une année.

L'expression :

$$\frac{V_o^a}{V_o^a + V_{\min}}$$

donnerait la proportion des apports si V_o^a était déversé en une seule fois une année auparavant, c'est-à-dire le 1er juillet, et subissait ainsi une réduction par évaporation dans le même rapport que $V_{\min}$. En fait, la perte est proportionnellement moins importante pour V_o^a que pour $V_{\min}$ puisque V_o^a , s'écoulant dans le lac pendant toute l'année y demeure en moyenne un temps plus court que $V_{\min}$. Ce coefficient fournit donc des valeurs par défaut. Il varie de 30 à 50 % au cours de la période de 1955-1956 à 1969-1970 ; il est de 43 % en 1969-1970.

Il va de soi que des coefficients mathématiquement plus élaborés que les précédents peuvent être également utilisés.

5.3. LE FROTTEMENT DES VENTS.

Les vents, par le frottement qu'ils exercent sur les eaux, tendent à dévier la trajectoire des grands courants et même à empêcher leur pénétration dans les régions déficitaires. Ils créent ainsi une inclinaison du plan d'eau, dont la pente principale nord-est - sud-ouest, mise en évidence au paragraphe 4.2.2., s'inverse avec les vents dominants (paragr. 3.1.).

Dès la première décade de juin, la disparition totale des vents de secteur nord-est, concomitante du renforcement de ceux de secteur sud et ouest (fig. 34), contribue grandement au déclenchement du mouvement des eaux vers la partie septentrionale. L'augmentation de la vitesse moyenne des vents, qui de 1,5 à 1,7 m/s atteint 2,0 m/s au cours des deux dernières décades de juin, ne peut être que favorable.

Alors que les vents de sud-ouest tendent à repousser le courant de décharge dans la Grande Barrière et les Ilots-bancs du Kanem, l'apparition de ceux de nord-est, à la fin d'octobre et au début de novembre, favorise alors la pénétration des eaux le long de la rive nigérienne. Toutefois, seule la diminution de la fréquence des vents de secteur sud-ouest semble permettre, au début d'octobre, la modification du mode de circulation, l'Harmattan n'étant pas encore franchement établi. Une autre cause de la naissance du courant occidental réside peut-être aussi dans les fortes valeurs des débits du Chari, à la fin de septembre. A un certain seuil de valeurs, et en fonction de la hauteur d'eau dans le lac, les volumes déversés "chercheraient" un trajet plus direct et moins encombré que la Grande Barrière pour gagner les régions déficitaires.

A partir de février, alors que les débits deviennent très faibles, l'Harmattan est le principal moteur qui assure la continuité du mouvement. En février, il contribue notamment au grand développement du courant de retour qui, depuis les Ilots-bancs du Kanem et la Grande Barrière, provoque l'étranglement du courant occidental contre la rive nigérienne . Soulignons aussi un accroissement de la vitesse moyenne du vent qui passe de 1,7 à

2,1 m/s. De février à mars, le déplacement des eaux depuis la Grande Barrière jusque dans la zone sud-est semble également résulter de la poussée des vents du nord-est.

La non-pénétration des eaux fluviales dans la zone sud-ouest avant octobre et novembre, alors que les volumes déjà déversés par le Chari sont importants, est due au refoulement par les vents de sud-ouest.

Par les vagues et les mouvements de faibles ampleurs, mais de toutes directions qu'ils peuvent aussi engendrer, les vents sont le principal agent de l'homogénéisation des eaux.

La convection thermique, autre agent de mélange, met en jeu des énergies extrêmement faibles par rapport à celles des vents.

Rappelons enfin que les circulations rapides et à sens variables, observées en particulier dans les archipels et qui entraînent des variations de salures de périodes plus ou moins longues, sont provoquées par les oscillations du niveau du lac, elles-mêmes liées à l'action des vents.

5.4. LE GRADIENT "EVAPORATION-PLUIE".

Nous avons insisté au paragraphe précédent 5.2.1. sur les conséquences de la distribution spatiale de l'alimentation. Or, il existe sur le lac un gradient décroissant vers le nord du terme évaporation-précipitation. Au paragraphe 1.2.4., nous avons évalué une différence annuelle de 0,45 m entre l'"évaporation moins pluie" dans le sud et le nord du lac. En année moyenne, la différence de hauteur de pluie est de 0,30 m entre le sud et le nord du lac. Une pente hydraulique, orientée vers le nord, est ainsi créée en permanence, les eaux tendant à se diriger vers les régions déficitaires.

En début de saison des pluies, c'est-à-dire début juin, l'accentuation d'une différence d'évaporation entre le sud et le nord, ajoutée à un apport météorique plus important dans la partie sud, concourent probablement, avec le début de la crue du Chari et la disparition des vents de nord-est, au déclenchement du courant de décharge dans la partie septentrionale.

5.5. INFILTRATION DES EAUX.

Les pertes d'eau par infiltration, bien que d'un mode très complexe, sont réelles. Elles apparaissent comme un facteur moteur très secondaire à l'échelle du lac en raison de leur faible valeur. Le total des pertes par infiltration et abandon superficiel des eaux dans les cuvettes littorales est estimé de 4 à 8 % des apports par le bilan salin (quatrième partie). Par contre, à l'échelle des bras côtiers, en attirant les eaux vers l'extrémité de ceux-ci, elle joue un rôle certain mais délicat à évaluer.

6. ESSAI D'ESTIMATION DU TEMPS DE SEJOUR DES EAUX DANS LE LAC TCHAD EN FONCTION DES TENEURS EN SODIUM.

6.1. EXPRESSION DU TEMPS.

Une remarque doit être faite de prime abord sur l'expression du temps de séjour des eaux dans le lac en fonction de la salure : un volume d'eau de salure donnée représente un mélange de volumes élémentaires de salures variées ; la salure résultante ne peut donc indiquer qu'une valeur moyenne de l'âge de ce volume.

Les équations (1) et (2), établies au paragraphe 1.2.2., donnent respectivement une expression du temps :

$$t = 2,3 \frac{H}{K} \log \Gamma \quad (3)$$

et

$$t = \frac{H}{K} \left(1 - \frac{1}{\Gamma} \right) \quad (4)$$

On définit $\Gamma = S/S_0$, S étant la salure de l'eau observée dans le lac au temps t et S_0 la salure des eaux d'alimentation à l'entrée dans le lac au temps zéro.

Les remarques générales faites notamment sur l'obtention des résultats par excès ou par défaut selon les équations utilisées (paragr. 1.2.3.), sont applicables aux valeurs ainsi estimées. Sur une période de temps supérieure à une année, la valeur réelle doit être ainsi comprise entre celles qui sont données par les deux équations. Il est sûr de toute façon, en raison des hypothèses de base, que la seconde équation fournit des valeurs du temps beaucoup trop grandes.

Nous verrons au chapitre 4.2. sur le bilan salin et la régulation saline du lac que l'ion sodium est celui qui, si l'on considère le lac globalement, subit les pertes les plus faibles. Les ions Ca, Mg, K, CO_3H , ainsi que la silice, sont partiellement piégés dans le lac selon des taux variables que nous évaluerons. Les calculs d'estimation des temps de séjour des eaux dans le lac seront ainsi effectués avec $\Gamma = \frac{\text{Na}}{\text{Na}_0}$. Une perte de sodium entraîne une estimation du temps par défaut et un gain de sodium, une estimation par excès.

Le temps est directement proportionnel à la hauteur d'eau H et inversement proportionnel à l'évaporation - pluie K. Une masse d'eau qui se déplace dans le lac a des hauteurs variées fonction de l'altitude du niveau du lac et des fonds sur lesquels elle transite. Elle est soumise en outre à une évaporation-pluie variable suivant les régions. Ainsi à concentration égale le temps de séjour sera différent suivant les régions.

Les abaques présentés (fig.103) permettent d'estimer rapidement les valeurs de t en fonction du rapport des salures, de l'évaporation - pluie et de la hauteur d'eau. Ils permettent également de déterminer l'erreur entraînée par l'incertitude sur les valeurs à utiliser pour les différents paramètres.

Il apparaît clairement à la simple confrontation de ces deux abaques aux mêmes échelles que la définition du temps est bien supérieure dans le modèle logarithmique n° 1.

6.2. VALEURS MOYENNES ET ECARTS DES PARAMETRES.

Salures. La teneur moyenne annuelle en sodium des eaux d'alimentation est estimée à 0,124 me/l. L'évaluation des temps est délicate pour des valeurs inférieures à une année, car les mélanges ne sont pas encore bien réalisés et il est d'autre part difficile de savoir qu'elle était la valeur de Na_0 en raison de la variation annuelle des teneurs originelles. Ceci s'applique particulièrement aux eaux pérideltaïques.

Altitude des fonds. L'erreur entraînée par les variations spatiales d'altitude des fonds doit être fortement atténuée, sur une période de temps suffisamment longue, par le mode de circulation des eaux et leur mélange. L'altitude moyenne des fonds dans les zones nord, sud-est, sud-ouest et les écarts par rapport aux grandes régions (fig. 94) sont respectivement de $277,7 \pm 1,2$ m, $278,9 \pm 0,4$ m et $279,5 \pm 0,2$ m. Soulignons toutefois, qu'en raison de leur mode de circulation, les eaux ne séjournent en général pas plus d'une année dans la zone sud-ouest.

Niveau du lac. De 1949 à avril 1969, le niveau du lac a oscillé entre 283,4 et 281,4 m et le niveau moyen annuel entre 282,9 et 281,4 m. Ces deux dernières altitudes délimitent également la baisse du niveau moyen depuis 1964 jusqu'à 1969. Sur une période de plusieurs années, on pourrait ainsi adopter une valeur interannuelle de $282,1 \pm 0,7$ m pour l'altitude du niveau du lac.

Gradient climatique. Afin de tenir compte du gradient climatique, l'évaporation-précipitation moyenne annuelle est estimée dans les trois grands types de régions à 150, 183 et 193 cm par an. La limite supérieure de 200 cm peut être adoptée.

6.3. EXEMPLES D'APPLICATION.

On trouvera ci-après trois exemples d'évaluation du temps de séjour des eaux en un point donné du lac afin de concrétiser les marges importantes d'incertitude.

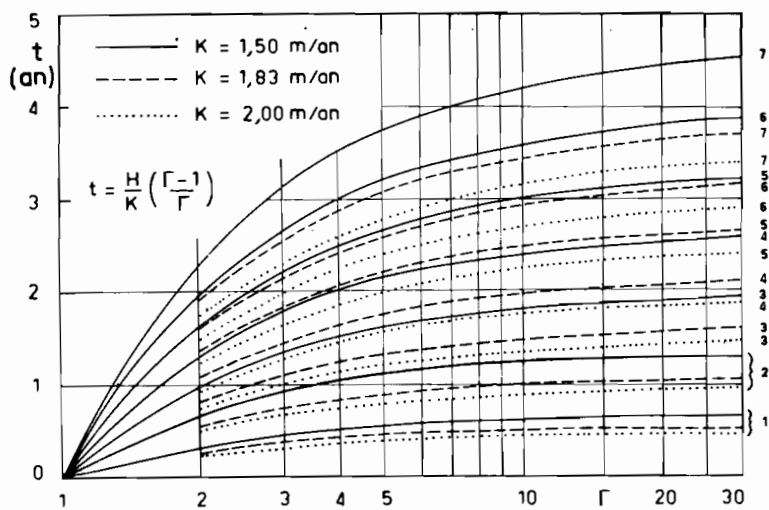
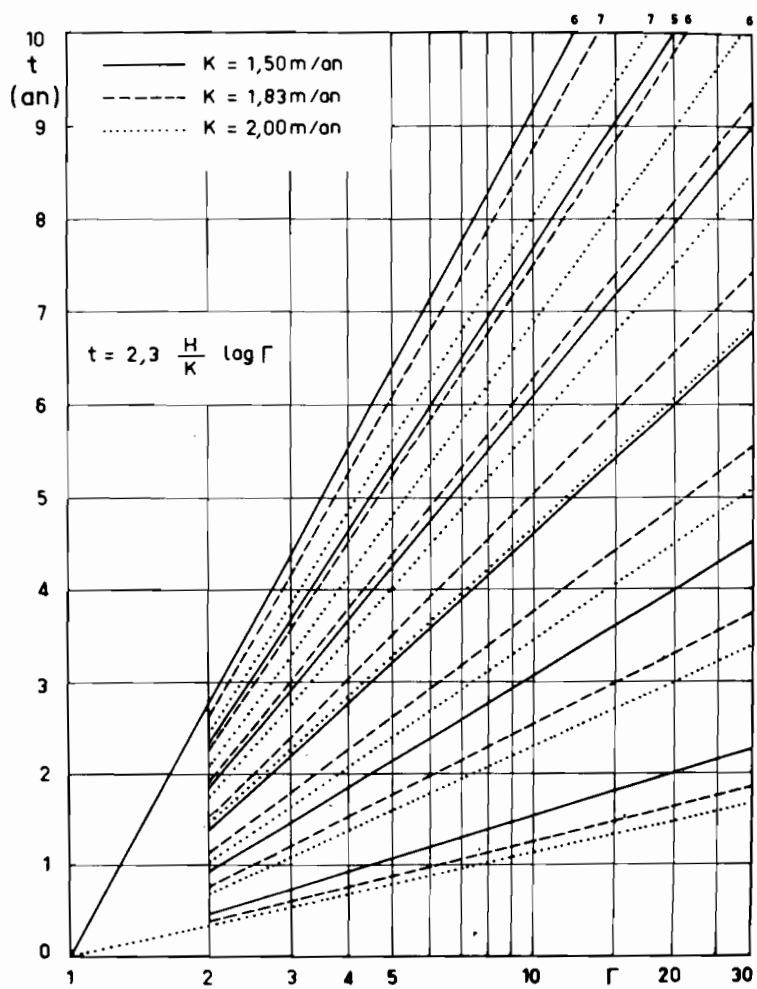


Fig. 103 : Abaques d'estimation du temps de séjour des eaux dans le lac Tchad en fonction du rapport de concentration ionique Γ observé, de l'évaporation-pluie K et de la hauteur d'eau H . Le chiffre reporté en face de chaque courbe ou chaque famille de courbes correspond à la hauteur d'eau H , en mètre.

6.3.1. Les eaux de $350 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ qui arrivent en 1969 sur le front côtier à Daguil ont un rapport de concentrations Na/Na_0 de 9,3. L'altitude moyenne des fonds entre le Delta et Daguil est de $278,8 \pm 0,2$ m, celle du niveau des eaux de $282,1 \pm 0,7$ m et la hauteur d'évaporation-pluie de 165 ± 15 cm/an.

Le tableau ci-dessous présente les différents âges calculés avec les valeurs extrêmes et moyennes définies plus haut et les équations (3) et (4). Les résultats obtenus avec les deux équations et les valeurs moyennes définissent l'intervalle dans lequel se situe l'âge le plus probable, soit de 2 à 4,5 ans.

Γ	H (m)	K (cm)	t (an)	
			(3)	(4)
9,3	4,2	150	6,2	2,5
	3,3	165	4,5	1,8
	2,4	180	3,0	1,2

6.3.2. Sur le front côtier septentrional, on trouve à Tataveron des eaux qui figurent parmi les plus minéralisées du lac, avec $1200 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ et un rapport Na/Na_0 de 55. L'altitude du niveau des eaux est de $282,1 \pm 0,7$ m, tandis que celles des fonds sur lesquels elles ont séjourné est de $277,7 \pm 1,2$ m. L'évaporation-pluie est de 180 ± 20 cm/an.

Les résultats du tableau ci-après montrent que la fourchette de résultats est très large. On peut dire que ces eaux ne doivent pas avoir plus d'une dizaine d'années.

Γ	H (m)	K (cm)	t (an)	
			(3)	(4)
55	6,3	160	15,5	3,9
	4,4	180	9,5	2,4
	2,5	200	4,9	1,2

6.3.3. Pour un rapport de concentrations Na/Na_0 de 14,7, une altitude moyenne des fonds de $278,35 \pm 0,25$ m, une altitude du niveau de $282,1 \pm 0,7$ m et une évaporation-pluie de 183 ± 20 cm/an, l'âge moyen du volume d'eau contenu dans le lac est compris entre 2 et 5,5 ans (tableau ci-dessous) :

Γ	H (m)	K (cm)	t (an)	
			(3)	(4)
14,7	4,7	163	7,8	2,7
	3,75	183	5,5	1,9
	2,8	203	3,7	1,3

6.4. CONCLUSION SUR L'ESTIMATION DU TEMPS DE SEJOUR DES EAUX DANS LE LAC TCHAD.

A cause de la simplicité des modèles, de la variabilité spatio-temporelle des paramètres utilisés et des connaissances insuffisamment précises de leurs valeurs, les marges d'estimation apparaissent élevées. Cependant, il ne fait pas de doute qu'il est encore possible d'améliorer cet essai de détermination, en précisant ces éléments.

QUATRIEME CHAPITRE

BILAN SALIN ET REGULATION SALINE DU LAC TCHAD.

EVALUATION DES PERTES PAR INFILTRATION.

L'évolution spatio-temporelle des salures globales et spécifiques des eaux du lac Tchad en ses différents points tend à démontrer l'existence d'une régulation saline. Deux grands types de mécanismes assurent cette régulation.

- Des phénomènes d'interactions avec l'environnement organique et minéral conduisent à un piégeage sélectif des sels dans le lac.

- Une évacuation non sélective des eaux et des sels se réalise par infiltration à travers le fond et les rives du lac et par abandon superficiel dans les cuvettes littorales qui fonctionnent en salines naturelles, lors des fluctuations du niveau des eaux.

Le bilan salin du lac, dont le terme "apports" a été présenté en détail dans la première partie. sera complété par une évaluation des teneurs moyennes et des quantités d'ions et de silice dissous dans l'ensemble du lac à différentes époques de l'année. Ces données permettront de préciser la nature et les quantités de sels piégés dans le lac. Ces éléments numériques, accompagnés de données géochimiques spécifiques du lac et de considérations générales, permettront une discussion sur les phénomènes biochimiques et physico-chimiques, modificateurs et régulateurs des salures dans le lac.

L'évaluation des quantités de sels perdues annuellement par évacuation avec les eaux d'infiltration bouclera ce bilan qui, conjointement, fournit le moyen de préciser la valeur des pertes d'eaux par infiltration et donc aussi par évaporation.

1. SALURES MOYENNES ET QUANTITES DE SELS DISSOUS DANS L'ENSEMBLE DU LAC TCHAD.

1.1. METHODE D'ESTIMATION.

L'estimation de la quantité totale W_1 et de la concentration moyenne en sels S_1 pour l'ensemble du lac (indice 1) implique le tracé de la courbe cumulée $S = f(V)$ qui définit en fait le volume d'eau V (m^3) dont la concentration est inférieure à une valeur donnée S (me/l), c'est-à-dire le volume V limité géographiquement par une courbe d'isoconcentration S (fig. 57a).

La quantité d'ions W_1 (me) est en effet $W_1 = \int_0^{V_1} S \, dV$, que l'on mesure par planimétrie de la surface définie par la courbe $S = f(V)$ et ses axes de coordonnées. La concentration moyenne (me/l) de l'ensemble du lac est par suite $S_1 = W_1/V_1$.

La courbe $S = f(V)$ est tracée par planimétrie des cartes en courbes d'isoconcentrations (fig. 57 a). Afin d'évaluer avec une précision optimale la superficie et le volume réels des eaux, les treize grandes régions naturelles du lac (fig. 31) ont été considérées séparément. Les superficies ainsi mesurées dans chaque région ont été affectées du coefficient correspondant m , ou rapport de la surface des eaux à la surface totale (fig. 104). On calcule ensuite les volumes correspondant en multipliant les superficies par la profondeur régionale moyenne. Les divers superficies et volumes régionaux, relatifs à une concentration donnée, sont ensuite additionnés pour obtenir la superficie et le volume afférents à l'ensemble du lac.

En fait, la planimétrie des différentes superficies dans les treize grandes régions, puis les calculs qui en découlent, s'avèrent des opérations très longues. Nous avons cherché à simplifier en ne considérant que deux régions : la moitié sud, y compris la Grande Barrière, et la moitié nord. Les superficies totales et les altitudes moyennes des fonds ont été évaluées respectivement à 12 860 et 10 270 km^2 et 279,0 et 277,2 m. La concentration moyenne en 1969, évaluée dans le cas du découpage en treize régions, est de 3,95 me/l. Elle est de 3,87 me/l dans le cas de la prise en considération de deux régions. L'écart négligeable entre ces deux valeurs autorise l'adoption de la seconde méthode.

On remarquera aussi que la somme des teneurs spécifiques moyennes annuelles, évaluées par planimétrie des cartes de salures spécifiques, permet d'estimer à 4,00 me/l la salure globale moyenne annuelle. Une valeur de 3,95 me/l est obtenue directement par planimétrie des cartes de salures globales. Cet écart de 1,2 % montre que la méthode d'évaluation est très satisfaisante.

Nous avons déjà estimé la salure globale moyenne du lac en mars-avril 1967 par une méthode analogue (M.A. ROCHE in TOUCHEBEUF et coll. -1969-). Toutefois, les données sur la superficie et la bathymétrie ne permettaient pas alors une grande précision dans cette évaluation.

1.2. VARIATIONS SAISONNIERES DES TENEURS MOYENNES EN SELS DISSOUS DANS L'ENSEMBLE DU LAC. VALEURS ANNUELLES.

Le tableau XXXII mentionne la teneur moyenne en cations Si , en me/l et en mg/l, pour l'ensemble du lac, à différentes époques.

Les teneurs cationiques globales moyennes présentant un minimum en février et décembre (3,52 et 3,58 me/l) et un maximum en juillet (4,38 me/l). L'écart annuel par rapport à la moyenne (3,95 me/l) est de $\pm 10 \%$.

Le minimum et maximum annuels des teneurs moyennes en chaque cation se répartissent de la même façon : ils sont observés en décembre pour le premier (les valeurs en février n'étant pas disponibles) et en juillet pour le second.

Les teneurs moyennes annuelles pour l'ensemble du lac semblent plus délicates à estimer. Cependant, on remarquera que la moyenne des salures globales minimales et maximales, de 3,95 me/l, est absolument identique à celle qui est évaluée directement à partir de la carte en courbe de teneurs moyennes annuelles (deuxième chapitre, §. 4.4.5., fig. 57a). Ceci permet de penser que les moyennes des teneurs spécifiques minimales et maximales sont proches des teneurs moyennes annuelles réelles.

Le tableau XXXIII récapitule les concentrations ioniques moyennes minimales, maximales et annuelles pour l'ensemble du lac en 1969.

Les proportions ioniques moyennes annuelles sont ainsi :

$Ca = 25,5 \%$, $Mg = 24,0 \%$, $Na = 40,0 \%$, $K = 10,5 \%$,

$CO_3H + CO_3 = 98 \%$, $Cl = 2 \%$, $SO_4 = 0$.

Les teneurs moyennes en silice dissoute sont pour l'ensemble du lac de 60 mg/l en juillet et 50 mg/l en septembre-octobre. La teneur moyenne annuelle peut être ainsi estimée à environ 53 mg/l.

1.3. QUANTITES D'IONS DISSOUS DANS L'ENSEMBLE DU LAC.

Le tableau XXXIV indique la quantité de cations, en milliéquivalents et en tonnes, dissous dans l'ensemble du lac. Les valeurs moyennes pour l'année 1969 sont de l'ordre de :

$Ca = 1,15 \cdot 10^6$ t, $Mg = 0,65 \cdot 10^6$ t, $Na = 2,05 \cdot 10^6$ t, $K = 0,89 \cdot 10^6$ t,

$CO_3H + CO_3 = 13 \cdot 10^6$ t, $Cl = 0,15 \cdot 10^6$ t,

avec un stock de l'ordre de $4,75 \cdot 10^6$ t de cations dissous et de $18 \cdot 10^6$ t d'ions dissous.

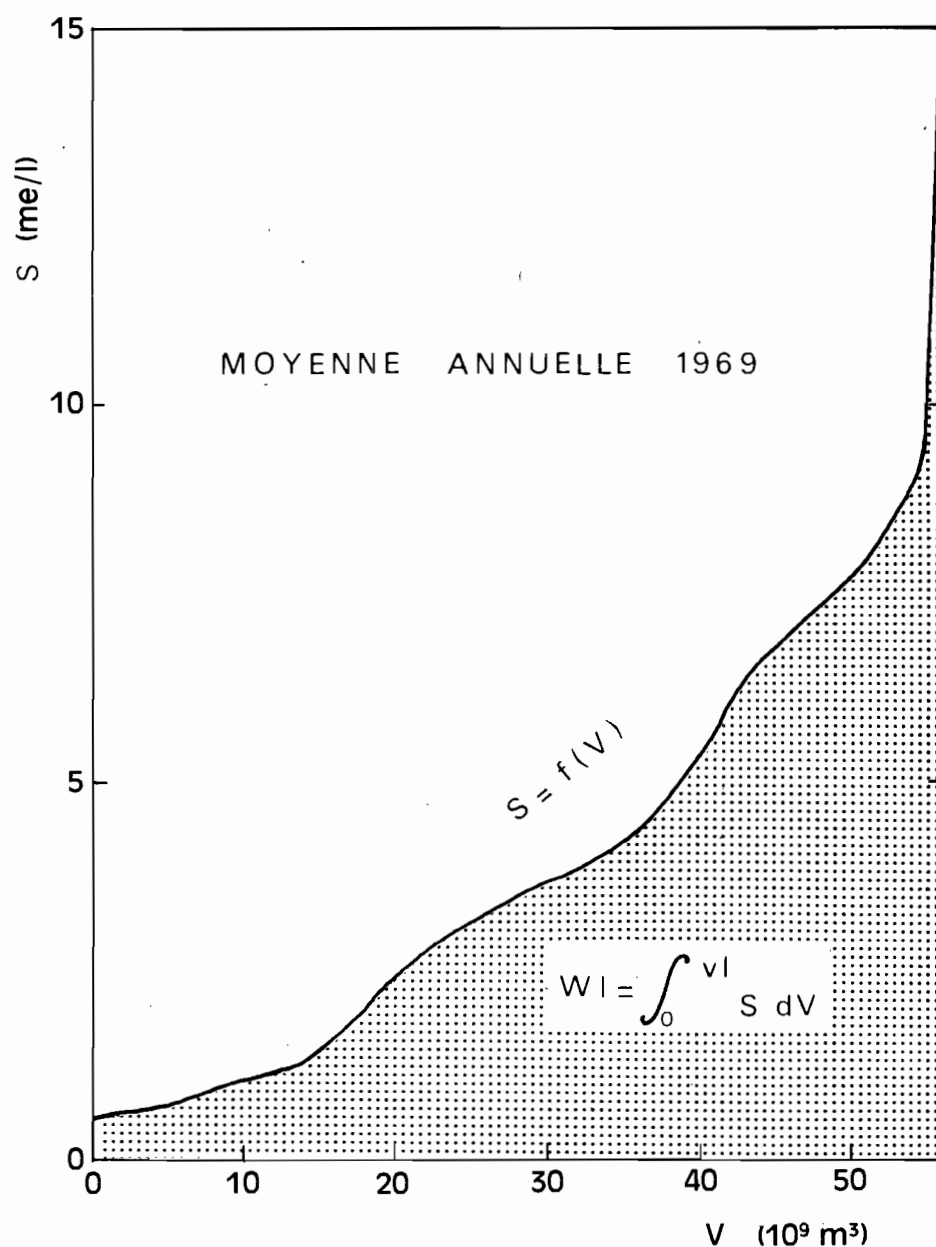


Fig. 104 : Courbe $S = f(V)$ définissant le volume d'eau V limité dans le lac par une courbe d'isosalure S . Elle est obtenue par planimétrie d'une carte en courbes d'isosalures (fig. 75 à 78). La quantité d'ions W_1 stockée dans le lac représente l'intégrale de la courbe $S = f(V)$. L'exemple présenté ici correspond à la salure globale moyenne de l'année 1969 ($S = \text{rp}$).

Tableau XXXII : Teneurs moyennes en cations dissous (en me/l) dans les eaux du lac Tchad en 1969.

(Ces valeurs ont été estimées par planimétrie des cartes en courbes d'isoteneurs).

Dates	Volume d'eau 10^6 m^3	Unités	Ca	Mg	Na	K	rp ⁺ total	rp ⁺ mesuré	SiO ₂
Mars-avril 1967	70000	me/l mg/l	- -	- -	- -	- -	- -	3,59 -	- -
Mars-avril 1969	60200	me/l mg/l	1,11 22,24	0,94 11,43	1,44 33,12	0,39 15,29	3,88 82,08	3,77 -	- -
Juillet 1969	53400	me/l mg/l	1,11 22,24	1,05 12,83	1,78 40,94	0,52 20,33	4,46 96,34	4,38 -	- 60
Septembre-octobre 1969	55800	me/l mg/l	0,95 19,00	0,88 10,69	1,54 35,49	0,30 11,65	3,67 76,83	3,68 -	- 50
Décembre 1969	60200	me/l mg/l	0,95 18,96	0,86 10,52	1,42 32,64	0,36 14,08	3,59 76,20	3,58 -	- -
Février 1970	55800	me/l mg/l	- -	- -	- -	- -	- -	3,52 -	- -
Moyenne 1969	55800	me/l mg/l	1,03 20,60	0,96 11,67	1,60 36,80	0,41 16,03	4,00 86,30	3,95 -	- 53

Tableau XXXIII: Concentration ioniques moyennes minimales, maximales et annuelles pour l'ensemble du lac Tchad en 1969. (Ces valeurs ont été estimées par planimétrie des cartes en courbes d'isoteneurs).

	Teneurs en me/l		
	Minimum	Maximum	Moyenne annuelle
Ca	0,95	1,11	1,03
Mg	0,86	1,05	0,96
Na	1,42	1,78	1,60
K	0,30	0,53	0,42
rp ⁺	3,58	4,38	3,95
CO ₃ + CO ₃ H	3,5	4,3	3,9
Cl	0,1	0,1	0,1
SO ₄	0	0	0
SiO ₂	(50)	(60)	53 mg/l

Tableau XXXIV : Quantités de cations dissous dans le lac Tchad en 1969, en 10^{12} milliéquivalents et 10^3 tonnes.
(Ces valeurs ont été estimées par planimétrie des cartes en courbes d'isoteneurs).

Dates	Volume d'eau 10^6 m^3	Unités	Ca	Mg	Na	K	rp ⁺ total	rp ⁺ mesuré	SiO ₂ (10^3 t)
Mars-avril 1967	70000	10^{12} me	-	-	-	-	-	258,000	-
		-	-	-	-	-	-	-	-
Mars-avril 1969	60200	10^{12} me	66,822	56,588	86,688	23,478	233,576	226,954	-
		10^3 t	1339	688	1994	920	4941	-	-
Juillet 1969	53400	10^{12} me	59,274	56,070	95,052	27,768	238,164	233,892	-
		10^3 t	1188	685	2186	1086	5145	-	3204
Septembre-octobre 1969	55800	10^{12} me	53,010	49,104	85,932	16,740	204,786	205,344	-
		10^3 t	1060	597	1980	650	4287	-	2790
Décembre 1969	60200	10^{12} me	57,190	51,772	85,484	21,672	216,118	215,516	-
		10^3 t	1141	633	1965	848	4587	-	-
Février 1970	55800	10^{12} me	-	-	-	-	-	196,416	-
		-	-	-	-	-	-	-	-
Moyenne 1969	55800	10^{12} me	57,474	53,289	89,280	22,878	222,921	220,410	-
		10^3 t	1150	647	2053	894	4744	-	3000
Ecart observé en 1969	6800	10^{12} me	13,812	7,484	9,568	11,028	33,378	28,548	-
		10^3 t	279	91	221	436	858	-	(414)

Pour un niveau à 281,3 m, une superficie de $18\,600\text{ km}^2$, et un volume de $55,8 \cdot 10^9\text{ m}^3$, la quantité moyenne annuelle en cations est évaluée à $220 \cdot 10^{12}\text{ me}$ et l'écart annuel à $\pm 20 \cdot 10^{12}\text{ me}$ soit $\pm 10\%$.

Avec des valeurs de $3,2 \cdot 10^6$ tonnes en juillet et $2,8 \cdot 10^6$ tonnes en septembre-octobre, la quantité moyenne annuelle de silice dissoute dans l'ensemble du lac peut être évaluée à $3,0 \cdot 10^6\text{ t}$.

2. NATURE DES IONS PIEGES DANS LE LAC.

La première question posée est de déterminer quelle est la nature des cations perdus ou gagnés par les eaux dans le lac, autrement que par infiltration, entre le débouché des tributaires et les rives. Nous allons examiner successivement comment

- les teneurs et les proportions ioniques,
 - la comparaison des rapports de concentration observés et estimés pendant un temps déterminé,
 - les temps moyens de résidence des ions dans le lac,
- concourent à circonscrire qualitativement le problème, avant que soit abordé son aspect quantitatif.

2.1. TENEURS ET PROPORTIONS IONIQUES.

2.1.1. Teneurs ioniques.

L'évolution spatiale des concentrations en calcium et magnésium est nettement atténuée à certaines époques de l'année, dans les régions de l'extrême nord et sud du lac, malgré l'effet continu de l'évaporation. Pour le calcium en particulier, les teneurs se stabilisent puis décroissent contrairement au gradient normal, indiquant alors une perte évidente de ce cation.

2.1.2. Teneurs ioniques relatives.

Un volume d'eau fluviale contient à son arrivée dans le lac une quantité bien déterminée de chaque cation. Lorsque ce volume se réduit par évaporation, les concentrations (me/l) devraient augmenter selon un même taux pour chaque ion : la salure globale et les proportions ioniques devraient rester constantes. Or dans le lac, les teneurs croissent généralement, mais à des taux différents, ce qui se traduit par une variation des proportions ioniques. Des phénomènes physico-chimiques ou biochimiques sont à l'origine des variations observées. En terme de bilan, ces variations peuvent être ainsi interprétées :

- Une diminution de la proportion d'un ion traduit :
 - . soit une perte de celui-ci
 - . soit, alors que la quantité initiale de l'ion reste stable, le gain d'ions d'une ou de plusieurs autres natures.
- Une augmentation de la proportion d'un ion traduit au contraire :
 - . soit un gain de celui-ci
 - . soit, alors que sa quantité reste stable, la perte d'ions d'une ou de plusieurs autres natures.
- Une stabilité de la proportion d'un ion traduit :
 - . soit aucune perte, ni gain de tous les ions de la solution,
 - . soit la stabilité de la quantité de cet ion dans une solution qui ne fait qu'échanger des ions d'autres natures avec le milieu.

Dans le lac, l'évolution des compositions débute à l'arrivée des eaux mais n'est pas identique selon les zones considérées et pour des teneurs globales équivalentes. L'évolution n'est donc pas uniquement fonction de la minéralisation globale ou du temps ; elle dépend surtout des régions où séjournent les eaux. Elle correspond à l'augmentation des proportions d'un cation et à la diminution d'un, de deux ou des trois autres. Les principaux types d'évolution mis en évidence (deuxième chapitre, §. 5.2.3.) peuvent être ainsi résumés :

- Dans la zone nord et sud-ouest, une diminution relative en calcium et en magnésium et une augmentation simultanée en sodium.
- Dans l'Archipel du nord-est, une légère diminution relative en magnésium et une légère augmentation en calcium.
- Dans le nord des Ilots-bancs du Niger et l'Archipel nord, une diminution relative en calcium et une augmentation des autres cations.
- Dans la zone sud-est, une diminution relative en magnésium et une augmentation en calcium.

L'évolution des teneurs relatives apparaît ainsi délicate à interpréter directement, d'autant plus que plusieurs phénomènes peuvent éventuellement interférer dans le lac et que seule la résultante y est observable. Il convient de souligner que la perte relative et l'effet sur les proportions sont d'autant plus élevés que la salure globale est faible.

Considérées globalement, les teneurs relatives moyennes des apports :

Ca = 39,0 %, Mg = 27,5 %, Na = 25,5 %, K = 8,5 %,

et celles des eaux du lac :

Ca = 25,5 %, Mg = 24,0 %, Na = 40,0 %, K = 10,5 %,

permettent d'envisager deux hypothèses à l'échelle du lac : la diminution des proportions en calcium et en magnésium peut être due

- soit à une perte de calcium et de magnésium
- soit à un apport en sodium et en potassium dans le lac même.

2.2. COMPARAISON DES RAPPORTS DE CONCENTRATIONS OBSERVES ET ESTIMES.

D'après les résultats du précédent paragraphe 1.2., les rapports des concentrations moyennes de chaque cation en juillet et en mars-avril

juil. mars
(Sl / Sl) sont, pour l'ensemble du lac :

$$\text{Ca} = 1,00, \text{Mg} = 1,12, \text{Na} = 1,24, \text{K} = 1,33, \text{rp}^+ = 1,16.$$

Les volumes déversés dans le lac de mars-avril à juillet ne représentent que 6 % de l'apport annuel et justifient l'emploi du modèle

$$\text{Sl}_{\text{juil.}} / \text{Sl}_{\text{mars}} = H / (H - E + P),$$

pour l'estimation des rapports de concentration en fonction de la profondeur H, de la hauteur d'évaporation E et de pluie P. Ces rapports sont de 1,35 pour la partie sud et de 1,21 pour la partie nord, soit une valeur de l'ordre de 1,3 pour l'ensemble du lac.

Le potassium et le sodium présentent les rapports de concentration mesurés les plus conformes à la valeur estimée par la relation précédente. Ce sont donc les cations qui subissent les pertes ou les gains les plus faibles. Par contre, les rapports de concentration du calcium et du magnésium, nettement inférieurs à 1,3, montrent que ces cations subissent des pertes.

Le rapport de concentration, plus élevé pour le potassium que pour le sodium, indique, qu'au cours de la période considérée, ce premier cation subit moins de pertes que le second ou bénéficie d'un apport dans le lac même. Nous verrons au paragraphe suivant (§. 2.3.) que ceci est contraire aux résultats obtenus sur le bilan salin annuel. Ce résultat peut être lié ainsi à une évolution non représentative de l'évolution annuelle, tel qu'un gain saisonnier en potassium ou, ce qui paraît moins probable, une perte saisonnière en sodium.

2.3. TEMPS MOYENS DE RESIDENCE DES SELS DANS LE LAC.

Les quantités d'ions Wl dissoutes dans le lac représentent pour chaque ion un certain nombre d'années d'apport par les eaux d'alimentation (M.A. ROCHE in TOUCHEBEUF -1969-). Ce nombre d'années d'apport correspond au temps moyen de séjour de l'ion dans le milieu. L'apport moyen interannuel étant W_0^a , on a

$$T = Wl / W_0^a.$$

Pour un volume moyen du lac VI de $55,8 \cdot 10^9 \text{ m}^3$ et un volume d'apports de $49,5 \cdot 10^9 \text{ m}^3 / \text{an}$, ces temps (M.A. ROCHE -1972-)

sont respectivement de :

Ca : 6,6 ans, Mg : 8,7 ans, Na : 15,7 ans, K : 12,2 ans,
 rp^+ : 9,9 ans, SiO_2 : 2,8 ans.

Les temps dépendent évidemment du module interannuel des apports et surtout du volume du lac. Ces estimations sont ainsi légèrement inférieures aux valeurs interannuelles que l'on peut estimer pour un niveau supérieur à 281,5 m.

Toutefois, il convient de considérer essentiellement l'ordre relatif de ces valeurs. Les différents sels étant évacués du lac par infiltration sans sélectivité, les différences entre les temps de séjour moyen sont implicitement consécutives aux pertes ou aux gains qui ont lieu dans le lac. Cependant, là encore, le temps de séjour moyen permet seulement d'affirmer que le sodium puis le potassium sont les cations qui s'accumulent le plus dans les eaux du lac, sans qu'il soit en fait possible d'en déduire que le sodium ne subisse pas de perte ou de gain. Les résultats obtenus en considérant les rapports des concentrations de mars-avril et juillet 1969 tendent à montrer cependant que ces pertes ou gains en sodium sont assez réduits. Par ailleurs, des considérations plus générales sur la géochimie des cations et des sédiments déversés et sédiments dans le lac, et sur les rapports entre le lac et les nappes souterraines, permettent de mieux concevoir une utilisation qu'une libération de sodium dans le lac. Les pertes en calcium et en magnésium paraissent importantes. La silice est encore plus piégée que les cations.

Nous concluons donc que la sédimentation du sodium dans le lac est, parmi les éléments étudiés, la plus réduite et ne peut représenter qu'une faible part des apports. Il est possible que le chlore, bien connu pour sa difficulté à être piégé (M. SCHOELLER -1965-), ne subit pas de pertes dans le lac, mais ses teneurs, de l'ordre du centième et du dixième de mg/l, ainsi que ses origines météoriques apparemment importantes (première partie, §. 6.) rendent pour l'instant délicate son utilisation en tant que traceur.

3. EVOLUTION DES PERTES EN SELS DANS LE LAC.

3.1. EVOLUTION SPATIALE DE LA SEDIMENTATION DES IONS ET DE LA SILICE DANS LE LAC TCHAD.

Soit S_0 la salure moyenne annuelle, spécifique ou globale, des eaux d'alimentation et S la salure dans le lac. En l'absence de perte dans

le lac, cette concentration devrait être S' . Si l'ion de nature x ne subit aucune perte dans le lac, autre que par infiltration, le rapport des teneurs $\frac{S'}{S_0}$ de chaque ion devrait être tel que

$$\frac{S'}{S_0} = \frac{S_x}{S_{0x}^a}$$

La teneur ainsi soustraite aux eaux est

$$S_s = S' - S = S_0^a \frac{S_x}{S_{0x}^a} - S$$

et la perte relative

$$\frac{S_s}{S'} = 1 - \frac{S_{0x}^a S}{S_x S_0^a}$$

A chaque période d'observation, il est ainsi possible de tracer pour les différents ions la carte des pertes, en définissant le sodium comme l'ion x . Si l'on suppose les pluies de salure nulle (cf. première partie, §. 6.), les rapports de concentration ne sont pas modifiés et l'on peut se baser uniquement sur les salures des apports fluviaux. Pour simplifier, on peut adopter les valeurs moyennes annuelles des apports. La variation saisonnière des salures entraîne alors une incertitude qui tend à s'atténuer lorsqu'on s'éloigne du débouché des tributaires.

Nous mentionnons ci-dessous, à titre d'exemple, les pertes ioniques relatives subies par les eaux qui atteignent la rive septentrionale à Tataverom :

Ca $\Rightarrow$ 85 %, Mg $\Rightarrow$ 55 %, Na $\Rightarrow$ 0 %, K $\Rightarrow$ 28 %, $\text{CO}_3\text{H} + \text{CO}_3 \neq \text{rp}^+ > 50$ %, $\text{SiO}_2 = > 92$ %.

3.2. SEDIMENTATION MOYENNE DES IONS ET DE LA SILICE DANS LE LAC TCHAD.

D'après les relations établies au paragraphe précédent, la quantité d'un élément W_s^a sédimenté annuellement dans l'ensemble du lac (indice 1), par rapport aux apports annuels W_0^a de ce même élément, s'écrit

$$\frac{W_s^a}{W_0^a} = \frac{S_1 s}{S' l'} = 1 - \frac{S_{0x}^a S_1}{S_{1x} S_0^a}$$

et la quantité sédimentée chaque année

$$W_s^a = W_0^a \left(1 - \frac{S_{0x}^a S_1}{S_{1x} S_0^a} \right)$$

Cette expression s'écrit également

$$W_s^a = W_0^a - \frac{W_1}{T_x}$$

T_x étant le temps de résidence d'un élément de nature x qui ne sédimente pas dans le lac.

Cette dernière relation peut se démontrer directement de la façon suivante :

Pour un élément donné, W_0^a étant la quantité déversée annuellement, la quantité fictive Wl' qui devrait être présente dans les eaux du lac est

$$Wl' = W_0^a T_x$$

La différence entre cette quantité fictive et la quantité Wl réellement dissoute représente la perte Ws par sédimentation :

$$Ws = Wl' - Wl = W_0^a T_x - Wl$$

La perte relative est ainsi

$$\frac{Ws}{Wl} = 1 - \frac{Wl}{W_0^a T_x}$$

et la perte annuelle

$$Ws^a = W_0^a \frac{Ws}{Wl}$$

soit

$$Ws^a = W_0^a - \frac{Wl}{T_x}$$

Le tableau XXXV mentionne, pour l'ensemble du lac (indice 1) ; les données numériques du problème et les résultats obtenus en définissant le sodium comme l'ion x, avec

$$\frac{S_{0x}^a}{Slx} = 8,19 \% \quad \text{et} \quad T_x = 15,7 \text{ ans}$$

On calcule ainsi par défaut que les pertes d'ions et de silice, par piégeage dans le lac, sont, par rapport aux apports :

Ca = 58 %, Mg = 45 %, Na = 0 %, K = 23 %, $rp^+ \# CO_3 + CO_3H = 37 \%$, $SiO_2 = 83 \%$.

A ces valeurs correspondent les sédimentations suivantes (en millions de tonnes)

Ca = 100, Mg = 33, Na = 0, K = 17, $rp^+ = 150$, $CO_3 + CO_3H \# 506$, $SiO_2 = 899$.

Ces valeurs sont peu différentes de celles que nous avons obtenues par une première estimation (M.A. ROCHE -1972-) et de celles de J.P. CARMOUZE (1972).

Comme on a lieu de penser que des pertes minimales en sodium existent, les valeurs ci-dessus doivent être estimées par défaut.

On remarquera par ailleurs (tableau XXXV) que la quantité de calcium (en me) sédimentée est respectivement 1,8 et 12 fois plus élevée que la quantité de magnésium et de potassium.

Tableau XXXV : Bilan salin interannuel (1954-1955 à 1969-1970) du lac Tchad.
V : volume, S : salure, W : quantité, a : annuel, o : fluvial,
l : ensemble du lac, f : fictif, s : sédimenté sans le lac,
e : évacué du lac.

	Unités	V	Ca	Mg	Na	K	$\text{CO}_3 \text{ H} + \text{CO}_3$ # rp ⁺	Si O ₂ (mg/l et 10 ⁴ t)
V _o ^a	10 ⁹ m ³	43,4*	-	-	-	-	-	-
S _o ^a	me/l	-	0,200	0,141	0,131	0,043	0,515	25
W _o ^a	10 ¹² me	-	8,68	6,12	5,67	1,88	22,30	109
VI	10 ⁹ m ³	55,8	-	-	-	-	-	-
Sl	me/l	-	1,03	0,96	1,60	0,41	3,95	53
Wl	10 ¹² me	-	57,47	53,29	89,28	22,88	220,41	300
T	an	-	6,6	8,7	15,7	12,2	9,9	2,8
W ^l	10 ¹² me	-	136,63	96,35	89,28	29,59	351,11	1716
S ^l	me/l	-	2,45	1,73	1,60	0,53	6,29	308
Ws	10 ¹² me	-	79,15	43,06	0	6,71	130,70	1416
W _s ^a W _o ^a	%	-	57,9	44,7	0	22,7	37,2	82,5
W _s ^a	10 ¹² me	-	5,02	2,74	0	0,43	8,29	90
W _e ^a	10 ¹² me	-	3,66	3,38	5,67	1,45	14,01	19

* Il convient d'ajouter 6,5.10⁹ m³ de pluie, dont la salure est supposée nulle, pour obtenir le volume total des apports en eaux.

Pour conclure, il convient d'insister sur le fait que tous ces bilans ne sont que des résultantes saisonnières ou interannuelles des quantités piégées et des quantités désorbées (ou libérées) dans le lac.

4. LES PHENOMENES BIOCHIMIQUES ET PHYSICO-CHIMIQUES MODIFICATEURS ET REGULATEURS DES SALURES DANS LE LAC TCHAD.

Compte tenu de l'évolution des salures globales et spécifiques et de la nature minérale et biologique du milieu, trois grands types de phénomènes paraissent susceptibles de contribuer au piégeage des ions et de la silice dans le lac.

- Des phénomènes bio-chimiques dus à l'absorption sélective de certains ions par la faune et la flore.
- Des précipitations de carbonates.
- Des phénomènes d'interactions avec les minéraux argileux et les complexes humides en suspension ou sédimentés.

4.1. SEDIMENTATION BIOCHIMIQUE.

4.1.1. Absorption par la faune.

L'utilisation du calcium par les mollusques benthiques a fait l'objet d'une première estimation par C. LEVEQUE (1972). Nous avons repris ces évaluations en adoptant les valeurs calculées par nous-mêmes pour les ions dissous.

La biomasse de coquilles, constituées d'aragonite ($\text{CO}_3 \text{ Ca}$), avec 37 % de calcium dosé et des traces de sodium, manganèse, strontium et baryum, est évaluée à 400 000 t. La quantité de calcium ainsi stockée par les mollusques vivants est de l'ordre de 150 000 t, soit $7,50 \cdot 10^{12}$ me. Cette valeur correspond sensiblement à l'apport en calcium par le Chari, évalué à 159 000 t ou $7,97 \cdot 10^{12}$ me.

En fait, la production de coquilles étant de 1 965 000 t par an, les mollusques consomment en réalité chaque année 720 000 t ($36 \cdot 10^{12}$ me) de calcium qui équivalent à cinq fois l'apport moyen par le Chari ! Cette demande représente aussi sensiblement la moitié des 1 200 000 t de calcium dissous dans le lac.

Les quantités de calcium mises en jeu à ces fins biologiques apparaissent donc considérables. Toutefois le cycle d'utilisation du calcium par les mollusques peut être considéré comme fermé sur la majeure superficie du lac. C. LEVEQUE -1972- fait remarquer que, dans la partie méridionale, les

coquilles mortes (ainsi d'ailleurs que les squelettes de poissons) sont très peu nombreuses et corrodées : elles sont redissoutes par les eaux après la mort des animaux. Par contre, dans la moitié septentrionale et plus particulièrement au nord de la latitude de la Komadougou, des amas de tests morts, peu corrodés, sont fréquemment récoltés, alors qu'en revanche les mollusques benthiques vivants sont peu abondants.

L'influence de cette activité biologique sur les variations de la composition cationique des eaux est difficile à définir mais ne peut être sans conséquences.

Les quantités de calcium cristallisé représentent une forte "capacité tampon" qui tend à stabiliser les quantités dissoutes par le jeu des mécanismes de cristallisation - dissolution qui tendent à se compenser.

En revanche, l'importance de la demande en calcium eu égard à la quantité dissoute dans le lac, ou apportée annuellement, semble susceptible de provoquer des variations interannuelles, en cas de croissance ou de diminution de la biomasse consécutives aux fluctuations du niveau des eaux, surtout en cas de baisse en dessous de 281 m. La croissance saisonnière, plus rapide en eaux chaudes, doit entraîner une absorption plus élevée du calcium d'avril à octobre, donc en particulier pendant l'étiage.

Une absorption de calcium devrait entraîner une augmentation des proportions de sodium, mais aussi de magnésium et de potassium. Ces deux derniers cations ne montrent pas une telle évolution, excepté pour les saures les plus élevées. Ceci contribue à démontrer que, même dans les régions de faibles saures où les pertes relatives devraient être les plus apparentes, l'absorption du Ca par les animaux n'est pas le phénomène prédominant qui conduit à la modification des compositions. On peut cependant penser que la forte perte en calcium, observée pour des concentrations globales en cations de 9 à 12 me/l, correspond à des caractéristiques hydrochimiques pour lesquelles les mollusques peuvent encore se développer, tandis qu'elles ne permettent plus aux coquilles mortes d'être remises en solution.

4.1.2. Absorption par la flore.

Les végétaux aquatiques, unicellulaires (essentiellement les diatomées) et supérieurs, jouent un rôle important dans l'élaboration de la matière organique ou le stockage et la sédimentation biochimique de certains ions.

a) Les diatomées.

Les diatomées (algues unicellulaires à test siliceux) contribuent largement à la régulation de la silice dissoute dans le lac Tchad car elles abondent actuellement dans les eaux et les sédiments du fond contiennent souvent de fortes quantités de frustules.

Outre les caractéristiques physico-chimiques du milieu, un des principaux facteurs de leur conservation semble être la structure chimique des tests sur laquelle les opinions sont très nombreuses. Les teneurs en silice varient de 50-60 % à 10-20 %. (LEWIN, J.C. et GUILLARD, R.L. -1963-). DESIKACHARY (1961) pense que la structure est apparentée à celle du quartz, même chez les diatomées vivantes. GELOW (1963) partage cet avis pour certaines espèces mais admet pour d'autres l'existence de silice amorphe (opale : $\text{SiO}_2, \text{H}_2\text{O}$). Cet Auteur y voit la raison de la diversité de conservation des frustules. D'après J.C. LEWIN (1961), le silicium à l'intérieur des parois serait étroitement associé à des liaisons organiques. Il a montré que la cellule vivante fixe à sa surface des ions métalliques (Fe, Al, Be...) qui constituent une couche protectrice contre la dissolution.

En fait l'épaisseur des parois, très variable, est un facteur important de conservation.

Finalement, on peut conclure, au stade actuel des recherches sur le lac Tchad, que la quantité de silice stockée dans les diatomées vivantes, le taux de sédimentation actuel et la conservation totale ou partielle des tests demanderont des études quantitatives très approfondies pour pouvoir être évalués.

D'après G. BARASCHOW (1959), les diatomées élaboreraient à peu près la moitié de l'ensemble de la matière organique qui se forme annuellement dans les océans, les lacs et les eaux continentales en général. Cependant, dans le lac Tchad, le rapport moyen des teneurs en carbone et en azote de la matière organique, de 10 %, fait apparaître la part prépondérante des végétaux supérieurs dans la constitution de la matière organique (B. DUPONT -1970-) et les conclusions de BARASCHOW ne sont pas valables ici.

b) Les végétaux supérieurs.

Les éléments minéraux sont absorbés par les plantes à l'état d'ions, libres ou insérés dans des complexes organiques (chélatés), ou bien à partir de colloïdes (complexes argilo-humiques) sur lesquels ils sont absorbés. L'absorption végétale est sensible à de nombreux facteurs qui tiennent à l'organisme absorbant et à l'environnement.

Le tableau XXXVI indique les résultats d'analyses chimiques des principaux végétaux du lac Tchad, que nous a fournis C. LEVEQUE. Il est possible d'évaluer grossièrement un ordre de grandeur des quantités d'éléments stockées par les végétaux dans le lac. Les différentes proportions d'espèces, ainsi que les proportions de racines, de tiges, de feuilles et d'inflorescences ne sont évidemment pas connues. C'est pourquoi, une fois écartées les valeurs extrêmes, seuls sont définis les intervalles de variation des pourcentages des teneurs en éléments par rapport au poids sec total :

Ca = 0,1 à 1 %, Mg = 0,1 à 0,4 %, K = 0,3 à 3 %, Na = 0,01 à 0,4 %, SiO_2 = 0,3 à 17 %.

Les résultats ont été exprimés par rapport au poids sec afin de faciliter l'estimation des quantités d'ions stockées dans l'ensemble du lac. Il existe 2 000 km² d'îlots-bancs, auxquels il convient d'ajouter environ 500 km² de franges littorales et insulaires. En estimant le poids total des végétaux secs de 5 à 15 kg/m², on évalue ainsi la biomasse végétale dans le lac entre 10 et 40 millions de tonnes. Il est difficile de chiffrer la production annuelle de végétaux. On peut simplement remarquer que la variation des surfaces végétales est peu importante pour des niveaux du lac oscillant entre 281,5 et 284 m.

Les quantités de chaque ion stockées par les végétaux seraient ainsi comprises entre les limites suivantes. Les quantités moyennes de cations dissous sont mentionnées pour mémoire entre parenthèses :

Ca	= 10 000 à	400 000 t	(1 200 000 t)
Mg	= 10 000 à	40 000 t	(650 000 t)
Na	= 1 000 à	40 000 t	(2 100 000 t)
K	= 30 000 à	1 200 000 t	(900 000 t)
rp ⁺	= 50 000 à	1 700 000 t	(4 800 000 t)
SiO ₂	= 30 000 à	7 000 000 t	(3 000 000 t)

Le sodium est le cation le moins absorbé. Seules les quantités de potassium et de silice absorbées peuvent être du même ordre de grandeur que celles qui sont dissoutes dans le lac.

Ces résultats sont en accord avec les notions classiques de physiologie végétale (CHAMPAGNAT et al. -1973-). Il s'opère un choix des ions absorbés. Cette sélectivité, qui n'est pas la même pour toutes les plantes, se manifeste par une réticence à l'égard du sodium et une absorption relativement intense du potassium. Une transpiration active facilite l'absorption de l'eau ainsi que celles des ions dissous. Les périodes de croissance intense correspondent à des prélèvements massifs de potassium et de phosphore, sels minéraux impliqués dans les divisions cellulaires. Au contraire, lorsque

le végétal vieillit, l'absorption se ralentit ; il peut y avoir sortie d'ions (exsorption) de la racine. D'une façon générale les plantes qui vieillissent s'enrichissent en calcium et s'appauvrissent en potassium et phosphore. L'appauvrissement en potassium et l'enrichissement en calcium sont nets dans la tourbe récente (tableau XXXVI). Des ions, calcium en particulier, et des quantités importantes de silice sous forme d'opale ($\text{SiO}_2, \text{H}_2\text{O}$), peuvent ainsi y être stockés. Il est difficile de concevoir que cette silice puisse être ultérieurement redissoute. Enfin, la tourbe joue un rôle de mèche, non sélectif, pour tous les ions.

Les végétaux aquatiques doivent ainsi jouer un rôle très important dans les modifications de salures et dans la régulation saline du lac. En effet, les complexes organiques (chélatés) et autres débris organiques, qui se créent à leur mort ne restituent pas la totalité des ions absorbés au cours de leur vie. Les éléments ainsi piégés pourraient varier quantitativement en fonction de l'espèce végétale. Mais le rôle de cette matière organique (et par conséquent des végétaux) serait lié surtout à sa capacité d'absorption très élevée. Cet aspect des phénomènes sera à nouveau abordé, au paragraphe 4.3.3., à l'issue des discussions et des estimations sur les interactions avec les argiles.

Il convient de souligner que les modifications des compositions ioniques ont lieu également dans des régions dépourvues de végétation, telles par exemple dans les Eaux-libres méridionales. D'autre part, les modifications sont différentes dans la Grande Barrière, la zone sud-est et l'Archipel du nord-est où la végétation abondante est sensiblement la même.

Deux types d'influence physiques de la végétation agissent en outre sur les salures :

- La végétation sur laquelle se déposent les matières argileuses augmente la surface de contact de celles-ci avec l'eau et favorise ainsi les phénomènes d'interactions entre les deux phases.

- Par ailleurs, les flots-bancs restituent les eaux avec un certain retard lorsque celles-ci se déplacent en masse et favorisent alors le mélange des eaux. De légères différences de salures peuvent être constatées en aval des flots-bancs par rapport au sens du courant.

4.2. PRECIPITATION DE CARBONATES.

La diminution relative des teneurs en calcium et l'augmentation simultanée des autres teneurs qui se réalisent dans le nord du lac et à l'extrémité des bras les plus minéralisés du Golfe d'Iseïrom, ou simplement la diminution des concentrations en calcium, malgré l'effet constant de l'évaporation, dénote une précipitation de carbonate de calcium.

Tableau XXXVI : Teneurs en ions et en silice de plantes aquatiques du lac Tchad par rapport à leur poids sec (24 h à 110° à l'étuve)

Lieu	Espèce	Partie de la plante	Teneurs en % poids sec						
			Ca	Mg	Na	K	P	S	Si O ₂
Nguigmi	Typha	Tiges	0.54	0.23	0.24	2.12	0.226	0.035	0.04
		Feuilles	1.02	0.30	0.40	2.27	0.122	0.053	0.30
		Inflorescences	1.12	0.34	0.06	1.47	0.309	0.157	0.17
Nguigmi	Phragmites	Feuilles	0.24	0.12	0.01	1.84	0.164	0.165	6.58
		Inflorescences	0.49	0.26	0.03	0.54	0.336	0.079	11.25
		Tiges	0.06	0.06	0.03	2.13	0.144	0.037	2.77
Bol	Cyperus	Tiges	0.28	0.08	0.09	0.98	0.105	0.030	3.55
		Inflorescences	0.27	0.07	0.05	0.67	0.080	0.065	9.34
		Racines	0.38	0.22	0.11	0.78	0.180	0.097	9.47
Bol	Vossia	-	0.12	0.10	0.02	0.90	0.137	0.062	8.50
Bol	Typha	Feuilles	0.70	0.22	0.28	1.71	0.109	0.119	1.07
		Inflorescences	0.81	0.40	0.10	1.63	0.309	0.209	0.47
Bol	Potamo		1.78	0.90	0.38	2.90	0.557	0.160	3.59
Bol	Ceratophyllum		0.52	0.78	0.36	4.09	0.696	0.198	4.58
Bol	Cyclo		0.91	0.34	0.18	3.35	0.255	0.070	2.42
Bol	Phragmites	Feuilles	0.75	0.18	0.01	0.72	0.134	0.199	22.40
		Tiges	0.05	0.02	0.01	0.31	0.045	0.025	2.77
		Racines	0.45	0.25	0.04	0.34	0.184	0.135	19.07
Bol	Tourbe récente		1.38	0.26	0.03	0.11	0.172	0.240	17.48

Sur la plus grande superficie du lac, les teneurs en carbonates des vases et des argiles prélevées en surface ou en profondeur sont généralement nulles (B. DUPONT -1970). Ceci tend à confirmer qu'il n'y a pas précipitation de carbonates sur la majeure superficie du lac, comme le laissent entendre les caractéristiques physico-chimiques des eaux. Par contre, dans les Ilots-bancs et l'Archipel du nord, où le pH est supérieur à 8,3 (fig. 45), les teneurs en carbonates des sédiments sont comprises entre 1 et 5 %. Dans ces régions, de nombreux blocs et granules d'argile sont enrobés d'un encroûtement de calcite de très faible épaisseur. Ces encroûtements sont beaucoup plus développés à l'extrémité de certains bras inondés ou asséchés où ils enrobent des tiges et des feuilles de végétaux aquatiques et prennent l'aspect de tufs calcaires (A. ILTIS et M.A. ROCHE -1967-, B. DUPONT -1970-).

Ces observations confirment ainsi la précipitation de carbonate de calcium, mise en évidence dans ces régions septentrionales par les variations de la composition des eaux, et sont en accord avec la conservation des coquilles mortes de mollusques. Il est à souligner que l'augmentation relativement faible des proportions en magnésium traduit également une perte de ce cation et sa précipitation éventuelle sous forme de carbonates serait à préciser par une étude minéralogique. Quoi qu'il en soit, les proportions de calcite dans les sédiments ne paraissent pas non plus suffisantes pour pouvoir expliquer à elles-seules les pertes de calcium que traduit l'évolution des teneurs cationiques et le bilan salin.

4.3. PHENOMENES D'INTERACTION AVEC LES MINERAUX ARGILEUX.

Les discussions énoncées aux deux paragraphes précédents permettent de conclure que :

- l'utilisation d'ions et de la silice à des fins biologiques peut entraîner, en régime normal, une modification pluriannuelle notable des salures mais que cette absorption interfère avec d'autres phénomènes aux conséquences plus marquées ;
- les précipitations de carbonates, quantitativement limitées, sont cantonnées à l'extrême nord et au fond des bras du Golfe d'Iseïrom.

Ainsi les modifications observées sur la plus grande superficie semblent devoir être rattachées aussi à des phénomènes d'interactions des ions dissous avec les argiles et la matière organique, en suspension et sédimentées.

D'après P. CARRE (1972), les matières solides en suspension déversées dans le lac par le Chari-Logone sont composées essentiellement de kaolinite $\text{Si}_2 \text{Al}_2 \text{O}_5 (\text{OH})_4$, d'un peu d'illite $\text{K}_{0,5} (\text{Si}_{3,5} \text{Al}_{0,5}) \text{O}_{10} \text{Al}_2 (\text{OH})_2$

et de montmorillonite $(\text{Si}_{4-x} \text{Al}_x) (\text{Al}_{2-y} - \text{R}_y) \text{O}_{10} (\text{OH})_2 (x + y) \text{CE}, \text{nH}_2\text{O}$, de quartz, de traces de feldspaths et de calcite. Le Logone apporte en outre un peu de gibbsite $\text{Al} (\text{OH})_3$. L'apport annuel d'argiles, qui représentent 50 à 70 % de l'apport total en suspension, est de l'ordre de $1,5 \cdot 10^6$ tonnes, dont 60 % de juin à septembre.

D'après B. DUPONT (1970), les minéraux argileux qui composent les divers types de vases et les argiles sont du même groupe, quelle que soit la zone ou la profondeur dans le dépôt : "l'analyse diffractométrique montre que la montmorillonite est toujours largement dominante et bien cristallisée. La kaolinite et l'illite n'existent qu'en très faible quantité ou à l'état de traces". Les oolites et pseudo-oolites ferrugineuses, sédimentées dans les régions méridionales, ont également un noyau d'argile. Leur analyse, par diffraction des rayons X, indique que la montmorillonite est importante ainsi que la goethite. Les raies de la kaolinite, du quartz et de la calcite apparaissent également. Le cortex apparaît sous la forme d'une trame sili- ceuse poreuse, une fois le fer libéré par attaque à l'acide chlorhydrique. Toutefois, C. CHEVERRY et R. SAYOL (1971) mentionnent d'après des analyses semi-quantitatives (rayons X) les proportions respectives des minéraux argileux dans les matériaux superficiels récents des polders de Bol (voir fig. 124) asséchés depuis une quinzaine d'années : 6 à 7/10 de montmorillonite, 2 à 3/10 de kaolinite et 1/10 d'illite. Dans les argiles fissurées sous-jacentes (Holocène) la dominance de la montmorillonite (4/10) sur la kaolinite (3/10) et l'illite (3/10) est faible.

Les proportions différentes des minéraux argileux apportés et sédimentés, ainsi que les modifications des teneurs ioniques des eaux, conduisent à discuter plusieurs hypothèses sur l'existence, dans le lac, des phénomènes géochimiques particuliers :

- la kaolinite apportée par le Chari s'y dégrade,
- des montmorillonites y sont néoformées,
- l'absorption de cations par les argiles est importante.

Bien que la réalité de telles hypothèses ne puisse être confirmée que par une étude approfondie de la géochimie des argiles, menée conjointement à celle des salures des eaux, les données disponibles permettent d'ores et déjà de dégager les éléments de réflexion suivants.

4.3.1. Hypothèse d'une dégradation de la kaolinite.

Le fait que les analyses révèlent peu ou pas de kaolinite (B. DUPONT -1970-) peut conduire à penser que ce minéral est dégradé dans le lac. B. DUPONT et J. LEMDALLE (1971) soulignent qu'on s'éloigne progres- sivement, avec l'augmentation de la salure et du pH des eaux, du domaine de

la stabilité de la kaolinite, pour passer à celui où la montmorillonite est thermodynamiquement stable. Cependant, l'altération peu fréquente de la kaolinite et les proportions non négligeables de ce minéral dans les sédiments récents des polders, incitent à la prudence.

Avant de conclure définitivement sur la dégradation partielle ou totale de la kaolinite, il conviendrait en premier de mieux évaluer les quantités relatives de ce minéral dans les argiles déversées, en suspension, et sédimentées dans le lac. Par ailleurs, le tonnage annuel de kaolinite apportée au lac pourrait être comparé au tonnage maximum annuel d'argiles susceptibles d'être néoformées avec les ions perdus dans le lac. Une telle approche sera tentée au paragraphe suivant.

Dans l'hypothèse d'une dégradation totale de la kaolinite, environ 700 000 t supplémentaires de silice et 600 000 t d'alumine seraient libérées et disponibles.

4.3.2. Néoformation de montmorillonites.

La montmorillonite (B. DUPONT -1970-) représente le minéral argileux dominant des fonds du lac. Les faibles quantités apportées par le Chari paraissent insuffisantes pour assurer une telle sédimentation. On est conduit à penser que ce minéral est néoformé dans le lac même.

En fait, la simple analyse des argiles aux rayons X ne permet qu'une détermination sommaire des espèces minérales. C'est pourquoi il paraît préférable, compte tenu des données disponibles, de se limiter à parler d'argiles du groupe des montmorillonites. Des analyses complémentaires s'imposent pour préciser les espèces minérales et leur répartition spatiale.

Les montmorillonites qui constituent en partie les oolites ferrugineuses pourraient représenter le pôle ferrique de ce groupe (Nontronite).

D'après G. MILLOT (1962), des minéraux tels que la stevensite (montmorillonites incluant du magnésium dans leur réseau cristallin), et aussi l'attapulgite et la sépiolite, peuvent être néoformés dans des bassins où l'évaporation domine sur les apports d'eau et où la silice, l'alumine et le magnésium sont concentrés. Plus le milieu est confiné et éloigné des apports détritiques, plus le minéral qui y prend naissance est magnésien.

L'hypothèse la plus probable est que les tétraèdres de silice se fixent progressivement sur des couches octaédriques naissantes.

Il paraît donc possible que des argiles contenant du magnésium dans leur réseau cristallin soient néoformées dans le lac. En fait, il s'avère avant tout nécessaire de déterminer les espèces minérales argileuses

et d'évaluer les quantités d'alumine déversées et piégées dans le lac, comme cela a été fait pour les cations et la silice. Ces connaissances complémentaires paraissent indispensables pour tenter d'estimer les quantités d'argiles néoformées. L'essai suivant a pour but de définir un intervalle de valeurs et surtout de présenter un mode d'approche du problème.

Les pertes de Mg dans le lac correspondent à un tonnage de 33 000 t par an. Ce cation serait susceptible de contribuer par exemple à la formation de 170 000 à 210 000 t par an de smectites trioctaédriques telles que la stevensite, l'hectorite, la ghassoulite ou la saponite. Ces valeurs seraient des maximums, car on prend pour hypothèse que tout le Mg perdu par les eaux entre dans l'édification des réseaux cristallins. Ce que l'on peut difficilement concevoir.

Selon le même principe et sans préjuger de la disponibilité des autres ions, les 900 000 tonnes de silice, perdues annuellement dans le lac, seraient capables de contribuer à la néoformation de 3,0 à 3,4 millions de tonnes de smectites trioctaédriques ou de 1,5 millions de tonnes de montmorillonite ($\text{Si}_4 \text{Al}_2 \text{O}_{10} (\text{OH}_2)_n \text{H}_2\text{O}$). Ce sont là encore des valeurs maximales car, d'une part toute la silice n'est pas utilisée dans les néoformations argileuses, d'autre part, les quantités des autres cations nécessaires et disponibles ne semblent pas permettre la formation de tonnages aussi importants.

Si, conformément aux analyses disponibles pour les argiles récentes des polders, on admet que les quantités de montmorillonites qui sédimentent dans le lac sont deux fois plus élevées que celles de kaolinite (1,5 million de tonnes), on peut les estimer ainsi à 3 millions de tonnes.

Ces estimations sommaires et hypothétiques peuvent montrer que les quantités de kaolinite sédimentées devraient être, dans les cas les plus favorables, du même ordre de grandeur que les quantités d'argiles néoformées et probablement mêmes supérieures. La dégradation de la kaolinite diminuerait les proportions relatives de ce minéral dans les sédiments, tandis que les ions libérés permettraient d'augmenter les quantités d'argiles néoformées.

4.3.3. Adsorption de cations par les argiles.

Outre une intégration de cations au réseau cristallin, la néoformation de montmorillonites entraîne en permanence la création d'une forte capacité d'adsorption entièrement à combler.

L'absorption est en effet réduite sur les feuillets de la kaolinite où elle est due surtout à des ruptures de liaison. Dans les montmorillonites et les illites, il peut se produire des substitutions dans la maille cristalline qui ont pour conséquence un déficit de valence et fixations de cations sur les feuillets. Dans les illites, des ions Mg ou Fe peuvent remplacer partiellement Al dans la couche octaédrique et surtout des ions Al remplacent partiellement Si dans la couche tétraédrique. Les charges négatives non saturées sont équilibrées par des ions K qui unissent les feuillets les uns aux autres. Il existe donc là une possibilité de pertes du magnésium (par intégration au réseau) et du potassium . Cet effet doit rester faible toutefois, si l'on considère que les quantités de ce minéral sont minimes. Dans les montmorillonites, les remplacements possibles sont nombreux dans la couche octaédrique où les ions Al peuvent être remplacés partiellement ou totalement par Mg (stévensite), Fe (nontro-nite), Mn, Zn, Ni... Ainsi, les feuillets ne sont pas électriquement neutres, mais les ions interfoliaires ne sont pas forcément des ions K. Ce sont des cations échangeables (CE) tels que Ca, Na... et des molécules d'eau.

Les ions bivalents se fixent plus énergiquement que les ions monovalents. On remarquera que les quantités de cations piégées dans le lac se répartissent dans la même ordre décroissant Ca, Mg, K, Na que le pouvoir de fixation des cations. D'une manière générale, le cation échangeable le plus fréquemment rencontré dans la nature est le calcium. La sélection des cations captés dépend cependant aussi du minéral argileux.

La capacité d'adsorption varie ainsi pour 100 g d'argile, de 3 à 15 me pour la kaolinite, de 10 à 40 me pour l'illite et de 80 à 150 me pour les montmorillonites. D'après B. DUPONT (1970), la capacité d'échange, dans le lac, est voisine de 45 me/100 g pour les sédiments vaseux et de 30 me/100 g pour les sédiments argileux.

A raison d'une capacité d'absorption de 80 à 150 me/100 g, une quantité de 7 à $3,5 \cdot 10^6$ tonnes d'argiles serait nécessaire pour absorber les $5,5 \cdot 10^{12}$ me de Ca et K qui disparaissent annuellement des eaux. De même, il faudrait une néoformation de 10 à $5 \cdot 10^6$ tonnes d'argiles pour absorber les $8,3 \cdot 10^{12}$ me de Ca, Mg et K piégés chaque année. Ces tonnages paraissent évidemment très supérieurs à ceux que l'on a pu estimer sommairement au paragraphe précédent (§. 4.3.2.). Ceci implique que les argiles ne sont pas les seules matières absorbantes dans le lac. La matière organique, qui est généralement sous forme de complexe argilo-humique ou de débris végétaux dans les sols et les sédiments, doit jouer un rôle complémentaire très important dans l'absorption des cations. Outre cette absorption, on peut concevoir que

les éléments absorbés par les végétaux et les animaux retournent en solution lors du vieillissement et après le mort de ceux-ci ou restent liés à la matière organique.

Il peut y avoir non seulement fixation de cations initialement dissous mais aussi et simultanément échanges de cations entre l'eau et l'adsorbant. Une simple adsorption de cations dissous dans l'eau entraîne, outre une modification des compositions, une diminution de la salure globale, tandis que la seconde, en revanche, n'influe que sur les proportions cationiques. Les deux phénomènes représentent de toute façon pour la solution une perte de l'ion qui est adsorbé. Les modifications de salures fréquemment observées, qui consistent en une diminution des proportions d'un ou de deux cations au profit seulement des proportions d'un autre cation, alors qu'une ou deux proportions restent constantes, sont compatibles avec des échanges entre l'eau et le milieu.

Plusieurs causes peuvent ainsi concourir à la relative stabilité des compositions salines, observées sur une grande superficie de la partie septentrionale, et dans le temps si l'on considère l'ensemble du lac :

- L'adsorption est fonction des concentrations respectives du cation dans l'adsorbant et l'eau, mais elle se réalise avec un certain retard qui est fonction de la vitesse d'adsorption. Tandis que l'adsorption est presque immédiate sur les feuillets de la kaolinite, la vitesse d'adsorption est beaucoup plus faible sur les feuillets de la montmorillonite.

- Les échanges entre l'eau et l'adsorbant tendent vers un équilibre car ce dernier tend à se saturer. Il convient ainsi de souligner, qu'en raison de leur faculté d'échange ionique, les matières argileuses et organiques jouent un rôle de capacité tampon pour les teneurs cationiques.

- La perte relative en ions dissous est naturellement plus intense pour les solutions diluées que pour les solutions concentrées . elle tend ainsi à décroître lorsque la salure globale croît par évaporation.

5. EVALUATION DES PERTES EN CATIONS ET EN EAUX PAR INFILTRATION ET ABANDON SUPERFICIEL LITTORAUX.

5.1. ESTIMATIONS ANTERIEURES.

- A. BOUCHARDEAU (1958) a estimé les pertes en eau par infiltration par un bilan salin sommaire de la forme $Q_e S_e = Q_o S_o$. Le débit et la salure des eaux quittant le lac sont respectivement représentés dans cette équation par Q_e et S_e , ceux des eaux du Chari par Q_o et S_o . L'équation

signifie qu'il sort du lac autant de sels qu'il en entre. Manquant alors d'information sur les teneurs ioniques, il estimait que les pertes par infiltrations côtières devaient être comprises entre 5 et 20 % des apports du Chari. TOUCHEBEUF de LUSSIGNY (1966), admettant que les eaux s'infiltrèrent dans les rives avec des salures voisines de 400 mg/l, évaluait ces pertes à 10 %. Nous avons procédé par la suite (M.A. ROCHE -1970-) à une meilleure estimation de cette valeur, en mesurant réellement la concentration moyenne sur l'ensemble du front côtier. Les pertes pouvaient être alors estimées entre 7,7 et 9,5 % des apports liquides. Nous signalions cependant que ces pertes par infiltration étaient évaluées par excès en raison des pertes en ions, encore non chiffrées dans le lac même. Il est maintenant possible de tenir compte de ce facteur.

5.2. NOUVELLE ESTIMATION.

- Les observations faites de 1962 à 1970 permettent bien d'affirmer que les salures restent stables et que, chaque année, les quantités d'ions infiltrées dans les rives, $W_{\bar{e}}^a$ (tableau XXXV), sont égales aux quantités déversées dans le lac, W_o^a , diminuées de celles piégées dans le lac, $W_{\bar{s}}^a$, soit :

$$W_{\bar{e}}^a = W_o^a - W_{\bar{s}}^a$$

Il vient

$$W_{\bar{e}}^a = W_o^a - W_o^a \left(1 - \frac{S_1 S_o^a x}{S_1 x S_o^a}\right)$$

et

$$V_{\bar{e}}^a S_{\bar{e}}^a = V_o^a S_o^a \left(\frac{S_1 S_o^a x}{S_1 x S_o^a}\right)$$

Par rapport aux apports globaux, les volumes évacués marginalement chaque année peuvent ainsi être exprimés par

$$\frac{V_{\bar{e}}^a}{V_o^a} = \frac{S_1 S_o^a x}{S_{\bar{e}}^a S_1 x}$$

$S_{\bar{e}}^a$ est la concentration moyenne annuelle sur le front d'évacuation des eaux infiltrées ou abandonnées superficiellement, définie par (ROCHE -1969-)

$$S_{\bar{e}}^a = \frac{S_1^a L_1}{L}$$

où S_1^a est la concentration moyenne annuelle sur une longueur L_1 du front d'évacuation et $L = L_1$ la longueur totale du front. Une hypothèse est aussi posée : le débit unitaire sortant est régulièrement réparti sur

l'ensemble des rives. Il est évidemment peu probable qu'il en soit ainsi, mais l'erreur entraînée par la mauvaise connaissance des lignes d'évacuation préférentielle n'est pas très importante, comme le montrera le fait de considérer successivement deux grandes régions d'évacuation.

L'expression finale des pertes marginales peut ainsi s'écrire :

$$\frac{V_0^a}{V_0^a} = \frac{S_1 S_0^a \times L}{S_1^a L_1}$$

- D'après les mesures effectuées sur le lac en 1967 et en janvier 1968, il a été possible de définir les salures moyennes S_1 sur des longueurs de front L_1 , déterminées sur les cartes au 1/200 000 (fig.). Les mesures faites ultérieurement jusqu'en 1970 montrent que ces valeurs ne sont pas justiciables de modifications significatives, si ce n'est de celles entraînées par une amélioration de la corrélation entre la conductivité et la teneur globale en cations.

La teneur moyenne en cations S_0^a sur les 855 km du pourtour du lac a été estimée à 5,30 me/l (M.A. ROCHE -1970).

Les côtes occidentales et celles du Golfe de Mefnari sont balayées par des courants saisonniers. Les eaux n'y séjournent pas longtemps. Leur minéralisation moyenne annuelle pourrait ainsi y rester constante sans qu'aucun processus de régulation saline ne s'y produise. D'autre part, les cuvettes littorales n'y existent pas ou sont peu développées et les terrains riverains semblent moins favorables à l'infiltration des eaux. C'est pourquoi on considère le cas extrême où les pertes ne se produiraient que sur le front oriental compris entre Nguigmi et le delta du Chari. La concentration moyenne annuelle en cation S_0^a y est évaluée à 6,55 me/l sur 540 km.

A partir des valeurs $S_1 = 3,95$ me/l, $S_0^a = 5,30$ et 6,55 me/l, les pertes par infiltrations et abandons littoraux sont ainsi estimées comprises entre 6,1 et 4,9 % des apports fluviaux soit $2,6 \cdot 10^9$ et $2,1 \cdot 10^9$ m³/an. Les pertes interannuelles par évacuation superficielle ne peuvent représenter au maximum que 0,5 %, en raison de la superficie même des cuvettes littorales par rapport à la superficie du lac.

- On a toujours supposé que les infiltrations n'avaient lieu qu'à travers les rives. Or, les compositions isotopiques de la nappe phréatique riveraine, sur toute son épaisseur dans le Kanem et en surface dans les régions sud-est, ne permettent pas de concevoir une infiltration côtière qui chaque année représenterait une frange littorale d'environ 150 m de large et 60 m d'épaisseur. Des considérations hydrogéologiques à

l'échelle de la cuvette (troisième partie), la nature des fonds, la présence de deux mille îles à berges sableuses ou flots-bancs à fond sableux, ne permettent pas de réfuter l'hypothèse plus satisfaisante d'infiltrations généralisées à travers une grande partie de la superficie du lac. Dans ce cas les infiltrations côtières ne représentent qu'une faible part des pertes. La salure moyenne S_0^a des eaux infiltrées est alors sensiblement égale à la salure moyenne S_1 des eaux du lac, d'où

$$\frac{V_0^a}{V_0} = \frac{S_0^a x}{S_1 x}. \text{ Ce qui est exactement l'équation du départ, écrite } Q_0 S_0 = Q S_1.$$

Les pertes calculées avec $S_0^a x = 0,131 \text{ me/l}$ et $S_1 x = 1,60 \text{ me/l}$, sont ainsi de 8,2 %, soit $3,6 \cdot 10^9 \text{ m}^3/\text{an}$.

- En conclusion, les pertes par infiltration sont estimées comprises entre 4,9 et 8,2 % des apports fluviaux soit de 4,2 à 7,2 % des apports totaux par les fleuves et les pluies. Ces valeurs correspondent à des volumes infiltrés de 2,1 à $3,6 \cdot 10^9 \text{ m}^3/\text{an}$. L'évaporation consomme ainsi entre 93 et 96 % des eaux (M.A. ROCHE -1972-).

7. ERREURS SUR L'ESTIMATION DES TAUX DE SEDIMENTATION ET D'INFILTRATION.

Il s'avère difficile de connaître l'erreur sur les différents termes des équations à partir desquelles sont estimées les pertes d'éléments par sédimentation dans le lac et les infiltrations d'eau, et par suite de procéder à un calcul d'erreur complet. Cependant, les recoupements que l'on peut faire pour certains termes (voir §. 1.1.), ainsi que la cohérence des résultats semblent indiquer que ces erreurs doivent être relativement limitées.

Dans quelques régions, nous ne pensons pas avoir prospecté le front réel d'évacuation des sels car le bateau était parfois arrêté par des accumulations d'îles flottantes. Celles-ci barrant l'extrémité de certains bras, sans toutefois arrêter les eaux. Les salures mesurées étaient alors inférieures à celles qui existent sur le front réel d'infiltration d'où une estimation par excès des pertes.

Une évaluation par défaut des pertes d'eau seraient due principalement à une sous-estimation de l'apport en sels au lac, en raison de l'apport éolien (première partie, §. 5. et 6.).

Bien que ces différentes erreurs soient susceptibles de modifier quelque peu les valeurs finales des taux de sédimentation et d'infiltration, les ordres de grandeurs restent néanmoins les mêmes. Nous prendrons pour exemple, l'erreur entraînée par le fait d'admettre que le sodium ne

sédiments pas dans le lac. Une sédimentation (faible mais probable) de ce cation entraîne une estimation, par défaut, des quantités d'éléments piégés dans le lac, et par excès, des infiltrations hydriques.

Si y % du sodium déversé est piégé dans le lac, la perte relative devient

$$S_s / S' = 1 - (1 - y) \frac{S_o^a \times S_l}{S_l \times S_o^a}$$

la perte en eau par infiltration

$$\frac{V_o^a}{V_o^a} = (1 - y) \frac{S_l \times S_o^a}{S_o^a \times S_l}$$
 dans le cas de pertes hydriques côtières,

$$\frac{V_o^a}{V_o^a} = (1 - y) \frac{S_o^a}{S_l}$$
 dans le cas de pertes hydriques par les fonds du lac.

On peut ainsi calculer, par exemple dans l'hypothèse d'un piégeage de 25 % du sodium dans le lac, les valeurs suivantes qui permettent d'apprécier l'ordre de grandeur de l'erreur possible sur les résultats

Perte relative en sodium dans le lac y	Piégeage dans le lac		Infiltration d'eau	
	rp ⁺	SiO ₂	rives	fonds
0 %	37 %	83 %	4 %	7 %
25 %	53 %	87 %	3 %	5 %

TROISIEME PARTIE

- o - o - o - o - o - o - o -

TRACAGE NATUREL ISOTOPIQUE ET SALIN
DES RAPPORTS ENTRE LE LAC TCHAD ET
LA NAPPE PHREATIQUE COTIERE

1. INTRODUCTION

Les rapports entre le lac Tchad et les nappes souterraines sont le point clé de plusieurs problèmes qui se posent dans la cuvette tchadienne :

- L'alimentation partielle et actuelle de la nappe phréatique par les eaux du lac Tchad se rattache directement aux problèmes de la régulation saline et à l'existence des dépressions piézométriques.

- L'accroissement inéluctable et prochain de l'exploitation des nappes, des polders et des natronières demande de préciser la dynamique et le bilan pratiquement inconnus des eaux souterraines et de leurs sels dissous. Il convient d'essayer de déterminer la part de l'héritage ancien et de l'alimentation actuelle.

- Les travaux en cours sur les polders et les natronières confirment que des connaissances plus approfondies sur l'origine et l'âge des eaux sont indispensables à une interprétation élargie des phénomènes pédologiques et géochimiques. Nous pensons particulièrement à l'extrapolation des bilans interprétatifs, dressés sur quelques années, à des périodes plus longues pour une évaluation de la régulation saline de la cuvette tchadienne au Quaternaire.

Si l'étude paléogéographique de bassin est nécessaire pour la compréhension de l'évolution ancienne des nappes, elle ne peut que bénéficier de l'étude hydrogéologique qui, réciproquement, contribue à apporter des éléments au contexte paléogéographique. Ce point paraît d'autant plus important que le rôle des nappes se révèle comme un des facteurs principaux de la sédimentation quaternaire, dans le bassin tchadien en particulier (H. FAURE -1962-, M. SERVANT -1973-). Par ailleurs, les nappes sont des témoins directs de l'histoire paléoclimatique du bassin.

Les études hydrogéologiques de reconnaissance ou de synthèse à petite échelle (1/500 000 et 1/1 000 000) ont été réalisées dans le bassin par le B.R.G.M. (F. PIRARD -1963-, J.L. SCHNEIDER -1967-), l'UNESCO (GISCHLER -1969-) la F.A.O. et l'A.I.E.A. (P. SCHROETER et BRADLEY -1969, 1972-). Nous avons cherché par des études fines à plus grande échelle, basées sur l'observation des conditions de gisement, des mesures piézométriques et la répartition des teneurs en sels et isotopes, à préciser les rapports entre le lac et les eaux souterraines et notamment le mode d'infiltration des eaux lacustres.

Jusqu'en 1968, on admettait que les eaux du lac s'infiltraient massivement dans les terrains côtiers. On pensait que, dans le Kanem, elles gagnaient directement les natronières où les eaux souterraines sous l'effet de l'évaporation déposent une série de sels bicarbonatés (trona et gaylussite). Avant l'utilisation des techniques isotopiques, rien ne permettait de mettre réellement en doute ces hypothèses bien que G. MAGLIONE (1969) et nous-même (M.A. ROCHE -1970-) ayons découvert localement, dans la partie supérieure de la nappe phréatique, des eaux dont les salures plus faibles (minimum de 64 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$) que celles du lac semblaient indiquer une origine pluviale.

Les premiers résultats sur les compositions isotopiques de l'oxygène des eaux (J.C. FONTES, G. MAGLIONE, M.A. ROCHE -1969, 1970), puis des études complémentaires (M.A. ROCHE -1970-, J.C. FONTES, R. GONFIANTINI, M.A. ROCHE -1970), révélaient un mode complexe d'infiltrations côtières, et orientaient les recherches complémentaires vers d'autres sites.

Nos investigations ont été finalement concentrées (fig. 105) :

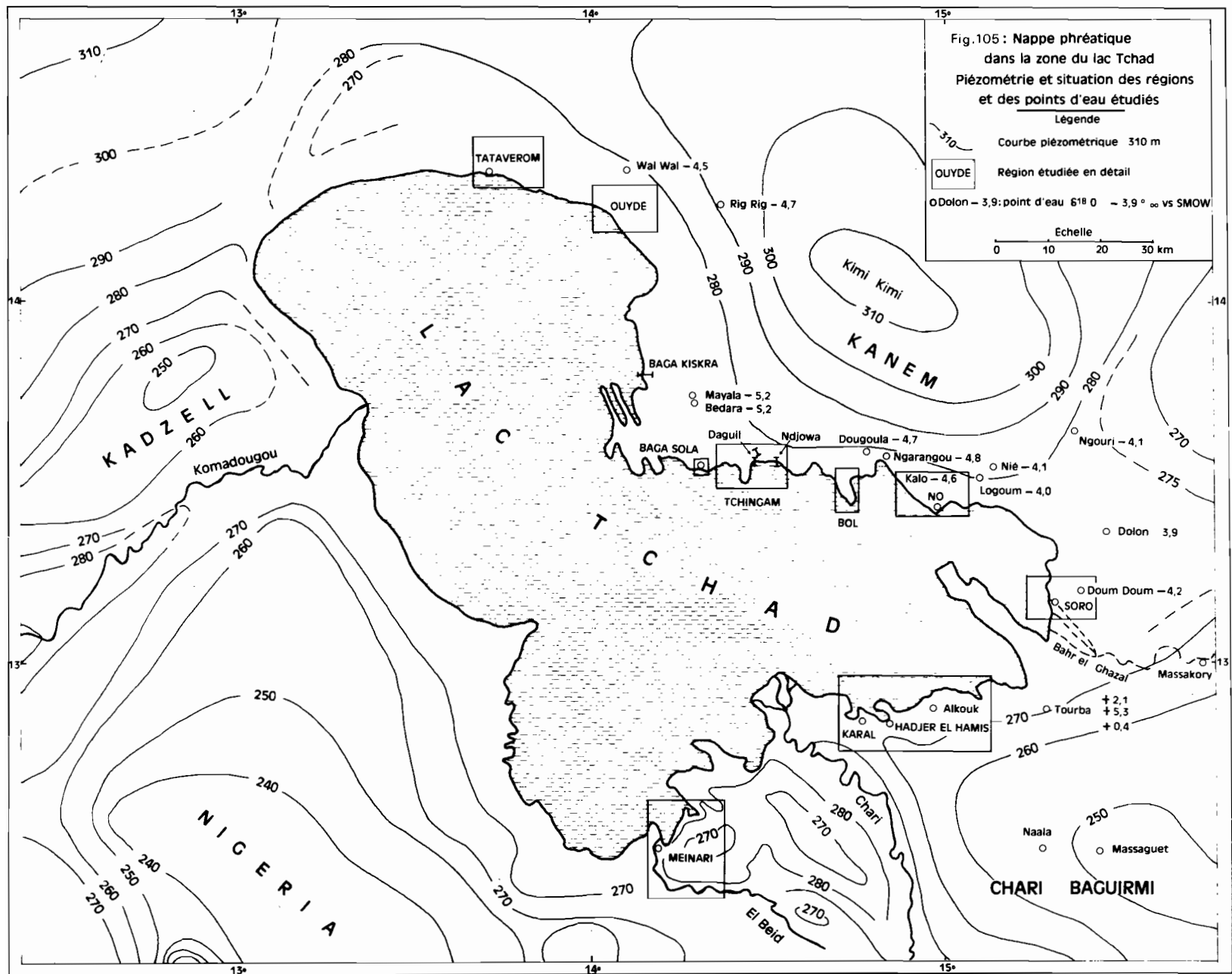
- Sur toute l'épaisseur de la nappe à No, Tchingam, Soro et Bol.

A la suite d'un accord avec le Génie Rural, qui finançait les travaux, nous avons élaboré les projets de forages aux trois premiers sites (fig. 107c) et supervisé sur le terrain l'exécution des travaux. Chaque crépine (chiffre romain), d'une longueur de 2 m à 6 m, correspond à un piézomètre indépendant (fig. 107 à 110 et 124). Nous avons complété la prospection par des sondages à la tarière à main (chiffre arabe).

- Dans la partie supérieure de la nappe, de 0,3 à 5 m au-dessous du niveau piézométrique, sur une bande littorale de plusieurs kilomètres.

L'échantillonnage était réalisé dans des puits isolés ou dans des sondages à la tarière à main, répartis sur des profils radiaux par rapport au lac, à Bol, Ndjowa, Daguil, Baga Sola, Baga Kiskra, Ouyde, Tataverom, Hadjer el Hamis et Meinari (fig. 125 à 131).

Des prélèvements mensuels ont pu en outre être effectués en certains points d'eau favorables à des observations continues tableaux XLI à XLV).



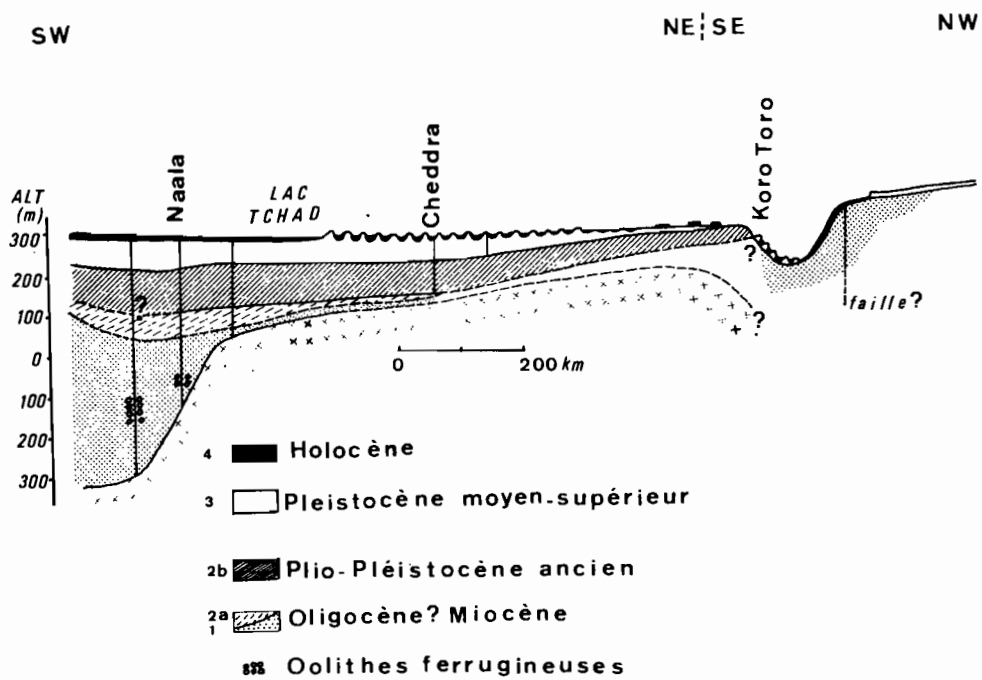


Fig. 106 : Les grandes formations du bassin tchadien (d'après M. SERVANT -1973).

2. CONDITIONS DE GISEMENT DES EAUX SOUTERRAINES

2.1. LES GRANDS SYSTEMES AQUIFERES DE LA CUVETTE TCHADIENNE

Trois grands systèmes aquifères peuvent être définis dans le bassin tchadien. Les différentes formations sont situées dans l'histoire du bassin grâce aux récents travaux de M. SERVANT (1973) et S. SERVANT (1973) (fig. 106).

- La nappe phréatique est contenue dans 60 à 80 m de sables éoliens à lentilles interstratifiées d'argiles (série des Soulias, Pleistocène moyen à supérieur) et dans les argiles craquelées, d'une puissance maximale de 10 m, qui tapissent les dépressions interdunaires (série de Labdé, fin du Pleistocène-Holocène). L'étude détaillée de ces formations sera exposée au paragraphe suivant.

L'imperméable est constitué par une série argileuse monotone, en général de 150 à 250 m d'épaisseur mais pouvant atteindre 400 m (série du Bahr el Ghazal, Plio-Pleistocène ancien).

- La nappe dite "de base" est située dans 75 m de sables fluviatiles. Elle est artésienne au centre du bassin.

L'imperméable est formé de grès ferrugineux ou de couches argileuses dans la région du lac.

- La nappe du Continental terminal est contenue dans des sables fluviatiles, médiocrement classés, à débris de grès ferrugineux. Des oolites ferrugineuses, très dispersées dans les sables apparaissent dans quelques niveaux. Ces dépôts contiennent des couches argileuses et des grès argileux intercalés et plusieurs nappes peuvent être éventuellement distinguées. L'épaisseur de cette formation est très variable, le plus souvent de 200 à 300 m. Les eaux sont artésiennes.

L'âge des deux derniers aquifères est probablement miocène, et peut être en partie oligocène.

L'imperméable est représenté, dans la région du lac, par le socle précambrien (gneiss, migmatites, granites ...) sur lequel les séries continentales tertiaires reposent directement.

Finalement, le lac Tchad s'étend sur trois systèmes aquifères superposés mais ne semble avoir actuellement de rapports qu'avec le système supérieur, c'est-à-dire avec la nappe phréatique.

2.2 CONDITIONS DE GISEMENT DE LA NAPPE PHREATIQUE DES RIVES DU LAC TCHAD

2.2.1 Kanem

Nous avons présenté antérieurement une description stratigraphique détaillée des forages de No, Tchingam et Sora (fig. 107 à 110) effectués dans toute l'épaisseur de la nappe phréatique (M.A. ROCHE -1970-), en soulignant la similitude entre ces coupes et celle qui avait été relevée à Bol (DIELEMAN et de RIDDER -1963-). Rappelons que :

- le mur imperméable se situe entre 208 et 217 m d'altitude absolue à Tchingam et No et plus bas que 207 m à Soro. Il est constitué par des argiles monotones dont l'épaisseur est généralement de 150 à 250 m. M. SERVANT (1973) signale que ces argiles peuvent inclure localement, sur quelques mètres au sommet, des sables éoliens, des débris volcaniques, des lits de calcaires ou de cristobalite et qu'elles sont riches en diatomées dans la partie moyenne à supérieure. L'âge de cette formation est plio-pleistocène ancien.

- la nappe phréatique circule dans des sables éoliens. De l'ordre de 0,1 à 0,3 mm de diamètre, la taille moyenne des grains semble légèrement plus fine au-dessus de 226-223 m. Ces sables constituent l'erg qui s'étend au nord-est du lac depuis les régions d'archipel. En bordure du lac les sommets dunaires aplanis dominent les eaux superficielles de 10 à 15 m. Au moins deux ou trois niveaux lenticulaires d'argiles imperméables, d'une épaisseur de 1 à 7 m peuvent exister à différentes profondeurs, entre 225 et 270 m. Ces formations argileuses cloisonnent localement les eaux souterraines. Une fois soustraite l'épaisseur des argiles, la puissance de la nappe varie de 55 à 75 m. L'ensemble de ces sables et argiles représente la série des Soulias.

Une partie de l'eau des sables s'écoule dans les argiles craquelées, à perméabilité en grand, qui comblent le fond des dépressions interdunaires. Cet aquifère (11 000 ans B.P. à actuel) est isolé des sables sous-jacents par une couche d'argiles limoneuses (11 000 à 12 000 B.P.) de très faible perméabilité. L'ensemble argileux supérieur, d'une épaisseur maximale de 8-10 m, représente la série de Labdé. L'imperméable peut ne pas exister en bordure des dunes. Les argiles craquelées sont alors en communication directe avec les sables. De même en bordure, des biseaux sableux s'intercalent entre les argiles et favorisent l'alimentation en eaux de celles-ci. Toutefois la nappe des argiles

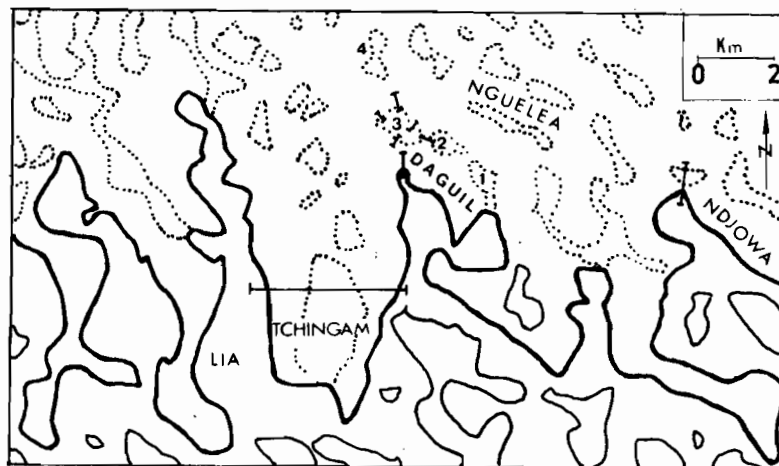


Fig. 107 a : Profil étudié à Tchingam.

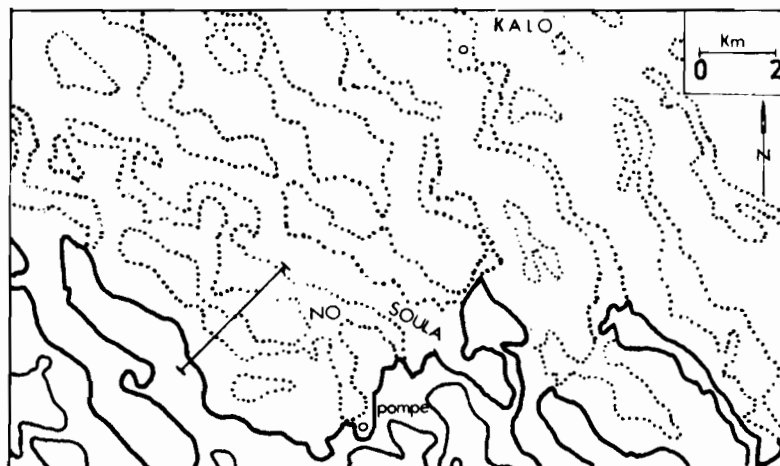


Fig. 107 b : Profil étudié à No.

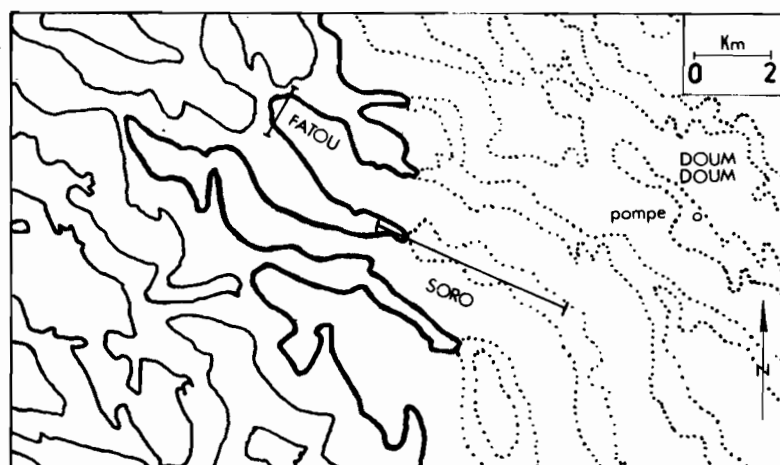


Fig. 107 c : Profil étudié à Soro.

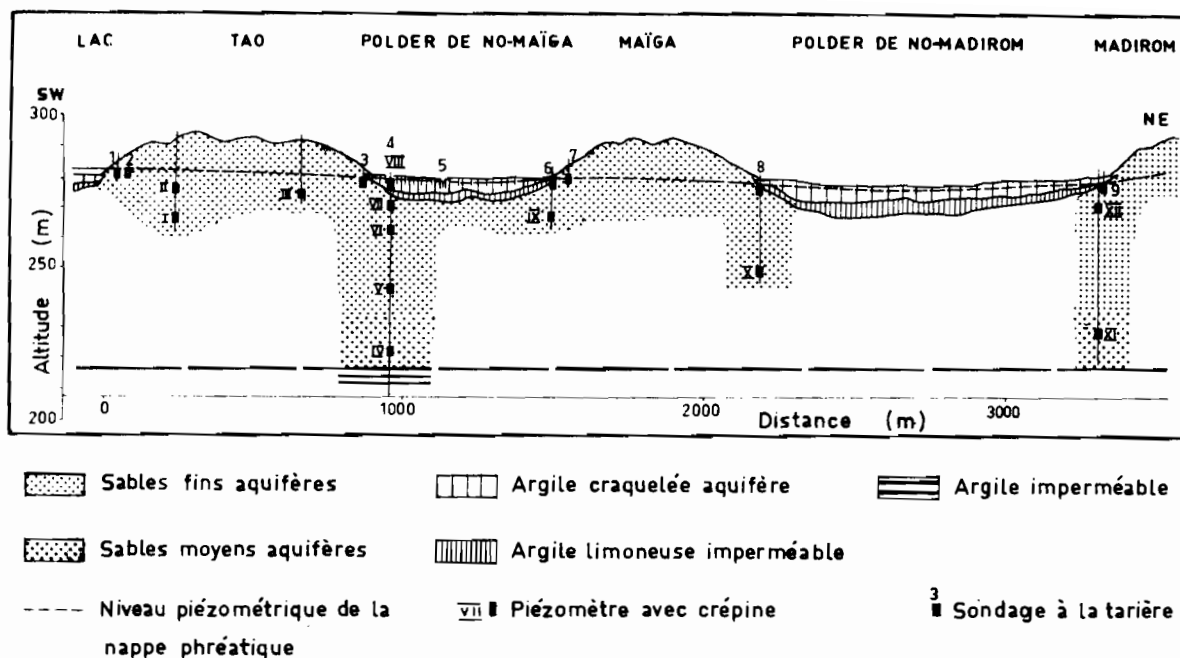


Fig. 108 a : Coupe hydrogéologique en bordure du lac Tchad à No.

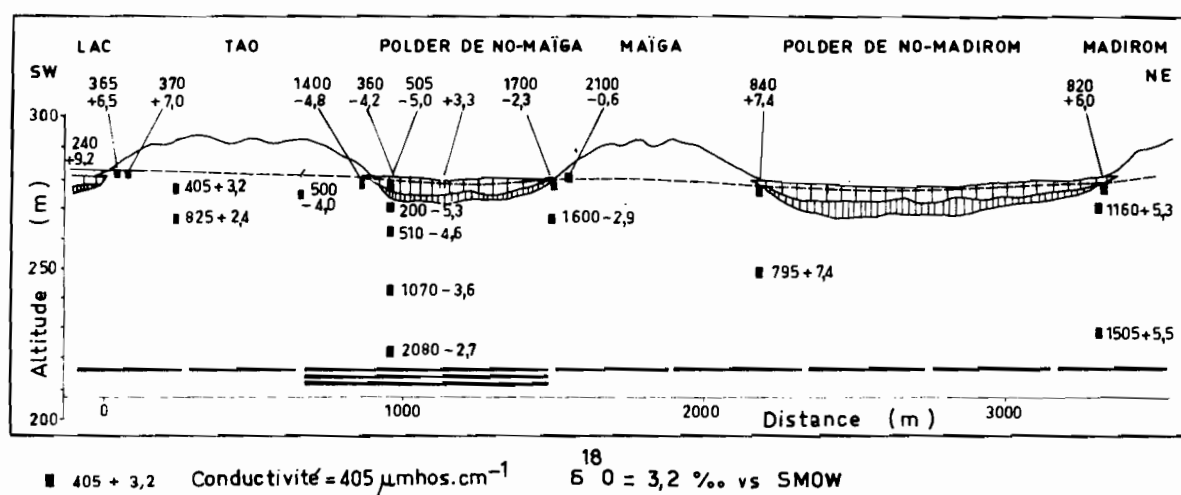


Fig. 108 b : Conductivité et composition de la nappe phréatique à No.

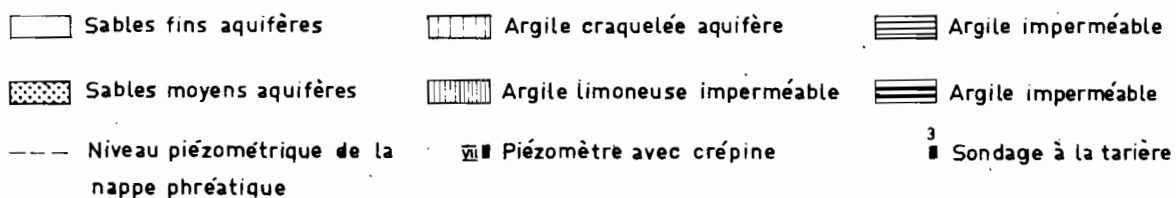
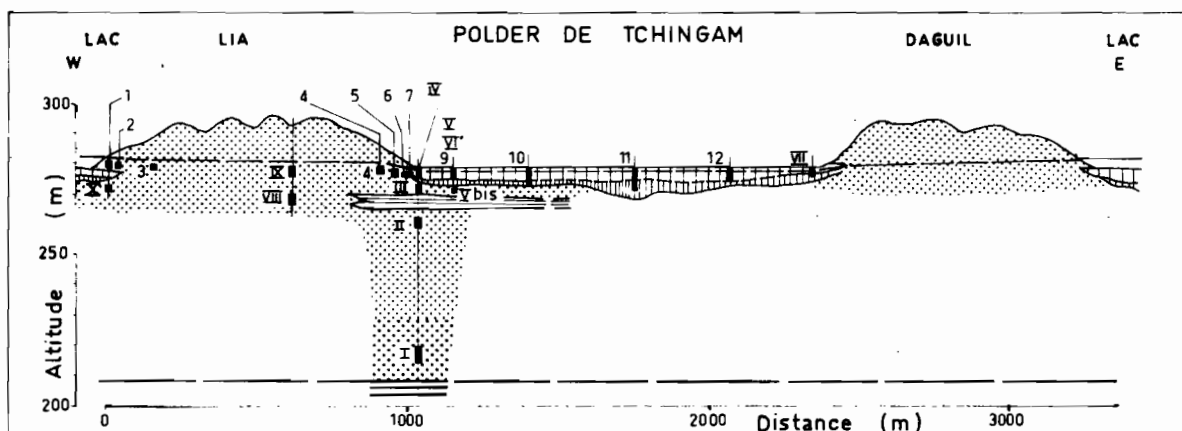
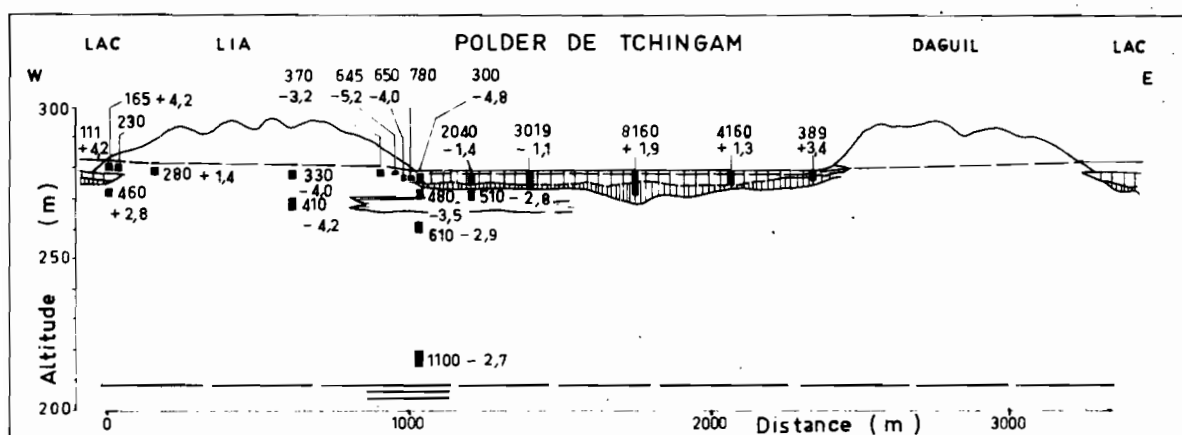


Fig. 109 a : Coupe hydrogéologique en bordure du lac Tchad à Tchingam (M.A. ROCHE - 1970).



■ 610 - 2,9 Conductivité = 610 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ $\delta^{18}\text{O} = -2,9 \text{ ‰ vs SMOW}$

Fig. 109 b : Conductivité et composition isotopique de la nappe phréatique à Tchingam (M.A. ROCHE - 1970 -).

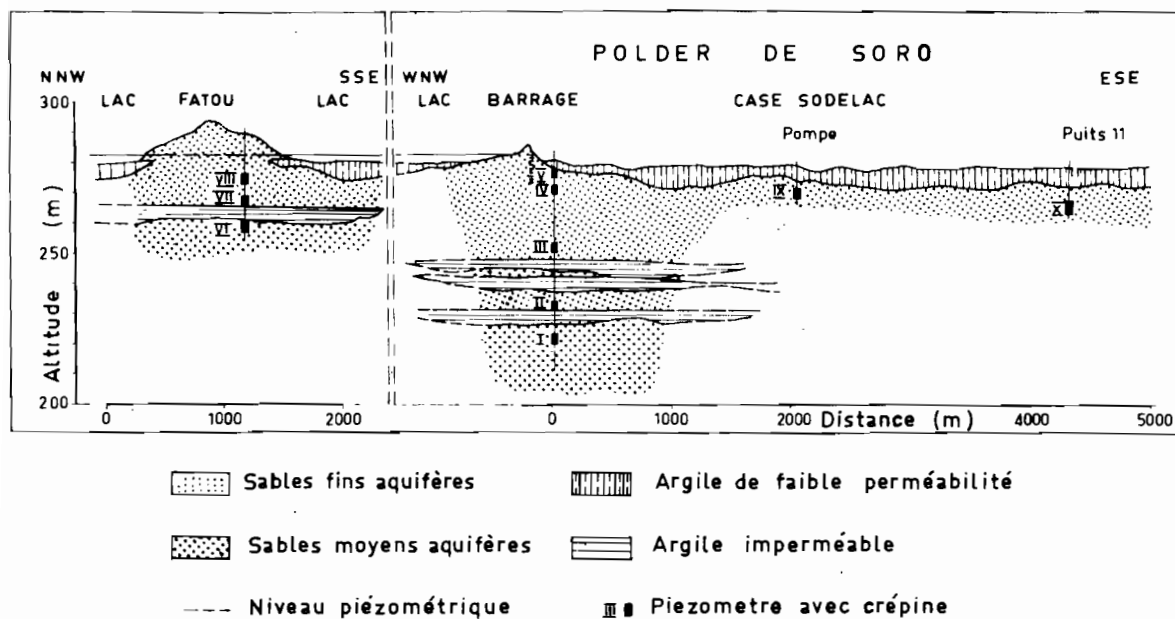
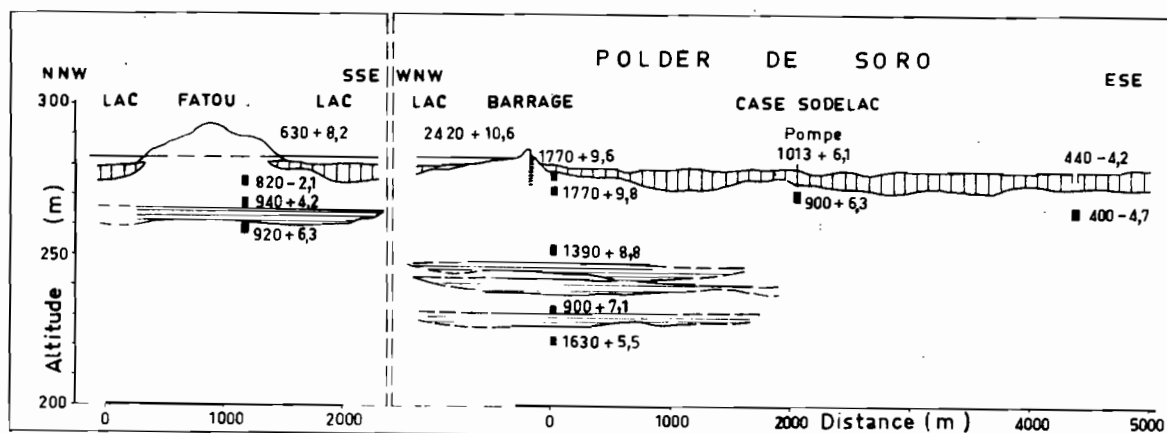


Fig. 110 a : Coupe hydrogéologique en bordure du lac Tchad à Soro.



■ 1390 + 8,8 : Conductivité = 1390 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, $\delta^{18}O = +8,8 \text{ ‰}$ vs SMOW

Fig. 110 b : Conductivité et composition isotopique de la nappe phréatique à Soro.

craquelées est probablement aussi alimentée pour une faible part à travers les argiles limoneuses sous lesquelles la nappe des sables est en charge : leur perméabilité, bien que faible, peut laisser filtrer un débit non négligeable.

La nappe, qualifiée de phréatique à l'échelle du bassin, l'est réellement dans les dunes et dans les argiles craquelées où elle est libre. En revanche, dans les dépressions interdunaires, les eaux mises en charge sous les argiles limoneuses, sont ascendantes, parfois même artésiennes.

La distinction de différents aquifères dans les sables apparaît plus qu'arbitraire, en raison de la nature lenticulaire des couches argileuses. En définitive, on peut seulement distinguer la nappe des sables et la nappe des argiles craquelées.

Les eaux du lac dont le niveau moyen était de 281-282 m au moment de l'étude reposent directement sur cet ensemble aquifère avec lequel elles ont la possibilité de communiquer librement par les fonds sableux et probablement, mais dans une moindre mesure, par les fonds vaseux.

2.2.2. Au sud du 13ème parallèle

Les dépôts qui contiennent la nappe phréatique à proximité du lac sont des sables éoliens, au sommet, puis fluviatiles en profondeur. Des couches argileuses intercalées sont également observées. La série de Labdé devient fluvio-lacustres et sa limite inférieure peut être imprécise.

Dans la région de Karal à Alkoul (fig.105), sur une bande côtière d'une dizaine de kilomètres de largeur, nous avons fait la constatation suivante : lorsque les puits sont creusés dans des dépressions, ils traversent d'abord quelques mètres d'argile noire (Holocène), puis des sables éoliens qui deviennent aquifères à une profondeur de plus en plus importante lorsqu'on s'éloigne du lac. Vers 18 m de profondeur, ces sables reposent sur des argiles sableuses beige clair (fig. 111). A une certaine distance du lac, d'après les nomades, l'eau serait en charge sous ces argiles (probablement dans des lits sableux intercalés ou sous-jacents) et remonterait d'environ 2 mètres une fois celles-ci foncées.

A Hadjer el Hamis, en bordure même du lac, des sables éoliens constituent l'aquifère mais à 3 m de profondeur, des argiles gris-noirs ont été traversés sur environ 2 m. Elles doivent correspondre à un modelé légèrement différent

du bras lacustre au cours de l'Holocène. La nappe est mise en charge sous ces argiles.

Dans les zones étudiées, on peut conclure que la nature lithologique des terrains est favorable aux infiltrations des eaux du lac à la fois par une grande partie d's fonds et par les rives. D'après les données dont on peut disposer, il semble en être de même pour les rives occidentales, sauf peut-être dans le Kadzell où la nappe serait difficilement alimentée par le lac car le toit argileux qui la recouvre paraît devoir limiter les infiltrations (P. PIRARD -1963-).

3. PALEOHYDROLOGIE DU BASSIN TCHADIEN

L'étude des séquences continentales dont nous venons de présenter les principaux faciès a permis à M. SERVANT (1973) de préciser la paléohydrologie du bassin tchadien :

Les dépôts qui reposent sur le socle cristallin, tout d'abord sableux et fluviatile à l'Oligocène (?) et au Miocène, deviennent uniformément argileux au Pliocène et au Quaternaire ancien. Ce changement du caractère lithologique dénote à cette époque une accentuation de l'endoréisme du bassin tchadien par subsidence. Les eaux et les fractions fines s'accumulent dans la cuvette. Les eaux peuvent probablement alors se déverser aussi par des exutoires superficiels et gagner l'océan.

Au Pleistocène supérieur le réseau hydrographique est complètement désorganisé par la mise en place des massifs dunaires dans toute la partie nord du bassin et les grandes lignes de la topographie actuelle sont individualisées. La série des Soulias, d'âge pleistocène moyen à supérieur, correspond à une succession d'épisodes secs, favorables aux remaniements éoliens et humides, favorables à la création de lacs. Les lentilles argileuses sont les témoins d'anciennes cuvettes interdunaires où argiles et sels sédimentent à des périodes où le modelé de l'erg est dans ces régions plus accentué qu'actuellement ou bien l'épaisseur des sables peut-être moins importante. Bien que l'on ne puisse affirmer avoir repéré, par quelques sondages, tous les niveaux lacustres, la coupe de Soro montre que les conditions sèches ou désertiques ont été interrompues au moins trois fois par des phases humides. La partie sommitale de la série comprend

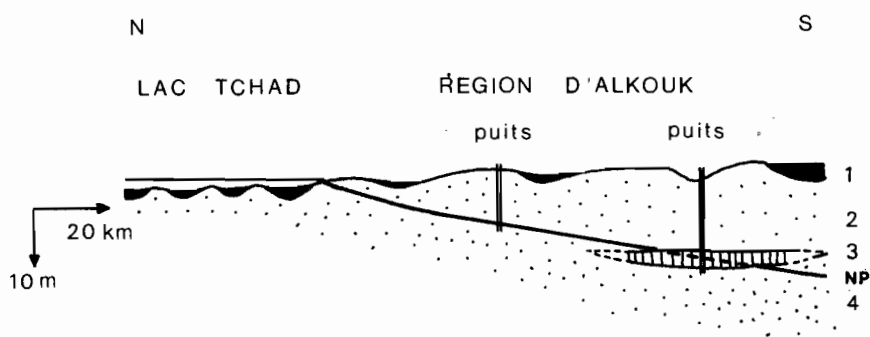


Fig. 111 ; Coupe hydrogéologique schématique de la rive méridionale du lac Tchad dans la région d'Alkhouk. 1 : Argiles noires, 2 : Sables éoliens 3 : Argiles beige clair, 4 : Sables non reconnus (éoliens ou fluviaux), NP : Niveau piézométrique de la nappe phréatique.

des termes lacustres datées par le ^{14}C de 40 000 à 20 000 ans B. P. environ. C'est probablement à cette époque que se rattache la lentille argileuse reconnue à faible profondeur à Tchingam. Des lacs peu profonds s'établissent alors dans de nombreuses dépressions.

De 20 000 ans environ à 12 000 ans B. P., une phase aride provoque l'assèchement des lacs et de puissants remaniements éoliens.

Vers 12 000 ans B. P., le Paléo-Tchad se crée. Les sédiments argilo-limoneux de la série de Labdé commencent à se déposer. A l'échelle du millénaire, des crues successives séparent des phases de retraits ou même d'assèchement en fonction des conditions climatiques qui règnent sur le bassin. Les apports hydriques au lac sont surtout d'origine méridionale. La période comprise entre 8 000 et 10 000 ans B. P. environ fait exception : Les massifs sahariens participent alors à l'alimentation. Le lac atteint son maximum d'extension vers 8 000 - 9 000 ans puis vers 6 000 ans B.P. A cette dernière date, sa cote est de 320 m et sa superficie d'environ 400 000 km² (fig.112, d'après SCHENEIDER -1968-) c'est-à-dire celle de la Caspienne actuelle.

Un niveau à 287 - 290 m est encore atteint entre 3 200 et 1 800 ans B. P. L'assèchement est ensuite général à l'ensemble du Kanem. Les dernières alluvions du Bahr el Ghazal sont datées de moins de deux siècles.

Actuellement et depuis sa dernière régression, commencée il y a environ deux millénaires, le lac Tchad n'est plus qu'une pellicule d'eau dont la superficie oscille entre quelques milliers et 22 000 km².

M. SERVANT (1973) conclut que la pluviosité était vraisemblablement supérieure à l'évaporation vers 8 000 - 9 000 ans B. P., légèrement inférieure vers 6 000 ans B. P.

4. PROFONDEUR DE LA SURFACE PIEZOMETRIQUE

La topographie des régions côtières méridionales est plate, sans relief apparent. L'accroissement de la profondeur de la surface piézométrique vers l'intérieur des terres est déterminé essentiellement par la pente hydraulique de la nappe. La profondeur maximale est d'une quinzaine de mètres au Cameroun. Au Tchad, sur la rive sud, elle décroît de quelques mètres, à proximité du lac, à 30 - 40 m dans le Chari-Baguirmi.

Dans le Kanem, la topographie de l'erg présente un certain nombre de caractères communs. Les sommets des dunes sont aplanis et les petits creux où l'on a intérêt à implanter les piézomètres dominent les sols argileux des grandes dépressions interdunaires de 10 à 15 mètres environ. C'est approximativement la profondeur de la nappe en ces sites. Le sol des bras asséchés naturellement ou artificiellement (polders) est le plus souvent en dessous du niveau du lac. En 1969 par exemple, par rapport au niveau moyen du lac (281,6 m), il se situe entre -1,2 et -2,9 m à No, -2,7 et -3,3 m à Tchingam et -0,3 et -1,5 m à Soro. La profondeur de la surface piézométrique dans les argiles craquelées des dépressions peut varier selon les sites entre 0 et 4 m. Elle décroît généralement depuis les bords des dunes vers le centre des cuvettes où des mares peuvent se maintenir.

La profondeur de la surface piézométrique dans les différents forages exécutés à No, Tchingam et Soro a été mentionnée antérieurement (M.A. ROCHE -1970- version ronéo).

5. PIEZOMETRIE DE LA NAPPE PHREATIQUE

5.1 PIEZOMETRIE GENERALE DE LA NAPPE PHREATIQUE DANS LES REGIONS PERIPHERIQUES DU LAC TCHAD

Les études hydrologiques antérieures (F. PIRARD -1963-, J.L. SCHNEIDER -1967-1968-, W. BARBER et D.G. JONES -1957-, U.N.E.S.C.O. -1969-) ont montré que le lac Tchad est entouré de dépressions piézométriques, séparées les unes des autres par des crêtes piézométriques qui correspondent aux eaux superficielles des tributaires (fig. 105). Il existe ainsi une dépression dans chaque état riverain : au Tchad (Chari-Baguirmi), au Cameroun, en Nigéria, au Niger (Kadzoll). Dans le Kanem, une gouttière piézométrique longe le lac à quelques kilomètres des rives (J.L. SCHNEIDER -1968-). Au point le plus bas, le niveau de la nappe est à 275 m, soit 5 à 7 m en dessous du niveau normal du lac. Au-delà de cette gouttière marginale, le niveau remonte en direction du dôme piézométrique de Kimi-Kimi, jusqu'à 313 m (fig. 113).

Divers avis ont été émis pour expliquer le modelé de la nappe phréatique. Il nous paraît vraisemblable que les dépressions piézométriques ont commencé à se creuser dès le retrait du Paléo-Tchad, il y a plusieurs milliers

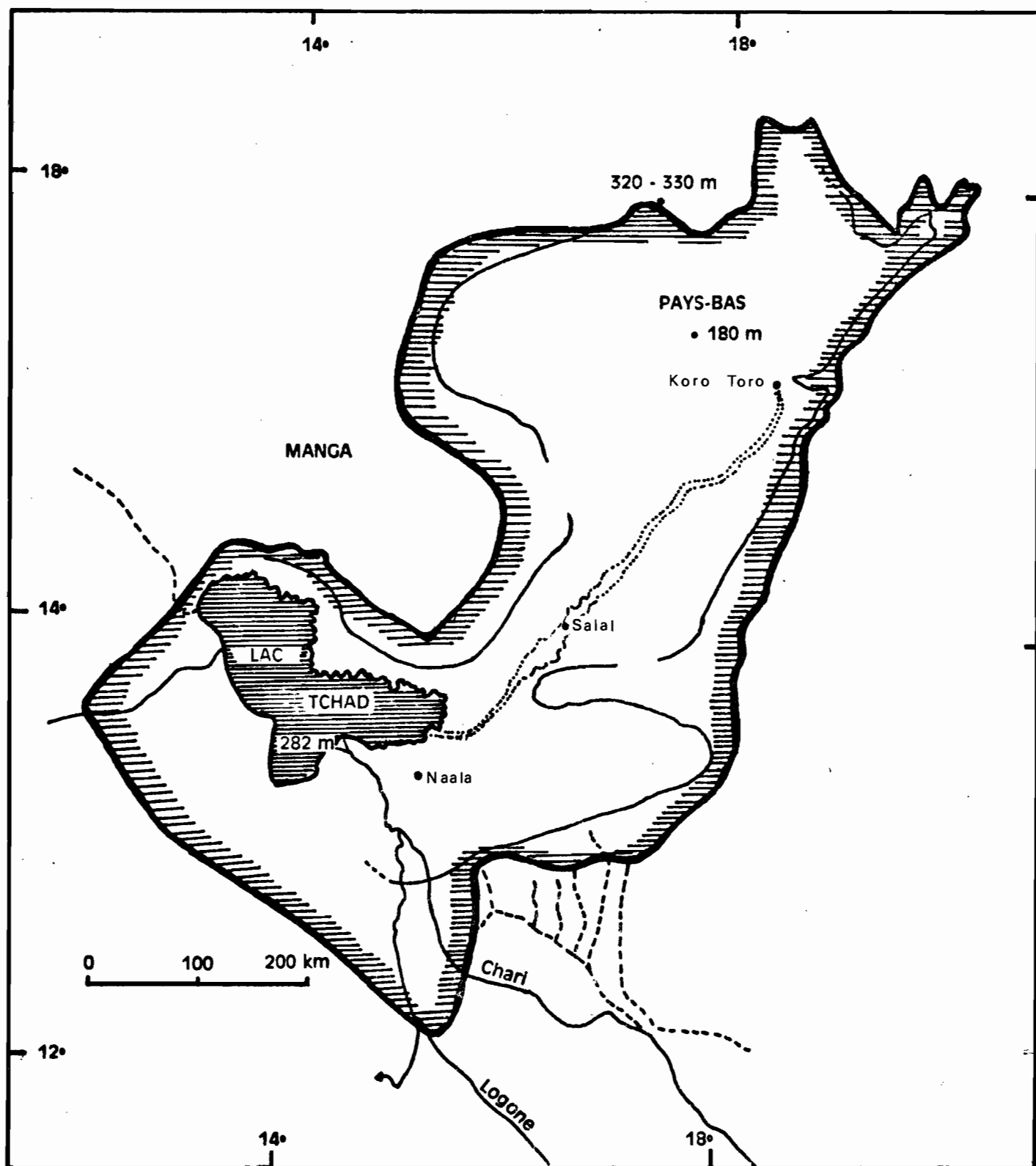


Fig. 112 : Extension du lac Tchad vers 6 000 ans B.P. (d'après J.L. SCHNEIDER -1968).

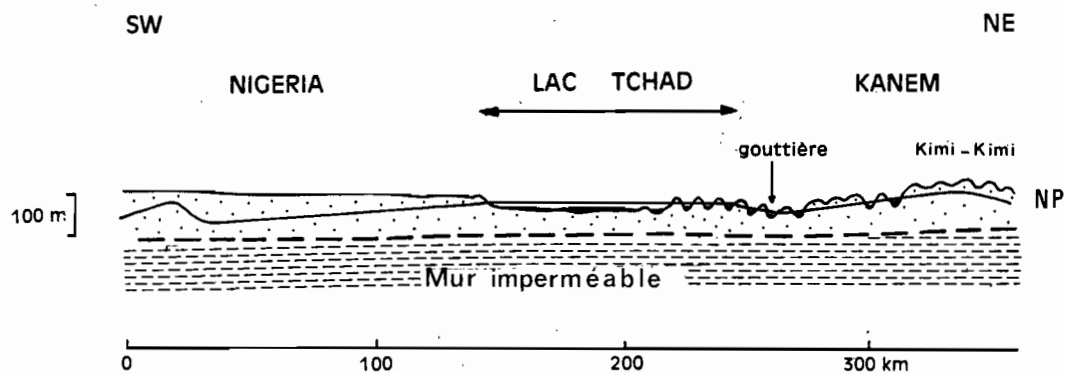


Fig. 113 : Coupe hydrogéologique SW-NE de la nappe phréatique du bassin tchadien (NP : niveau piézométrique).

d'années. Nous ne voyons guère d'autres explications qu'un déficit d'alimentation par rapport à l'évapotranspiration, l'évaporation et l'exploitation. Ceci malgré la profondeur relativement importante de la surface de la nappe qui atteint de 30 à 50 m au coeur des dépressions. Une telle piézométrie implique une faible alimentation périphérique par les eaux superficielles et des vitesses de circulation extrêmement lentes dans les aquifères. Le facteur déterminant est ainsi probablement la lithologie (argiles, sables argileux et sables) et l'agencement très biseauté des dépôts deltaïques.

Au contraire dans l'erg du Kanem, la nature même des sables dunaires favorise l'infiltration encore actuelle des pluies et constitue une protection efficace contre l'évaporation. Nous étions arrivés à une conclusion similaire pour la nappe phréatique du Grand Erg Occidental au Sahara algérien (M.A. ROCHE - 1968, 1973 -). Au Tchad, cependant, la végétation herbacée qui se développe au cours de la saison des pluies consomme une très forte proportion des précipitations (P. AUDRY - 1967 -). Dans le Kanem, pour une pluviosité de 325 à 250 mm/an, les sables sont directement responsables de l'existence du dôme de Kimi-Kimi et de la stabilité du niveau piézométrique (à l'échelle séculaire), qui tend à s'établir parallèlement à la topographie générale.

5.2. PIEZOMETRIE DE LA PARTIE SUPERIEURE DE LA NAPPE EN BORDURE DES RIVES

Par nivellement de sondages, nous avons mesuré en 1969 les gradients hydrauliques de la partie supérieure de la nappe en divers sites des rives orientales, sur des distances de l'ordre du kilomètre.

- Sur la côte sud, à Hadjer el Hamis, nous avons pu observer (fig. 129b) que le niveau piézométrique de la nappe phréatique se raccorde à la ligne de rivage du lac selon un gradient piézométrique important de 9 % jusqu'à 350 m du rivage.

- Dans le Kanem, à No, sous la dune de Tao (fig. 108) le gradient hydraulique moyen, de 2,6 % est faible mais orienté du lac vers le polder. Le gradient est plus fort en bordure du lac et du polder (5 et 4 %) qu'au milieu de la dune (0,6 %).

- A Tchingam, sous la dune (fig. 109), le gradient est faible, mais également orienté du lac vers le polder. Il est variable et tend à augmenter vers l'intérieur : entre le lac et le piézomètre IX, le gradient moyen est de 1,4 ‰. Au bord du polder (du IX au 4) il est de 1,8 ‰, puis du 4 au 8, sur une courte distance, il atteint 12 ‰. La pente moyenne est de 3,1 ‰.

- A Ndjowa (fig.125), Daguil (fig.126), Baga Kiskra (fig.127), de tels gradients orientés vers l'intérieur des terres ont été mesurés sous la dune séparant le lac de la première cuvette littorale.

Dans certains polders les pertes du lac par infiltration sont visualisées par un court ruisselet qui du pied du barrage gagne la mare alors présente à l'aval. C. CHEVERRY (1969) signale ce fait à Bol Bérin. Nous l'avons fréquemment observé dans d'autres polders, tel par exemple à Baga Kiskra, Broumbia, No et même en aval du seuil sableux séparant le lac de la première mare littorale à Daguil. Les débits estimés étaient inférieurs à 1 ou 2 l/s.

- A Soro, dans la presqu'île dunaire, le niveau piézométrique de la partie supérieure de la nappe (VIII) était en août 1969 de 0,13 m plus haut que le niveau du lac, alors à son minimum annuel. En novembre 1969, il était le même que celui du lac. La différence constatée ne peut être vraiment significative car elle est de l'ordre de grandeur des oscillations journalières du niveau du lac. De même, dans l'île de Tandal, en face de Bol, les différences de niveau entre le lac et la nappe à plusieurs dizaines de mètres des rives (de 10 cm en janvier 1969) n'apparaissent pas significatives.

5.3. VARIATIONS TEMPORELLES DE LA PIEZOMETRIE DE LA PARTIE SUPERIEURE DE LA NAPPE CÔTIERE

Les mesures trimestrielles, que nous avons effectuées sur des alignements de sondages, ont montré qu'il n'y a pas inversion du gradient en bordure de des rives, lors de la variation saisonnière de l'ordre de 1 mètre du niveau du lac (fig. 125 à 127). A Daguil (fig. 126), on observe bien localement une légère inversion du gradient pendant la saison des basses eaux du lac. Ce phénomène se réalise cependant à quelques mètres du rivage sans que la nappe puisse se déverser dans le lac, en raison d'un fort gradient, orienté vers l'intérieur des terres, qui se maintient toute l'année sous la ligne de rivage.

Dans les bras littoraux asséchés depuis quelques années, on remarque fréquemment sur la périphérie des mares résiduelles une frange de suintements de quelques mètres à quelques dizaines de mètres, présentant localement l'aspect de petites sources. Elle correspond à l'affleurement des eaux souterraines. Les profils piézométriques que nous avons nivelés confirment l'alimentation de ces cuvettes par la nappe dunaire (fig. 125 à 127). Même sous les seuils séparant deux mares, le profil piézométrique est bombé : les eaux souterraines se déversent de part et d'autre du seuil et la mare amont ne s'écoule pas dans la mare aval. Les eaux résiduelles, isolées par des seuils dans les bras, lors d'une baisse pluriannuelle du niveau du lac, évoluent donc indépendamment.

On peut d'après ces diverses observations concevoir l'évolution pluriannuelle de la piézométrie en fonction de l'évolution du niveau du lac. Le gradient piézométrique à l'extrémité d'un bras côtier est orienté du lac vers l'intérieur des terres. Lorsque l'extrémité du bras est coupée du lac, il y a formation d'une mare littorale. Le niveau des eaux superficielles y diminue rapidement sous l'effet de l'évaporation et le gradient piézométrique s'inverse : la nappe est alors sollicitée sur tout le pourtour de la dépression. Ce que l'on a pu observer en 1969 sur quelques kilomètres dans le bras de Daguil doit se réaliser sur une bande beaucoup plus large en cas de baisse importante du niveau du lac.

La conséquence d'une telle évolution est que les sels se trouvent bloqués dans les cuvettes et ne peuvent en être évacués qu'à la liaison suivante avec le lac. Toutefois, il existe pour certaine cuvette une autre possibilité : si le niveau piézométrique baisse suffisamment par rapport au fond de la cuvette asséchée, l'évacuation des sels vers la nappe se réalise par lessivage par les eaux de pluies. L'altitude des dépressions apparaît ainsi comme un facteur déterminant de ce phénomène. Ceci se produit par exemple dans les dépressions secondaires qui jalonnent certains seuils sableux (fig. 126b).

Ces mécanismes complexes de décrues et de crues, qui entraînent le drainage et l'alimentation des dunes côtières, ne peuvent avoir pour résultante pluriannuelle, à l'échelle du siècle ou du millénaire, qu'un rejet superficiel et souterrain des sels vers l'extérieur en direction de la gouttière morphologique et piézométrique. C'est entre le lac et cette gouttière, non loin de celle-ci, que se situent actuellement les cuvettes les plus minéralisées ("natronnières") où le trona est exploité (G. MAGLIONE - 1968 à 1973 -). L'examen des compositions isotopiques des eaux souterraines (paragr. 6) révèle que les rapports entre le lac et la nappe sont encore plus complexes que ne le laisse supposer l'évolution de la piézométrie.

5.4. PIEZOMETRIE DE LA NAPPE DES ARGILES CRAQUELEES

Dans les argiles craquelées des bras asséchés où les remontées capillaires sont favorisées par la nature lithologique des terrains, l'alimentation périphérique à partir des dunes et l'évaporation déterminent un gradient piézométrique orienté vers le centre des dépressions. Dans le polder de Tchingam par exemple, le gradient est de 0,2 ‰, donc très faibles. Les débits peuvent cependant être importants compte tenu de la perméabilité en grand très élevée.

Les enregistrements des variations de niveau de la nappe phréatique des argiles craquelées (aux sondages VIII et 5) révèlent des variations journalières du niveau piézométrique (fig. 114) (M.A. ROCHE -1970-). La période de ces oscillations est très régulière, avec généralement un maximum entre 08 et 11 heures et un minimum entre 18 et 21 heures. L'amplitude moyenne est d'environ 2 à 3 cm. Toutefois, nous avons choisi de montrer sur la figure 114, un exemple de variation particulière et peu fréquent, qui a eu lieu le 17 septembre, à la fin de la saison des pluies. Des enregistrements, relevés dans tous les piézomètres sous les polders de No et Maïga et dans la dune de Tao, ont montré que ces oscillations n'ont pas lieu dans la nappe des sables. Elles ne sont pas synchrones avec celles du lac bien que la brusque montée de niveau du 17 septembre soit observée aussi bien dans celui-ci que dans la nappe, indiquant alors une cause commune. Ces fluctuations sont synchrones avec celles de la pression atmosphérique (fig. 114) qui apparaît ainsi être la cause du phénomène. Ces dernières sont provoquées par la "marée barométrique". Le fait que les fortes pressions correspondent aux hauts niveaux de la nappe amène à penser que le phénomène se réalise par une compression des argiles aquifères.

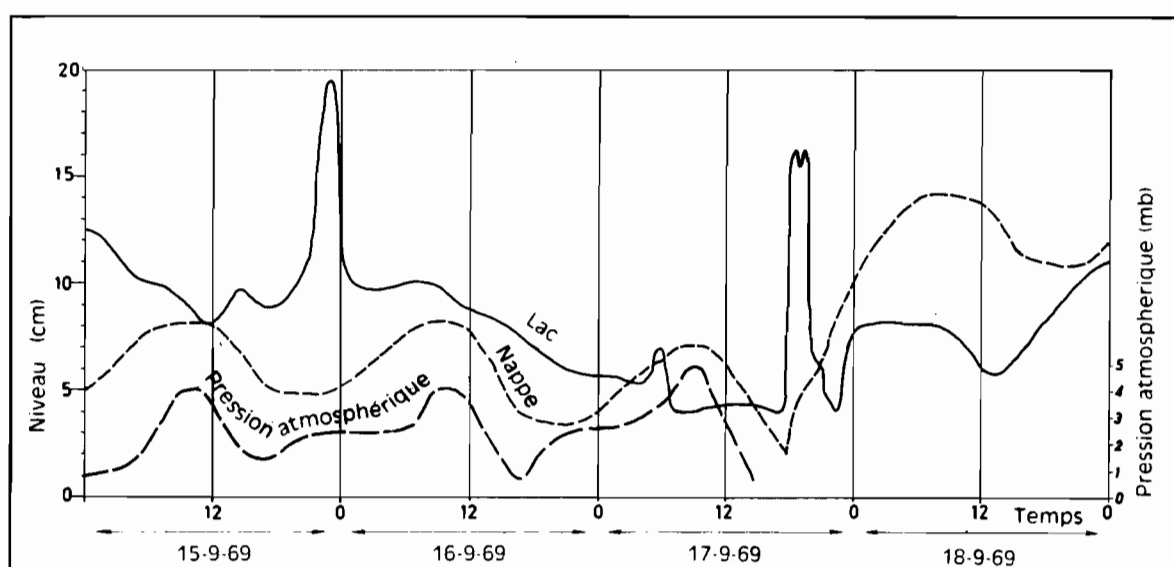


Fig. 114 : Variations journalières du niveau du lac Tchad et de la nappe phréatique des argiles craquelées du polder de No. Comparaison avec les variations journalières de la pression atmosphérique.

5.5. PIEZOMETRIE DE LA PARTIE PROFONDE DE LA NAPPE

- A No, sous la dune de Tao, (sondages I et II, fig. 108 a), le niveau piézométrique est légèrement différent selon la profondeur de la crépine. Il est plus bas de 6 cm dans le piézomètre le plus profond.

Sous le polder, les niveaux sur la même verticale varient également suivant la profondeur. La nappe est mise en charge sous le toit argileux des argiles limoneuses holocènes. Elle est ascendante mais non artésienne. Le niveau piézométrique dépasse ainsi d'environ 50 cm celui de la nappe des argiles craquelées. Des mesures hebdomadaires, échelonnées de juin 1969 à janvier 1970, montrent que les variations maximales, positives ou négatives, sont comprises entre 5 et 20 cm pour une élévation du plan d'eau du lac de 80 cm. Le niveau de la nappe des sables ne paraît pas très influencé à l'échelle annuelle par celui du lac. Toutefois, il semble en être différemment à l'échelle pluriannuelle : de janvier 1970 à janvier 1972, pour une baisse du plan d'eau lacustre de cm, le niveau de la nappe s'est rabattu de 45 à 55 cm, même dans les forages les plus profonds.

- A Tchingam, dans le polder, la nappe est mise en charge sous les limons argileux. Elle est artésienne. Sur le bord de la cuvette (en I, II, III), le niveau de la nappe des sables dépassait, en mai 1969, celui du sol d'une hauteur supérieure à 32, 80 et 52 cm respectivement, correspondant à la longueur des tubages disponibles. Après pompage à faible débit, le niveau remontait plus ou moins vite selon les forages, indiquant probablement des pertes de charge variables suivant les crépines et leur état d'ensablement. Au V bis, le débit artésien était d'environ 2 l/s avant que le trou soit rebouché avec de l'argile pour éviter une inondation locale du polder. Un tel artésianisme peut être à l'origine dans certaines cuvettes d'exurgences dans les mares résiduelles. Ce phénomène est déterminé par l'altitude de la couche d'argile limoneuse imperméable qui est souvent, en bordure des dunes, à une altitude supérieure à celle du sol des cuvettes.

A Tchingam, au piézomètre X, implanté à 5 m du lac, dans les sables sous-jacents aux argiles limoneuses, le niveau était, en mai 1969, inférieur de 55 cm à celui de lac et de 36 cm à celui du sondage 1 situé dans la partie supérieure, sur la même verticale. Sous la dune de Lia, en mai 1969, le niveau était

plus bas de 6 cm dans le piézomètre le plus profond. Cette observation a été confirmée par des mesures faites en août 1969 et janvier 1972.

- A Soro, dans la dune de Fatou, le niveau piézométrique sur la même verticale décroît avec la profondeur (4 cm entre deux piézomètres plus ou moins profondément implantés). De même, au barrage, le niveau est variable suivant la profondeur de la crépine. Il existe une différence maximale de 8 cm entre le II et le V.

Ces différences de niveau piézométrique sur une même verticale sont probablement déterminés, dans certains cas, par l'écoulement de la nappe. Mais il convient de souligner que les écarts de quelques centimètres entre les niveaux correspondent à des différences de gradient extrêmement faibles. Ils peuvent résulter, dans certains piézomètres, d'une perte de charge due notamment aux communications plus ou moins aisées de l'aquifère sableux à l'aquifère argileux ou simplement de l'aquifère à la crépine.

Il est par ailleurs un fait assez général : le débit des forages décroît fortement avec la profondeur. Ceci peut être lié à une perméabilité plus faible de la base de l'aquifère. La technique du forage à la boue, qui paraît la seule utilisable dans ce type d'aquifère ne permet pas d'apprécier une quelconque différence lithologique. Cependant le nettoyage prolongé des piézomètres, à l'aide d'une curette à soupape, n'a toujours fourni que des sables fins et purs, apparemment à forte perméabilité.

6. TRACAGE ISOTOPIQUE ET SALIN DES RAPPORTS DU LAC TCHAD AVEC LA NAPPE PHREATIQUE

6.1. NO

6.1.1. Composition isotopique

Une masse hydrique, à faible teneur en ^{18}O , paraît axée sensiblement sous le bord sud-ouest du polder No-Maïga (fig.108b). Elle occupe toute l'épaisseur de l'aquifère mais les concentrations isotopiques croissent de -5,3 ‰ en surface à -2,7 ‰ à la base, suivant un gradient régulier de +0,05 ‰ m^{-1} (fig. 115 a). Il existe donc une stratification isotopique de la masse hydrique.

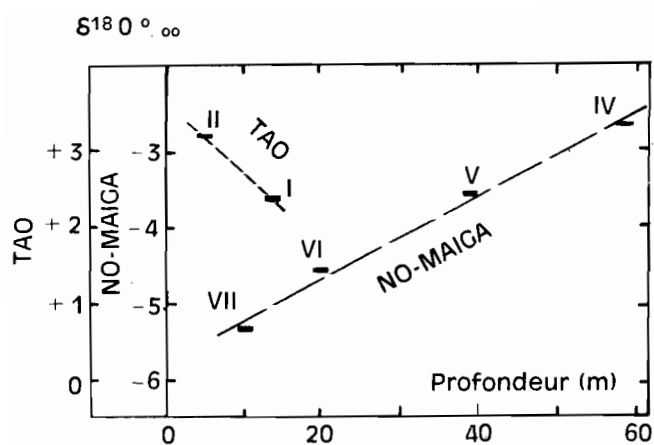


Fig. 115 a : Evolution de la composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}O$ en fonction de la profondeur à No (M.A. ROCHE - 1970 -).

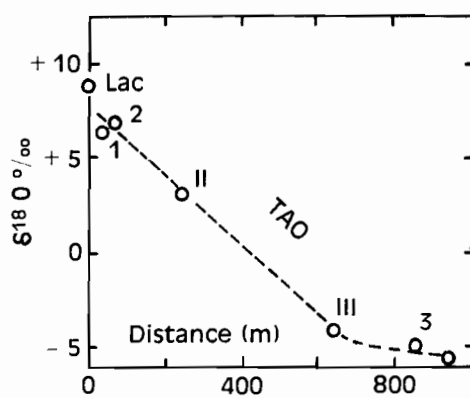


Fig. 115 b : Evolution de la composition isotopique de l'oxygène en fonction de la distance du rivage à No.

Elle isole des eaux plus riches en ^{18}O (+ 7,0 à + 2,4 ‰), situées à proximité du lac (+ 9,2) et sous le polder de No-Madirom (+ 7,3 à + 5,3 ‰).

Dans la partie supérieure de la nappe de Tao, les eaux ont des teneurs en ^{18}O d'autant plus faibles qu'elles sont éloignées des rives. Le gradient assez régulier, est voisin de $- 0,02 \text{ ‰ m}^{-1}$ (fig.115 b). Aucune limite entre les deux masses d'eau ne peut donc être définie sans arbitraire. Sur la verticale I-II, les eaux semblent aussi s'appauvrir légèrement en ^{18}O vers le bas. Là encore elles apparaissent stratifiées, mais le faible gradient est inverse de celui observé à No-Maïga (VII-IV).

Sous le polder de No-Madirom, il ne semble pas exister de gradient vertical marqué dans les compositions isotopiques (+ 7,3 à + 5,3 ‰).

Dans les argiles craquelées, les compositions croissent des bordures (- 5,0, - 2,2 ‰) vers le centre du polder (+ 3,3 ‰).

6.1.2. Salure globale

La salure globale est exprimée par la conductivité. De 240 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ dans le lac (fig. 108b), les valeurs croissent progressivement jusqu'à 500 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ dans la partie supérieure de la nappe sous la dune de Maïga. Lorsque l'eau est prélevée dans les sables, la salure augmente également avec la profondeur. Sous No-Maïga (VIII-IV), elle croît ainsi de 200 à 2 080 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, avec un gradient régulier de 38 $\mu\text{mhos cm}^{-1} \cdot \text{m}^{-1}$. Les eaux 6 et 8, qui semblent contrarier cette règle, ont été échantillonnées au contact des sables et des argiles, et leur salure n'est probablement pas très représentative de celle de la nappe des sables. On remarque toutefois que la stratification n'est pas régulière latéralement. Les valeurs des eaux I, IX, IXX contrarient un tracé subhorizontal des courbes d'égale conductivité. Une masse hydrique de salure plus élevée existe sous le polder de No-Madirom.

Sur la bordure de No-Maïga les eaux (VII) présentent les conductivités les plus basses (200 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$) observées dans la coupe. Elles sont donc isolées par des eaux de salure plus élevée vers le lac et le polder de No-Madirom. Au même endroit (4 et VIII), la nappe des argiles craquelées a une conductivité relativement faible (300 à 505 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$).

6.1.3 Teneurs ioniques

Le faciès chimique des eaux du lac à Tao est bicarbonaté calcique (fig. 116). Les teneurs en Cl et SO_4 sont très faibles (0,02 et $< 0,1$ me/l). Les bicarbonates équilibrent pratiquement à eux seuls la balance ionique. Le faciès est Ca. Na. Mg. K, avec $\text{Ca} + \text{Mg} > \text{Na} + \text{K}$. ces eaux sont "natroniques" et entrent dans la zone d'alcalinité primaire telle qu'elle fu définie par Piper sur le diagramme en losange.

Les eaux souterraines, sur le profil étudié, présentent un faciès bicarbonaté calcique ou, le plus souvent, sodique avec Na. Ca. Mg. K et $\text{Ca} + \text{Mg}$

Na + K. Les concentrations en SO_4 peuvent être localement élevées, celles en Cl demeurent faibles. Les bicarbonates sont toujours prédominants. Ces eaux sont également "natroniques" et se classent dans la zone d'alcalinité primaire ou secondaire. Toutefois, deux d'entre elles (IX et VII sous No-Maïga) par leurs teneurs en sulfates qui expliquent l'inégalité $\text{Ca} + \text{Mg} > \text{HCO}_3 + \text{CO}_3$, ne présentent pas les caractères "natroniques".

Quelques zones de la nappe, où les eaux représentent des caractéristiques communes, peuvent être distinguées :

- Les eaux (1, 2, II, pompe), prélevées dans la partie supérieure de la nappe à proximité des rives, se différencient de celles du lac : outre l'accroissement de leur salure globale, on note une augmentation en Na et une diminution en Ca. Les teneurs en Na tendent à devenir supérieures à celles en Ca, avec cependant une faible prédominance. Les concentrations en alcalino-terreux demeurent supérieures à celles en alcalins. Les eaux VI et X, bien que de localisation différente, se rapprochent de ce groupe.

- Sous la bordure sud-ouest de No-Maïga, le faciès chimique des eaux (IV à VII) prélevées sur la même verticale est Na. Ca. Mg. K. Les teneurs varient suivant la profondeur. Avec l'augmentation de la minéralisation globale, les teneurs en Ca et Mg décroissent tandis que celles en Na croissent. Dans la zone la plus profonde de la nappe (IV et V), les teneurs en Ca (8 à 9 %) et Mg (7 à 8 %) sont très faibles et celles en Na (79 %) très élevées. L'eau la plus profonde contient des sulfates (18 %). Les eaux I et III se rapprochent de ce groupe. Par contre, dans la partie supérieure, les eaux VI et VII sont plus riches en Ca (36 et 57 %) et Mg (19 et 10 %). La VII se distingue par une forte teneur en SO_4 (27 %) et en

Ca (68 %). Cette caractéristique est commune aux eaux VII, IX et 6 de la partie supérieure de la nappe située sous les limons argileux de No-Maïga et permet de définir cette autre zone.

- Sous le polder de No-Madirom, les eaux (X et XI) ont des teneurs relatives en cations variées, analogues à celles observées à proximité du lac ou intermédiaires entre ces dernières et celles de la zone profonde.

- En bordure des polders, au contact avec les argiles, les eaux de la partie supérieure de la nappe peuvent présenter des faciès particuliers. On remarque ainsi une forte teneur en SO_4 (26 %) et en Na (83 %) au forage 3 et en Cl (24 %) et Na (91 %) au 9.

6.1.4. Interprétation

Rappelons qu'une introduction sur l'évolution théorique des compositions isotopiques au sein du cycle hydrologique a été présentée dans la première partie au paragraphe 7.1

Les eaux à faibles teneurs en ^{18}O que l'on observe dans la partie supérieure de la nappe phréatique n'ont pas subi d'évaporation intense.

- C'est le cas des pluies à infiltration rapide. Les teneurs les plus faibles des eaux souterraines, de - 5,0 ‰ à - 5,5 ‰, s'inscrivent dans la gamme de celles des pluies susceptibles de s'infiltrer. Ces valeurs sont en effet sensiblement les mêmes que la composition isotopique (- 5,3 ‰) du total annuel des précipitations au centre du bassin (première partie, paragr. 7). Si, selon un raisonnement vraisemblablement plus proche de la réalité, on suppose que seules les fortes averses ($\delta^{18}\text{O}$ de - 5 à - 12 ‰) peuvent parvenir jusqu'à la nappe, le fractionnement isotopique, dû à l'évaporation en cours d'infiltration est susceptible de modifier les compositions jusqu'à des valeurs de - 5,0 à - 5,5 ‰ (M.A. ROCHE -1968-).

- Toutefois, il convient d'examiner l'éventualité d'une infiltration des eaux superficielles au cours d'une période où la profondeur du lac était telle que l'évaporation ne jouait pas suffisamment pour augmenter la teneur en isotopes lourds. Dans ce cas, les eaux lacustres se seraient infiltrées essentiellement

dune de Tao (I et II), bien que très faible, semble indiquer qu'à cet endroit les eaux du lac ne s'infiltrèrent pas préférentiellement vers le bas. Rappelons aussi que les faibles gradients hydrauliques observés entre le lac et le polder ne doivent engendrer des écoulements que dans la partie supérieure de la nappe.

Sous le polder de No-Madirom, les valeurs isotopiques dénotent que les eaux ont subi une forte évaporation. Une évaporation à partir de la surface piézométrique n'aurait pu provoquer un tel enrichissement en ^{18}O sur toute l'épaisseur de l'aquifère car aucun indice ne permet de concevoir des mouvements d'eau verticaux favorables à une homogénéisation de la nappe. En outre, sous le polder, la nappe des sables est protégée de l'évaporation par la couche de limon argileux imperméable. Ces eaux sont donc essentiellement d'origine lacustre. Elles ont dû s'infiltrer dans le bras anciennement inondé puis sous le barrage. Elles n'ont pas pu en effet s'infiltrer par dessous la masse d'eau météorique qui existe à No-Maïga. Après leur infiltration, les eaux du lac se déplacent donc se sont déplacées dans le sens longitudinal des bras, en repoussant alors d'autres masses hydriques. C. CHEVERRY (1969) attribuait les variations de salure dans certaines zones des polders de Bol à des changements du mode d'alimentation qui peuvent correspondre à de tels déplacements. Ces mouvements seraient liés essentiellement aux variations de niveau du lac.

Comparée à celle de Tao, la dune de Maïga, ne semble pas contenir de fortes proportions d'eau météorique.

Dans la nappe phréatique des argiles craquelées, l'enrichissement isotopique est provoqué par l'évaporation des eaux, lors de la circulation vers le centre du polder.

Quelle que soit l'origine des eaux, météoriques ou lacustres, les salures augmentent en fonction de l'éloignement des zones d'infiltration. L'évaporation, excepté dans les argiles craquelées et sur une frange réduite en bordure du lac, ne peut jouer aucun rôle dans l'accroissement de la minéralisation de la partie supérieure de la nappe car l'épaisseur de plusieurs mètres de sables au-dessus de la surface piézométrique constitue une protection efficace. Ceci est en accord avec les compositions isotopiques observées.

L'évolution des conductivités et des compositions isotopiques est sensiblement différente. Diverses corrélations apparaissent suivant les secteurs (fig. 117). Les points représentatifs des eaux de No-Maïga s'inscrivent sur une droite : la salure globale du mélange entre les eaux lacustres et météoriques décroît quand la proportion d'eau de pluie faiblement minéralisée et appauvrie en ^{18}O croît. Il a été démontré (J.C. FONTES, G. MAGLIONE, M.A. ROCHE -1969-) que l'échange isotopique entre les sels et l'eau n'avait qu'un effet négligeable sur la composition isotopique de cette dernière pour des concentrations inférieures à quelques g/l. Pour une minéralisation presque nulle, la composition isotopique serait de - 5,5 ‰, cette valeur est voisine de celle de la moyenne annuelle pondérée des pluies à Bol en 1967 (- 5,3 ‰) qui était lui-même proche de la moyenne interannuelle (320 mm). Sous la dune de Tao, bien que la proportion des eaux météoriques augmente en direction du polder, les eaux de la partie supérieure de la nappe s'enrichissent en sels en circulant dans l'aquifère. A No-Madirom, la teneur en ^{18}O décroît quand la salure croît. Cette dernière évolution ne semble pas avoir d'explication simple.

La minéralisation croissante des eaux depuis le lac et la partie supérieure de la nappe se réalise au contact de l'aquifère lors de la circulation des eaux. Il peut y avoir dissolution progressive de sels peu solubles tels par exemple les granulés calcaires observés dans les sondages ou du gypse. Cependant, il est probable que ces sels correspondent en grande partie à d'anciens dépôts évaporitiques, datant en particulier des épisodes lacustres dont les lentilles argileuses de la série des Soulias représentent les témoins. Nous rejoignons ici l'hypothèse de DIELEMAN et de RIDDER (1963) qui, dans la région de Bol, concluaient à une dissolution de sels fossiles par les eaux du lac. En fait, ils auraient été redissous, suivant les zones, par les eaux de pluie ou du lac, après avoir été à nouveau ensevelis sous les dunes. Les compositions ioniques indiquent que les espèces minérales dissoutes pouvaient être analogues à celles observées dans les cuvettes évaporitiques actuelles du Kanem : calcite CO_3Ca , gaylussite $\text{CaCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$, trona $\text{NaHCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ (G. MAGLIONE, -1968-). La présence de gypse ($\text{SO}_4\text{Ca} \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) a également été observée (C. CHEVERRY, -1969-) sous forme d'accumulation saline actuelle dans le profil de certains sols des polders de Bol.

A No-Maïga, le gradient de salure vertical s'expliquerait par la disponibilité en sels de plus en plus faible dans la partie supérieure de l'aquifère à la suite d'un "lessivage" par les eaux météoriques infiltrées. L'évolution des

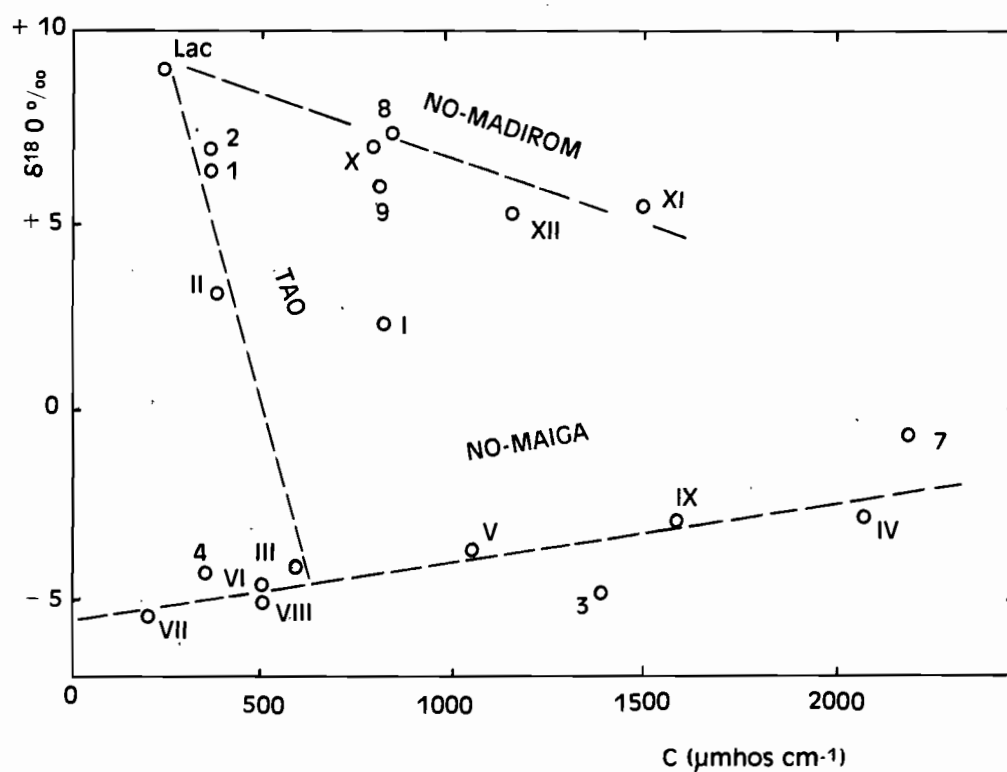


Fig. 117 : Corrélation entre la conductivité et la composition isotopique de l'oxygène de la nappe phréatique en bordure du lac Tchad à No (M.A. ROCHE - 1970 -).

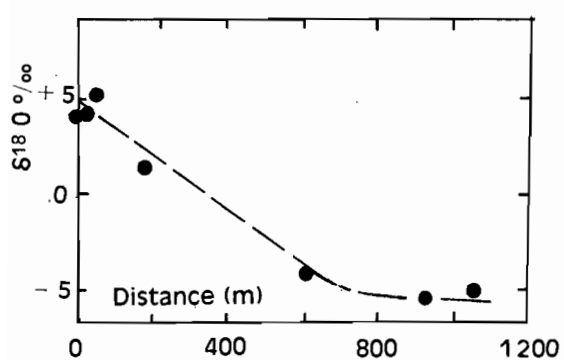


Fig. 118 a : Evolution de la composition isotopique de l'oxygène en fonction de la distance au rivage à Tchingam.

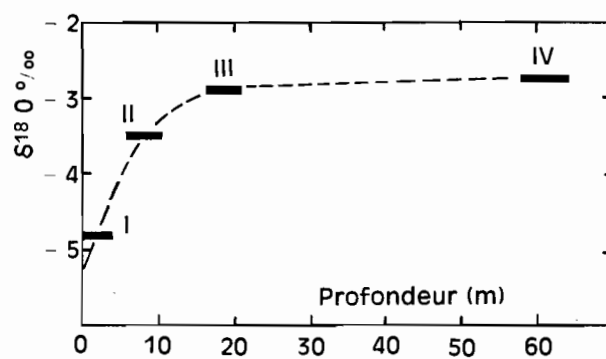


Fig. 118 b : Evolution de la composition isotopique de l'oxygène en fonction de la profondeur à Tchingam (M.A. ROCHE - 1970 -).

caractéristiques chimiques sur toute l'épaisseur aurait alors été provoquée par les différences de solubilité entre les divers sels présents à l'origine (gypse et sels carbonatés sodiques). La répartition saline correspond également à une stratification par densité qui limite les mélanges de grande ampleur. Il est aussi possible que la répartition des dépôts originels ait déterminé certaines zones de la nappe à caractéristiques chimiques particulières. Des réactions chimiques entre les sels dissous dans l'eau et ceux éventuellement cristallisés dans l'aquifère (calcaire et gypse) sont également susceptibles de modifier les caractéristiques chimiques de la nappe.

La phase colloïdale et argileuse, contenue dans les pores de l'aquifère (observée dans la partie supérieure de la nappe), et les lentilles argileuses éventuellement présentes, doivent jouer un rôle important dans la dynamique des sels en solution. On peut penser que les ions, qu'elles avaient absorbés antérieurement au détriment des nappes minéralisées des anciennes cuvettes, sont libérés progressivement dans les eaux plus douces d'origine pluviale ou lacustre.

Toutefois, plusieurs autres phénomènes, susceptibles d'expliquer les faciès chimiques de la nappe des sables, doivent interférer : les mélanges d'eau, mis en évidence par les compositions isotopiques, sont importants. Une diffusion ionique pourrait se réaliser dans des zones restreintes. Des réactions entre les sels dissous et cristallisés, la réduction des sulfates et une précipitation de calcite (observée localement) sont également susceptibles d'intervenir.

6.2. TCHINGAM

6.2.1. Composition isotopique

Sous la dune de Lia, dans la partie supérieure de la nappe, les teneurs en ^{18}O décroissent latéralement depuis la rive (+ 5,3 ‰) vers le polder (- 5,2 ‰) (fig. 109 b et 118 a). En bordure de celui-ci les teneurs en ^{18}O augmentent de - 4,8 ‰ à la partie supérieure à - 2,7 ‰ à la base de la nappe (fig. 118 b). Dans la nappe phréatique des argiles craquelées, l'enrichissement en ^{18}O est notable vers le centre du polder (- 4,8 à + 1,9 ‰) mais n'atteint pas de très fortes valeurs.

6.2.2. Salure globale

Dans la zone supérieure de la nappe, sous la dune, les conductivités vont en croissant du lac ($110 \mu\text{mhos cm}^{-1}$) vers le polder ($780 \mu\text{mhos cm}^{-1}$) (fig. 109 b). Cet enrichissement en sels est conforme au gradient hydraulique. L'augmentation est rapide dans les argiles en bordure du polder (de 370 à $780 \mu\text{mhos cm}^{-1}$) bien que celles-ci puissent être recouvertes par plusieurs mètres de sables.

Dans l'ensemble de la nappe des sables, la conductivité augmente avec la profondeur (de 300 à $1\ 100 \mu\text{mhos cm}^{-1}$). Ceci a été observé partout où les eaux ont été prélevées sur une même verticale. Il existe donc une stratification saline conforme à la densité des eaux.

Dans la nappe phréatique des argiles craquelées, l'augmentation de la minéralisation est rapide. Les conductivités croissent ainsi de $300 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ sur les bords, à $11\ 000 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ au centre de la cuvette.

6.2.3. Teneurs ioniques

Dans le bras de Lia, les eaux du lac sont bicarbonatées calciques (fig. 119). Les teneurs en Cl et SO_4 sont inférieures aux limites de sensibilité des méthodes d'analyses (0,02 me/l et 0,1 me/l). Le faciès chimique est Ca. Mg. Na. K. Ces eaux sont "natroniques" et entrent dans la zone d'alcalinité primaire.

Quatre types d'eaux correspondant aux zones suivantes se différencient dans la nappe :

- Partie supérieure des sables (1, 3, 4).
- Partie inférieure des sables (I, II, III, VIII).
- Argiles craquelées en bordure du polder (8, VII, IV, 7).
- Argiles craquelées au centre du polder (V, VI, 10, 11, 12).

La nappe des sables se distingue par ses teneurs en sulfates comprises entre 9 et 30 %.

La partie inférieure de la nappe (I, II, III, VIII, IX) présente quelques différences par rapport à la partie superficielle (1, 3, 4). Les teneurs relatives en SO_4 (20 à 30 %) et Ca y sont plus élevées, celles en Mg et K plus

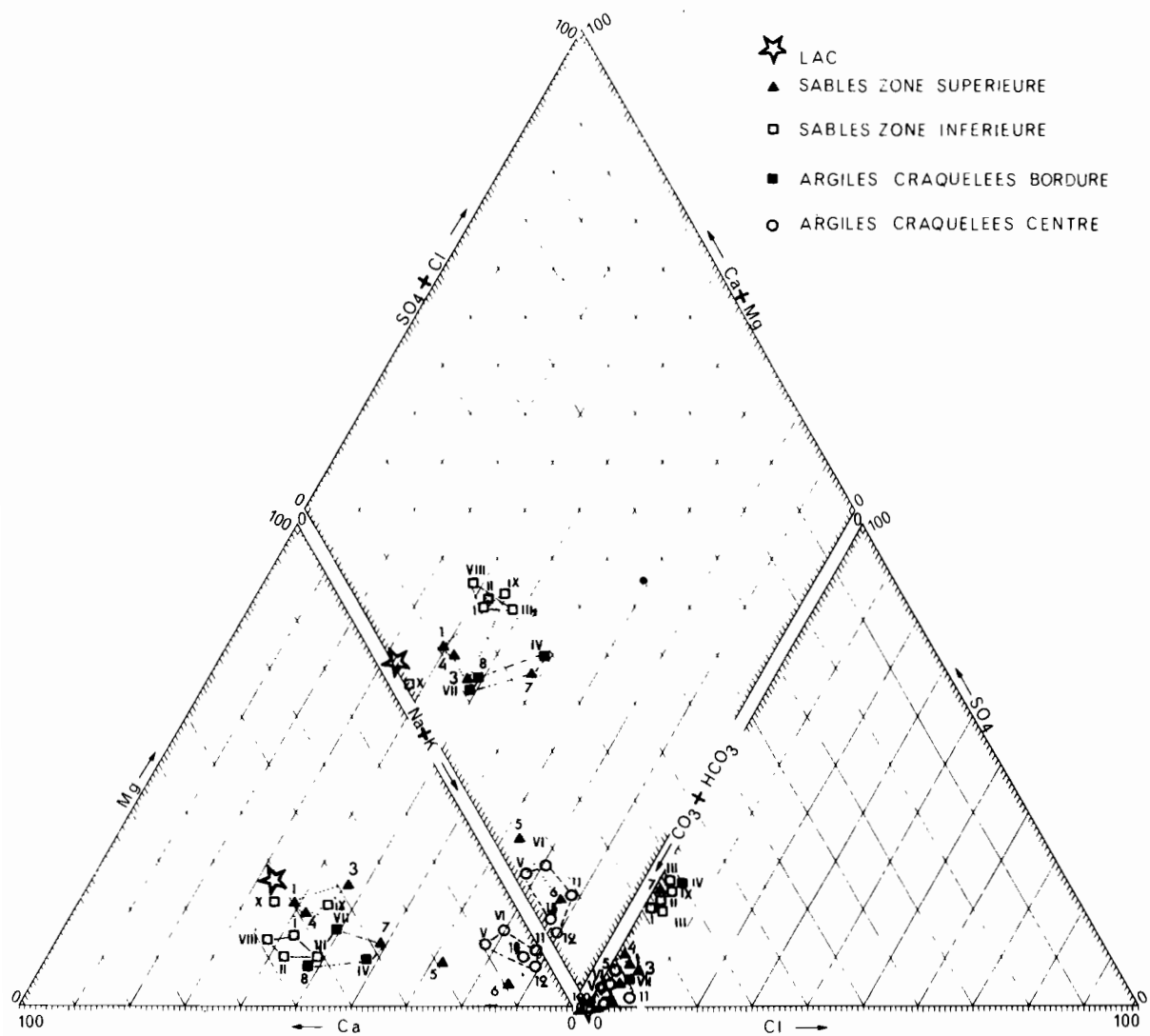


Fig. 119 : Diagramme des teneurs ioniques de la nappe phréatique en bordure du lac Tchad à Tchingam.

faibles, celles en Na restent du même ordre de grandeur. Les valeurs médianes respectives sont ainsi Ca = 45,5 %, Mg = 12,5 et 21,5 %; Na = 35,5 et 34,0 %, K = 5,0 et 8,5 %. Le faciès chimique est Ca. Na. Mg. K mais au sommet de la nappe il peut devenir Na. Ca. Mg. K. On observe toujours $Ca + Mg > Na + K$. Ces eaux sont également "natroniques" et entrent dans la zone d'alcalinité primaire. Il est à remarquer que l'augmentation de la salure globale avec la profondeur ne s'accompagne pas ici d'une évolution marquée des teneurs ioniques relatives.

Les eaux (1, 3, 4) de la partie supérieure présentent par rapport à celles du lac des teneurs relatives plus élevées en SO_4 et Na et plus faibles en Ca et Mg.

Dans les argiles craquelées en bordure du polder, les teneurs en SO_4 se maintiennent entre 10 et 20 %. Par rapport aux eaux sous-jacentes, on note une augmentation en Na (43,0 %) et une diminution en Ca (31,5 %). Les eaux situées au centre du polder, avec l'augmentation de la salure globale, se distinguent par des teneurs très faibles en Ca (4 %) et très fortes en Na (78 %).

6.2.4. Interprétation

Il existe une grande analogie dans le mode de répartition des eaux souterraines à Tchingam et dans la bordure sud-ouest de No (Tao et No-Maïga) car les teneurs en ^{18}O et les salures globales y subissent la même évolution depuis les rives et en profondeur. On retrouve en particulier à la base, et sur 42 m d'épaisseur, des eaux de composition isotopique analogue (- 2,9 et - 2,7 ‰) qui pourraient correspondre essentiellement à la nappe ancienne (fig. 118 b).

Les eaux du piézomètre IV, dans les argiles craquelées, sont plus douces ($300 \mu\text{mhos cm}^{-1}$) que celles des VIII et IX ($330 - 4100 \mu\text{mhos cm}^{-1}$). Ces eaux de faible minéralisation doivent provenir principalement d'en dessous, bien que celles du III aient une conductivité plus élevée ($480 \mu\text{mhos cm}^{-1}$). En effet, en ce dernier point la crépine, longue de 6 m, capte un échantillon moyen mais à sa partie supérieure, la conductivité pourrait être de l'ordre de celle mesurée au IV. Une observation a été faite en faveur de cette hypothèse lors du sondage : après un arrêt de 12 heures à 37 m de profondeur, la nappe artésienne débitait légèrement à la surface du sol, malgré la boue de forage, sans que l'on puisse préciser quelle partie de la nappe contribuait à l'alimentation. Un prélèvement

a alors été effectué, sa conductivité de $256 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ laisse penser que seule la partie supérieure du forage débitait et que la minéralisation des eaux y est effectivement plus faible que celle de l'échantillon moyen du III.

Les compositions ioniques relatives, assez voisines sur toute l'épaisseur de l'aquifère, amènent à penser que la dilution progressive de la nappe par les eaux météoriques est le phénomène qui a prédominé dans l'établissement du gradient de salure. Cette dilution apparaît aussi dans la corrélation entre la conductivité et la teneur en ^{18}O (fig. 120). Les phénomènes amenant la modification du faciès chimique des eaux dans les argiles craquelées ont été étudiés en détail dans les polders de Bol par C. CHEVERRY (1969). Ils semblent être responsables de l'évolution des teneurs ioniques observées dans cette même nappe phréatique à Tchingam : l'évaporation dans les argiles provoque une circulation des eaux et une accumulation saline vers le centre du polder. Il se produit une précipitation de CO_3Ca dans le profil pédologique, une accumulation de CaSO_4 et Na_2SO_4 et une fixation de sodium sur le complexe absorbant du sol. La réduction bactérienne peut également amener une diminution des teneurs en sulfates. Les résultats isotopiques indiquent cependant que l'eau météorique qui provient de la dune subit une évaporation modérée et se minéralise donc essentiellement par dissolution de sels.

6.3. SORO

6.3.1. Composition isotopique

A l'extrémité de la presqu'île de Fatou, les teneurs isotopiques croissent vers la base de la nappe (fig. 110b et 121). De $-2,1 \text{ ‰}$ à 6 m en dessous du niveau piézométrique, les valeurs atteignent $+6,3 \text{ ‰}$ à 25 m. La composition des eaux du lac y est de $+8,2 \text{ ‰}$. Au barrage, les teneurs décroissent de $+9,8 \text{ ‰}$ dans la partie supérieure de la nappe à $+5,5 \text{ ‰}$ à 60 m de profondeur, avec un gradient moyen de l'ordre de $0,076 \text{ ‰ m}^{-1}$. A cette époque, les eaux du lac sont plus riches en ^{18}O ($+10,6 \text{ ‰}$). A la case SODELAC, en bordure du polder, la nappe a des valeurs comprises entre $+6,1$ et $+6,3 \text{ ‰}$. Les eaux légèrement plus riches en ^{18}O se situent à une cote inférieure. A l'extrémité du polder, jusqu'à 15 m de profondeur, les valeurs sont négatives ($-4,7$ à $-4,2 \text{ ‰}$).

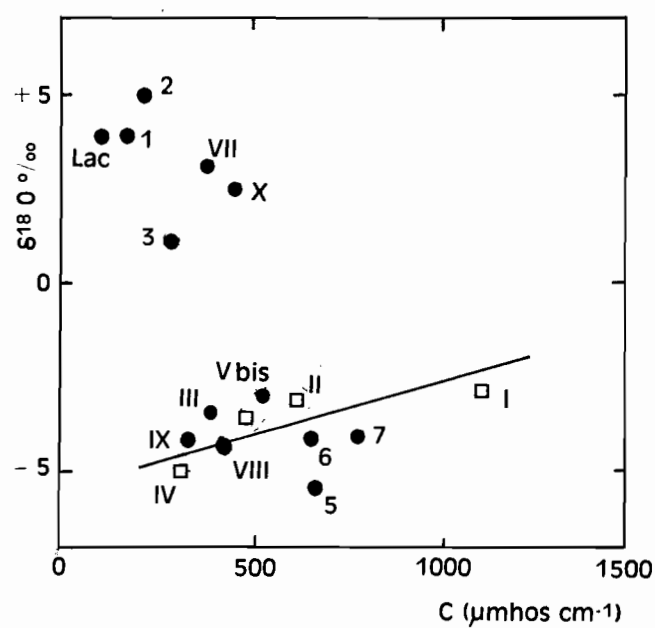


Fig. 120 : Corrélations entre la conductivité et la composition isotopique de l'oxygène de la nappe phréatique en bordure du lac Tchad à Tchingam (M.A. ROCHE - 1970 -).

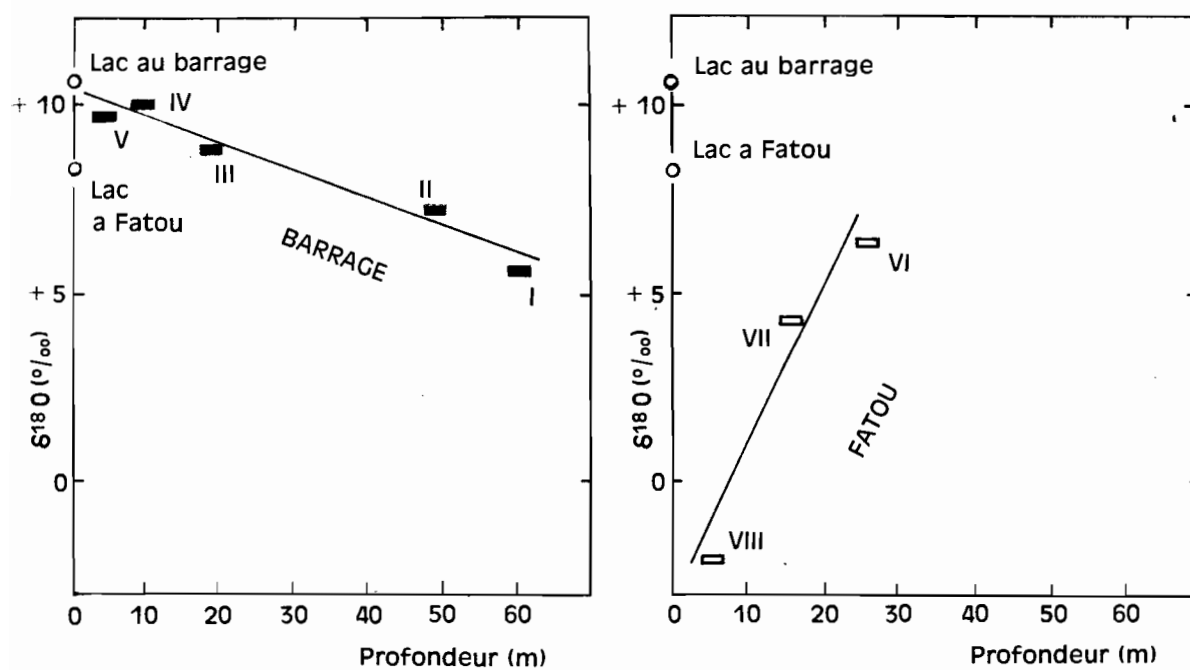


Fig. 121 : Evolution de la composition isotopique en fonction de la profondeur à Soro.

6.3.2 Salure globale

Dans la presqu'île dunaire, les conductivités varient de 820 à 940 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ (fig. 110 b), les eaux les plus minéralisées étant à la base. Au barrage, les valeurs les plus élevées (1 770 et 1 630 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$) sont au sommet et à la base de la nappe. Les eaux les moins chargées en sels (400 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$) se rencontrent à l'extrémité de la cuvette.

6.3.3. Teneurs ioniques relatives

Les eaux superficielles et souterraines présentent des faciès chimiques bicarbonatés sodiques ou calciques (fig. 122). Elles sont "natroniques" et se classent dans la zone d'alcalinité primaire ou secondaire.

Les eaux du lac ont des caractéristiques chimiques différentes aux deux points de prélèvement. A Fatou, le faciès chimique est Ca. Na. Mg. K, avec de faibles prédominances pour les trois premiers ions, tandis qu'au barrage il est devenu Na. Mg # K. Ca avec l'augmentation de la salure globale.

Dans la dune de Fatou, les eaux situées au-dessus de la formation argileuses présentent des teneurs relatives très différentes de celles qui sont situées en dessous. Les deux premières sont très riches en Na (87-90 %) alors que la troisième se distingue par une teneur élevée en Ca (42 %). Dans la partie supérieure, la teneur en sulfates est particulièrement élevée (21 %).

Sous le barrage, les eaux sont bicarbonatées sodiques. Elles se distinguent de celles du lac par des teneurs plus fortes en calcium et généralement plus faibles en magnésium. La plus profonde contient des sulfates (10 %).

Les eaux de la pompe et du sondage voisin (IX) ont des teneurs relatives assez proches de celles de l'extrémité du polder (11 et X).

6.3.4. Interprétation

Dans la presqu'île de Fatou, les eaux d'origine météorique reposent sur des eaux lacustres. L'évolution progressive des valeurs tend à montrer l'importance des mélanges entre les deux types d'eau. Il est probable que cette répartition s'explique de la même façon qu'à No-Maïga et à Lia et soit assez représen-

tative de celle existant dans les îles et presque îles du lac. Toutefois à Fatou, les compositions isotopiques vers le bas de la nappe sont beaucoup plus élevées qu'aux deux premiers sites. On remarque à ce sujet que la droite de corrélation ($\delta^{18}\text{O}$, profondeur) a une valeur à l'origine de -2‰ au lieu de -5‰ aux deux autres sites. Ceci peut être dû :

- aux teneurs en isotopes lourds des eaux du lac actuel ou ancien, plus élevées en ce site,
- à une composition isotopique différente des eaux d'origine météorique.

Dans le sens longitudinal du polder, les eaux du lac s'infiltrèrent sous le barrage et alimentent la nappe. Les teneurs en ^{18}O diminuent en profondeur (sous le barrage) et sur les bords du polders (casc SODELAC) à la suite d'un mélange des eaux lacustres à des eaux météoriques provenant des dunes bordières.

A l'extrémité du polder on ne retrouve plus d'eaux lacustres. Les eaux météoriques occupent la partie supérieure de l'aquifère jusqu'à la profondeur atteinte de 15 m. D'après les observations faites à No, l'interface entre les deux types d'eau doit être en fait une zone de mélange progressif. Les eaux prélevées dans le puits à la partie supérieure de l'aquifère sont un peu enrichies en ^{18}O , comparativement à celles que l'on trouve entre 12 et 15 m de profondeur. Cela doit tenir à une légère évaporation dans les argiles.

Une seule corrélation apparaît vraiment bonne entre la conductivité et la teneur isotopique (fig. 123). Elle est définie par les points représentatifs des eaux du lac et des crépines II à V sous-jacentes (droite d'équation $\delta^{18}\text{O} = 2,68.10^{-3}\text{C} + 5$). Ces eaux tendent à s'enrichir en ^{18}O en même temps qu'en sels : il y a dilution par les eaux venues des dunes latérales. Par contre l'eau I, la plus profonde, pourrait avoir eu une histoire sensiblement différente car son point représentatif s'écarte de la droite.

Les eaux prélevées sous le barrage présentent des teneurs ioniques relatives assez proches de celles du lac. Elles n'ont subi dans l'aquifère que des changements de faciès mineurs. Cependant les eaux météoriques et lacustres peuvent avoir des caractéristiques chimiques assez voisines.

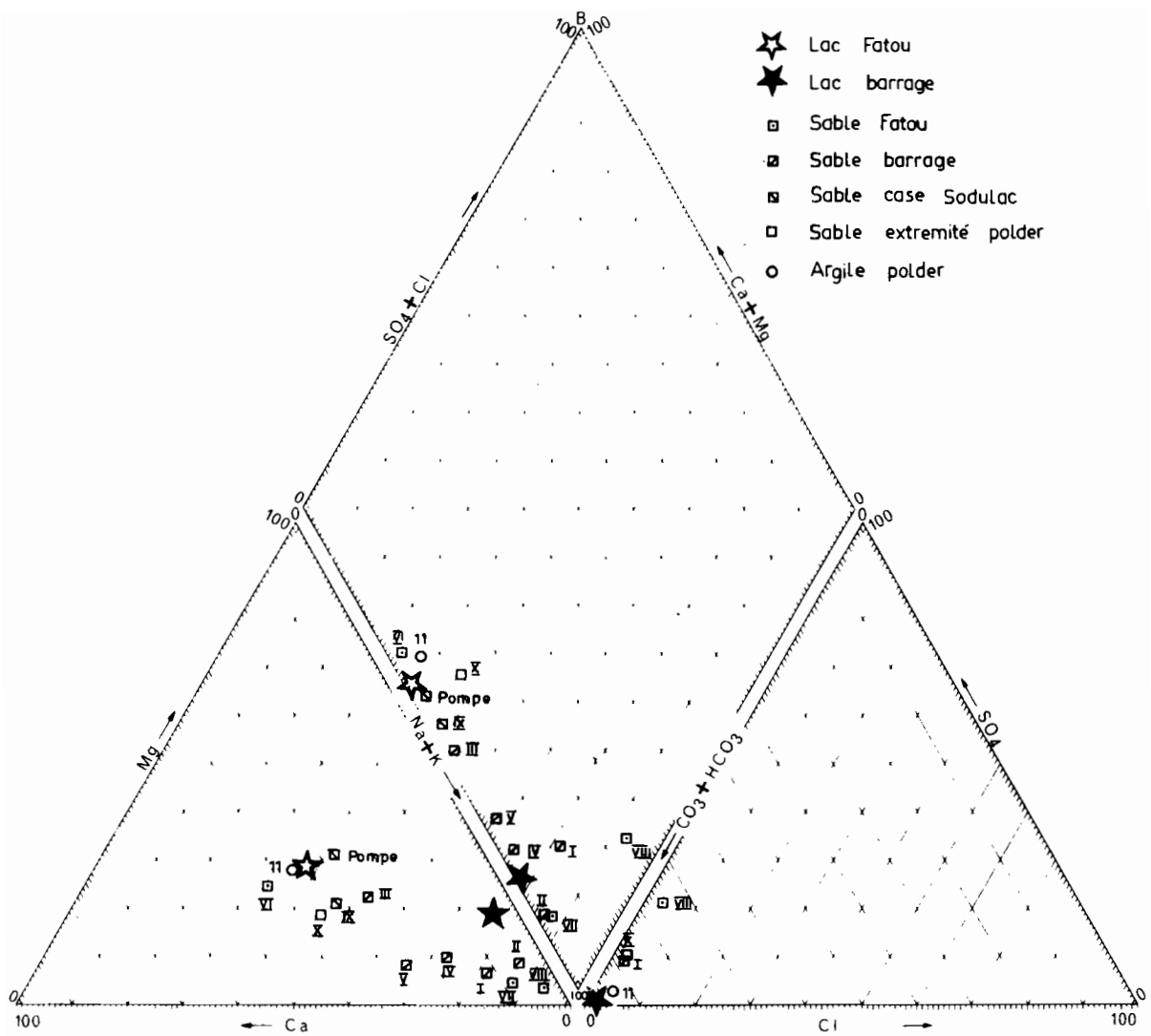


Fig. 122 : Diagramme des teneurs ioniques de la nappe phréatique en bordure du lac Tchad à Soro.

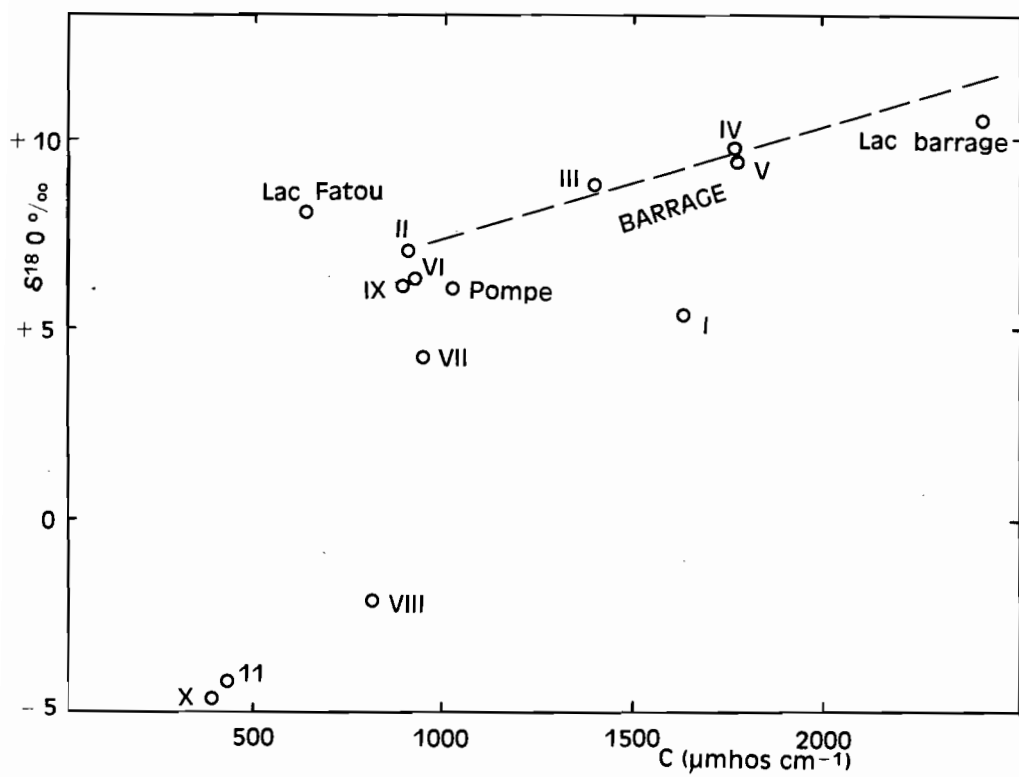


Fig. 123 : Corrélation entre la conductivité et la composition isotopique de l'oxygène de la nappe phréatique en bordure du lac Tchad à Soro (M.A. ROCHE - 1970 -).

6.4. BOL

6.4.1. Bol - Guini

Nous avons pu effectuer des prélèvements d'eau dans des piézomètres implantés dans la dune de Matafo (P.J. DIELEMAN et N.A. DE RIDDER -1963-), qui sépare le lac du polder de Bol Guini (fig. 124).

La répartition des compositions isotopiques présente une grande analogie avec celle qui a été observée dans les dunes de Tao et Lia. Les eaux lacustres pénètrent assez profondément dans la rive au piézomètre P_2K (+4,6 ‰) mais les eaux météoriques prennent ensuite le relai dès le P_3K (- 4,4 ‰). Dans la partie supérieure de la nappe, les valeurs augmentent ainsi depuis le lac (> + 5 ‰) jusqu'en bordure du polder (- 5,1 ‰ à Matafo). C'est à Matafo, en bordure de la dune, que la variation temporelle de la composition isotopique a été observée de 1966 à 1970 (tableau XLIII).

Sur toute l'épaisseur de la nappe, on observe également l'augmentation des compositions, qui de - 4,4 ‰, dans la partie supérieure évoluent jusqu'à -0,9 ‰ à la base (sondage effectué en 1970) : là encore, les eaux météoriques se mélangent en proportions décroissantes vers le bas avec des eaux d'origine lacustre. La réserve météorique apparaît ici plus importante qu'aux autres sites car on relève des valeurs de - 4 ‰ jusqu'à 30 m en dessous du niveau piézométrique.

La composition isotopique de la source au polder de Bol Guini (+ 2,5 ‰) peut s'interpréter comme un mélange entre l'eau du lac (+ 5 ‰) et celle de la nappe (- 5 ‰). Si l'on retient les valeurs proposées pour les deux types d'eau, la participation des eaux du lac à l'alimentation de la source serait de 75 %.

Dans le polder lui-même, nous pensons que les valeurs relativement élevées de + 3,6 ‰ au P_7 et 6,9 ‰ au P_7K résultent d'une augmentation de la composition sous l'effet de l'évaporation des eaux favorisée par l'irrigation.

6.4.2. Village de Bol

Les pompes à bras, qui alimentent en partie le village de Bol (fig. 124 a), rencontrent la nappe dunaire entre 5 et 12 m de profondeur et l'exploitent dans les 3 à 5 premiers mètres en dessous de la surface piézométrique.

Ces eaux, avec des compositions isotopiques comprises entre + 5,5 et - 4,4 ‰, reflètent un mélange entre les eaux météoriques et lacustres. A 30 m du rivage, les eaux de la pompe p4 peuvent être apparentées à celles du lac ($\delta^{18}\text{O} \neq + 5 \text{ ‰}$). A 80 m du bord, à la pompe p5 ($\delta^{18}\text{O} = + 2,3 \text{ ‰}$), la contribution des pluies au mélange serait de l'ordre de 30 %.

Bien que l'évolution dans le sens lac-polder dénote, comme dans les autres sites étudiés, une tendance à l'accroissement des proportions d'eau météoriques, il apparaît une forte hétérogénéité latérale des compositions dans des captages peu éloignés les uns des autres (pompes p1, p2, p7 et p3, p6). Ces variations spatiales apparaissent très supérieures aux variations temporelles observées à chaque point d'eau (tableau XLII). Les profondeurs des différents captages en dessous de la surface piézométrique sont sensiblement analogues et l'on ne peut pas invoquer l'influence de la stratification isotopique de la nappe. Nous pensons que cette hétérogénéité latérale des compositions traduit des vitesses de circulation différentes des eaux lacustres dans la dune, après la création d'un gradient hydraulique par assèchement du polder de Bol Bérin, vers 1957. L'absence d'évolution marquée des compositions au cours des périodes d'observation de l'ordre d'une année (tableau XLII) illustre la lenteur de déplacement des masses hydriques et permet de conclure que l'exploitation relativement réduite, n'influe pas de manière sensible sur la dynamique des eaux.

6.5. NDJOWA, DAGUIL, BAGA KISKRA

Des prélèvements ont été effectués à Ndjowa (fig. 125), Daguil (fig. 126) et Baga Kiskra (fig. 127) dans les premiers 50 cm de la partie supérieure de la nappe dunaire située entre le lac et une mare littorale.

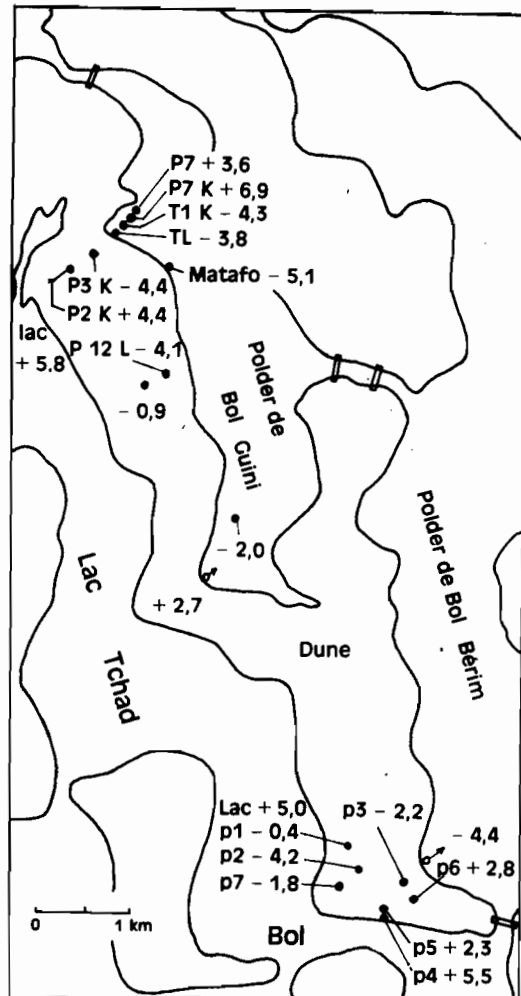


Fig. 124 a : Position des points d'eau étudiés à Bol Guini et dans le village de Bol. Compositions isotopiques de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs SMOW) de la nappe phréatique.

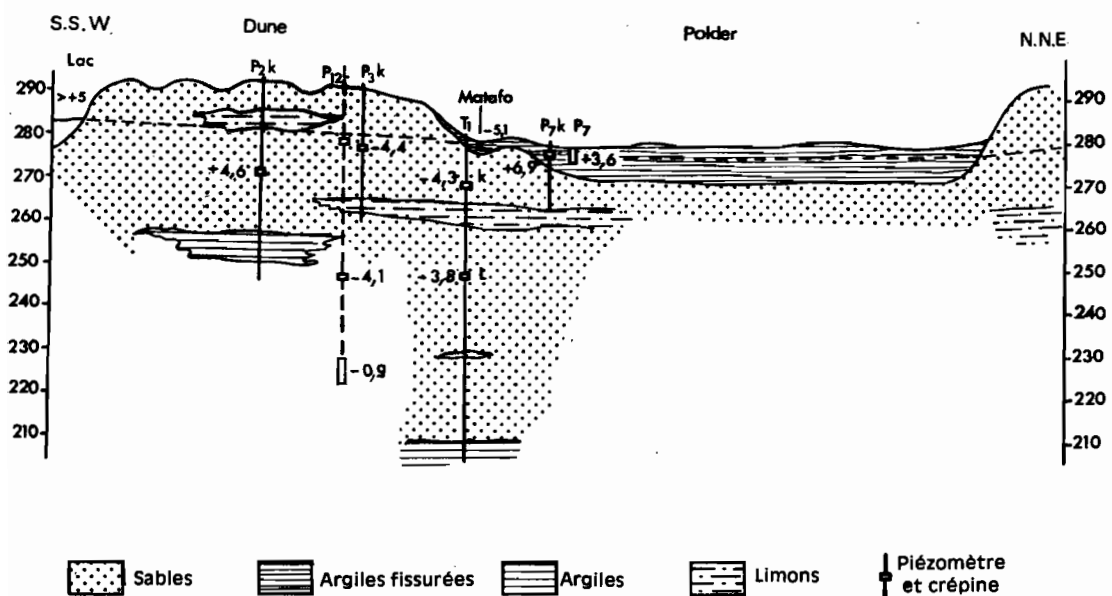


Fig. 124 b : Coupe schématique d'après DIELEMAN et DE RIDDER (1963) modifiée. Les compositions isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs SMOW) sont reportées aux cotes de prélèvement.

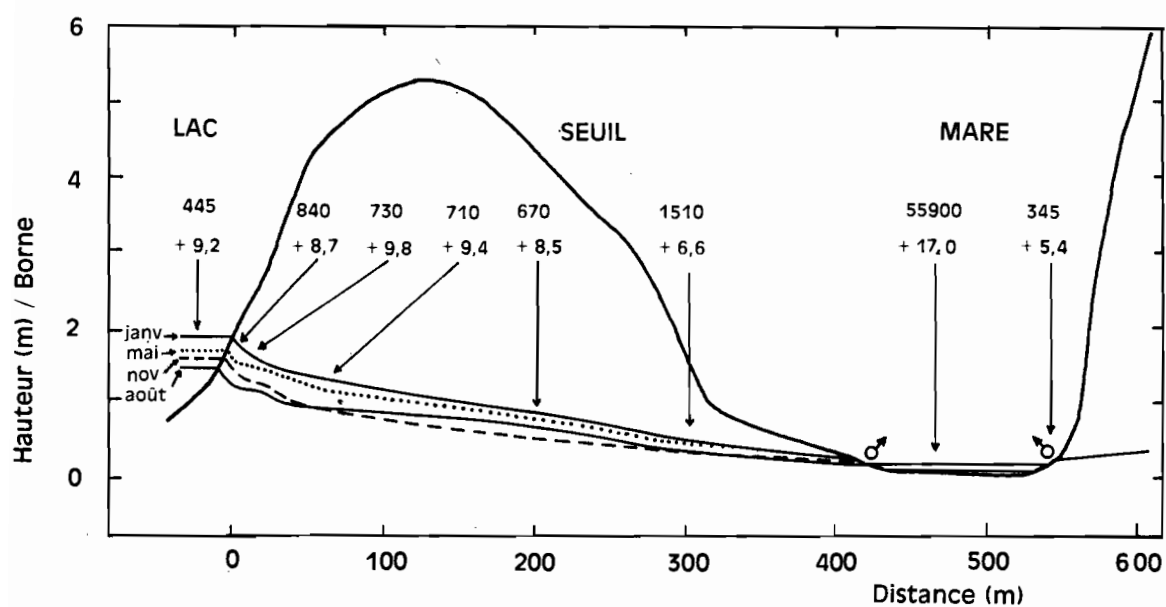


Fig. 125 : Profil piézométrique de la nappe littorale à l'extrémité du bras de Ndjowa, en 1969. Les conductivités, en $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C , et les compositions isotopiques, $\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs SMOW, indiquées ont été mesurées en novembre 1969 (voir tableau XXXVII).

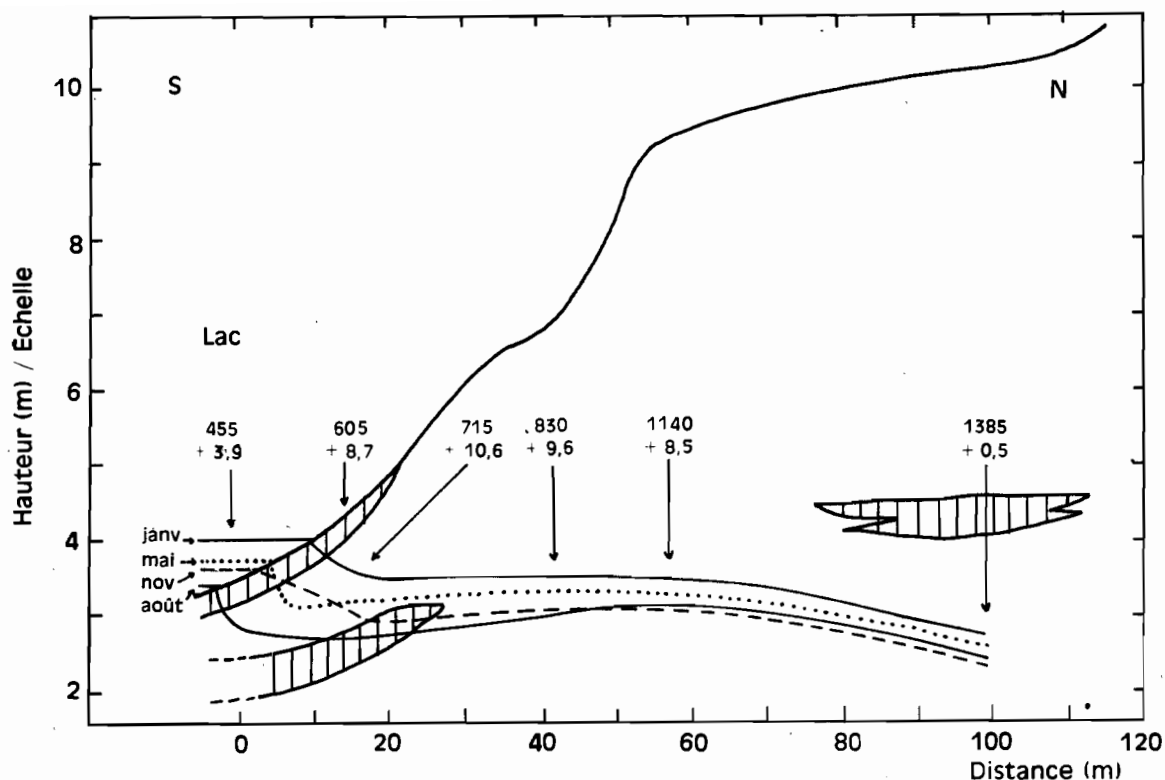


Fig. 126 a : Profil piézométrique de la nappe littorale à l'extrémité du bras de Daguil en 1969. Les conductivités, en $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C et les compositions isotopiques, $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ vs SMOW, indiquées ont été mesurées en novembre 1969 (voir tableau XXXVIII).

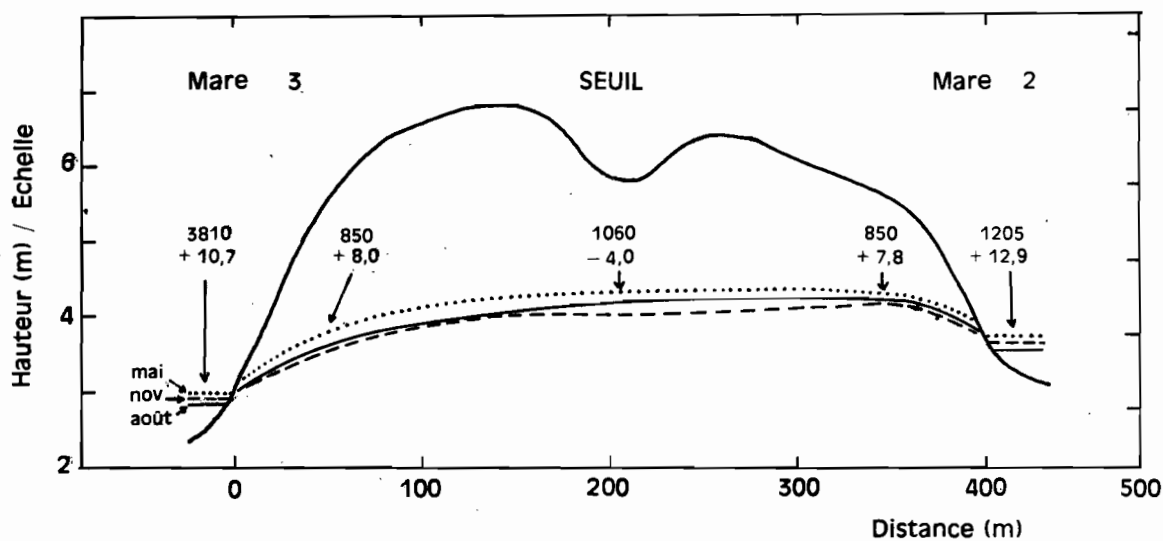


Fig. 126 b : Profils piézométrique de la nappe phréatique sous le seuil sableux séparant les mares 2 et 3 de Daguil, en 1969. Les conductivités en $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C , et les compositions isotopiques, $\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ vs SMOW, indiquées ont été mesurées en novembre 1969 (voir tableau XXXIX).

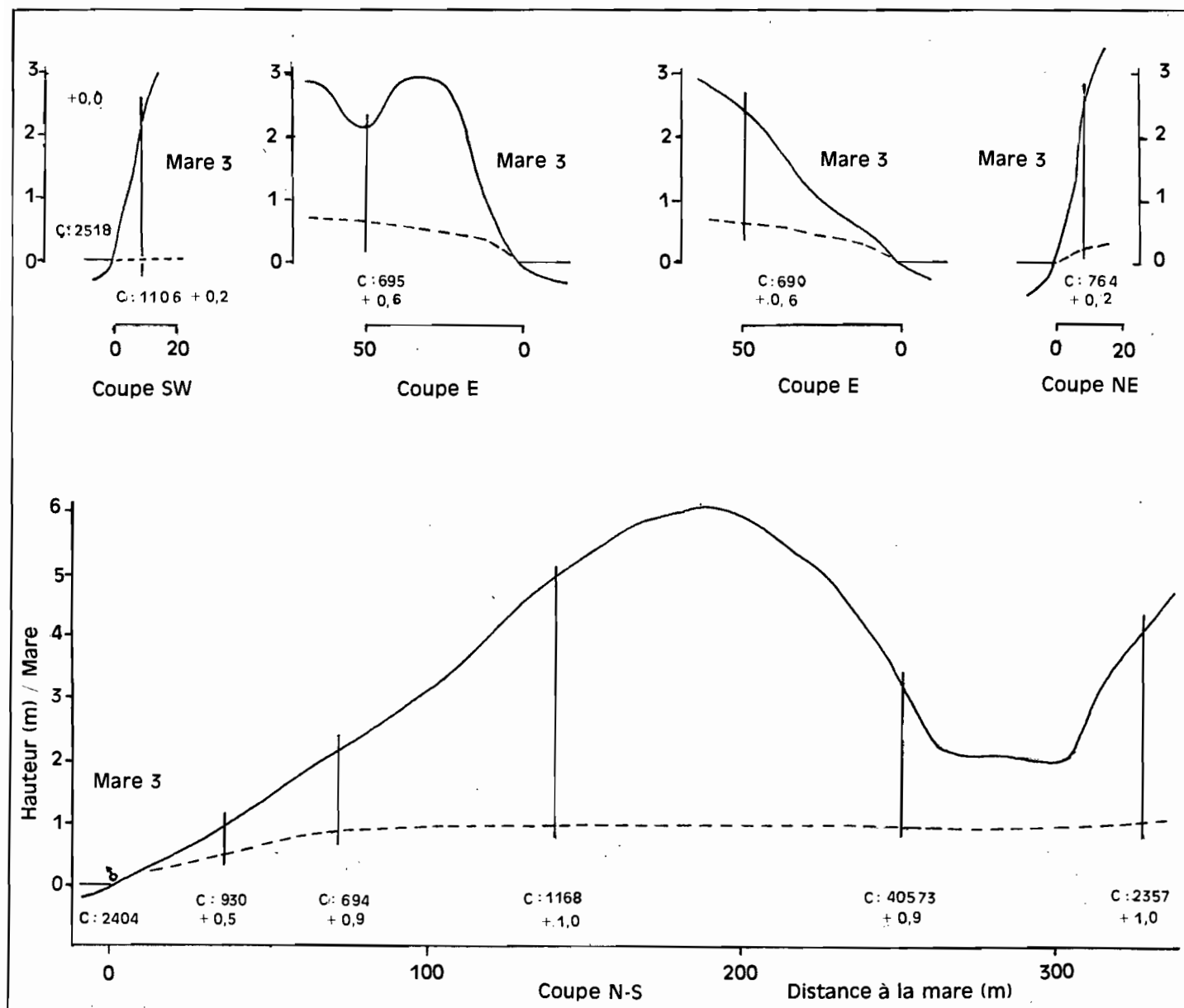


Fig. 126 c : Profil piézométrique, conductivités ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C), compositions isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs SMOW), de la nappe phréatique autour de la mare 3 de Daguil, en janvier 1969.

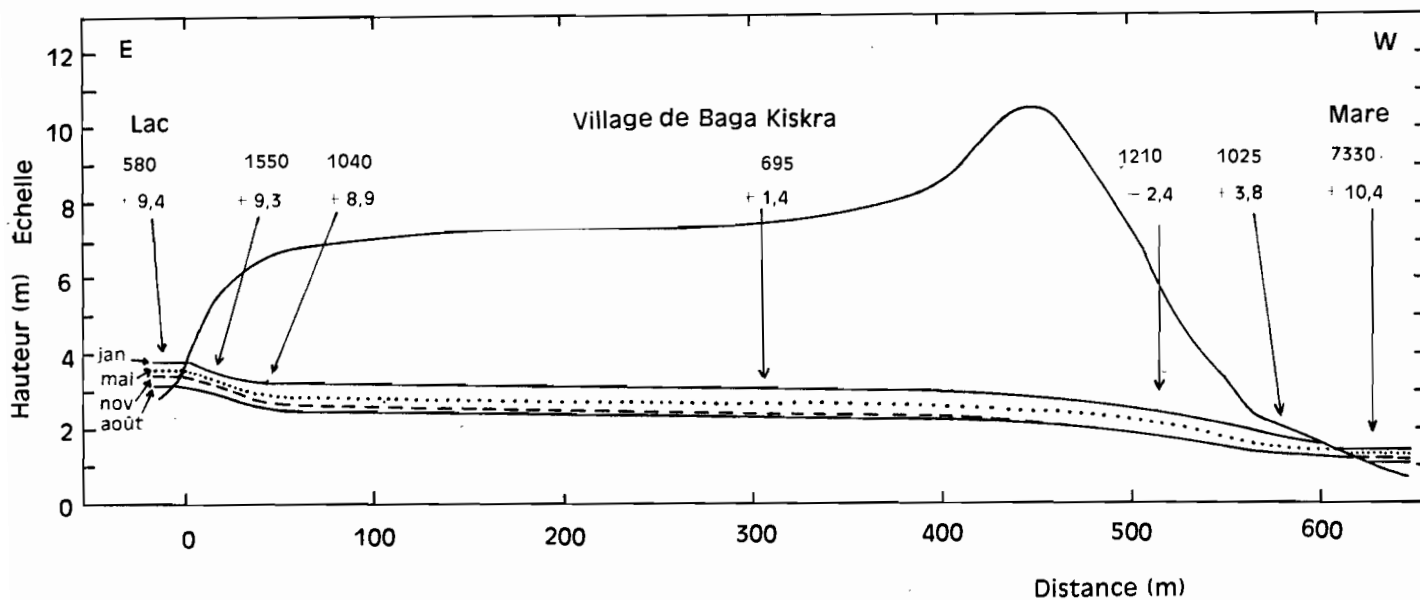


Fig. 127 : Profil piézométrique de la nappe littorale à Baga Kiskra en 1969. Les conductivités, en $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C , et les compositions isotopiques, $\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs SMOW, indiquées ont été mesurées en novembre 1969 (voir tableau XXXX).

Comme dans les dunes de Tao (No, fig. 108 b), Lia (Tchingam, fig. 109 b) et Matafo (Bol Guini, fig. 124), sur quelques centaines de mètres, les teneurs en isotopes lourds tendent à diminuer lorsqu'on s'éloigne du lac. Cette évolution indique de la même façon une participation, plus ou moins importante selon les sites, des eaux pluviales à l'alimentation de la nappe.

A Daguil, le seuil qui sépare les mares 2 et 3, est alimenté latéralement par la nappe dunaire de faible composition isotopique ($-4,8\text{‰}$). La mare 3 de Daguil draine des eaux dont la composition varie selon les points de 0 à $+1\text{‰}$. Ces eaux représentent un mélange d'eaux lacustres et météoriques. Ces premières ont dû s'infiltrer dans la dune avant le retrait du lac, lorsque le gradient piézométrique était orienté vers l'intérieur des terres. Après l'isolement de la mare, le gradient s'est inversé et les eaux lacustres infiltrées, mélangées aux eaux météoriques, reviennent vers le bras asséché.

Les sources de la mare 4 ont des compositions de $-5,5\text{‰}$. Ces eaux s'évaporent dans la mare où elles atteignent des valeurs de $+14$ à $+17\text{‰}$. L'assèchement permet le dépôt d'efflorescence de trona par remontées capillaires et évaporation de la nappe sursaturées des argiles qui comblent le fond de la cuvette interdunaire.

6.6. BAGA SOLA

Des pompes à bras sont implantées dans le village de Baga Sola dans des conditions analogues à celles de Bol. Les pompes 1, 2, 3, 4 sont respectivement distantes de 15, 70, 250 et 300 m de la rive du lac, à l'extrémité du bras côtier.

Les compositions isotopiques des eaux souterraines (tableau XLV) tendent à diminuer de $+6,6$ à $+3,1\text{‰}$, à partir du lac où les valeurs oscillent entre $+5$ et $+8\text{‰}$. Ce schéma est donc analogue à celui qui a été discuté aux paragraphes précédents mais les teneurs en isotopes lourds demeurent relativement élevées : les eaux du lac restent majoritaires au fur et à mesure que se produit le mélange avec les eaux d'origine météorique. Il faut y voir la conséquence d'un drainage important de la nappe dunaire, en regard de ses faibles dimensions (largeur de la dune : 600 à 1 000 m), à la fois par le polder de Baga Sola et de Broumbia. Le lac est ici plus sollicité par la nappe qu'en certains

sites où les réserves souterraines et la superficie de la dune sont relativement plus importantes.

Les variations temporelles des compositions isotopiques observées au cours d'une année (tableau XLV) apparaissent très faibles et sans rapport avec celles des eaux du lac. Elles sont le plus souvent de l'ordre de grandeur des erreurs de mesures. Ceci permet de souligner, comme pour la nappe de Bol, la lente évolution des réserves qui ne peut être caractérisée au cours d'une année d'observation.

6.7. OUYDE, TATAVEROM

Les eaux souterraines prélevées, en novembre 1969, dans les régions de Ouydé (fig. 128) et Tataverom (fig. 129), présentent des compositions isotopiques comprises entre + 14 et - 3,7 ‰. Les valeurs mesurées pour les eaux de surface varient entre + 13 et + 15 ‰ dans le lac et + 13 et + 17 ‰ dans les mares littorales.

Au village de Tataverom, la diminution des teneurs en isotopes lourds depuis le lac (+ 13 ‰) jusque sous le cordon dunaire (- 3,7 ‰) se réalise conformément à la pente hydraulique, relativement peu prononcée. La partie supérieure de cette nappe est donc d'origine essentiellement météorique. Cette répartition des eaux souterraines est la même que celles qui ont été observées dans les rives sud du Kanem. Par contre, la nappe qui est drainée par le bras asséché situé en arrière du cordon littoral est principalement d'origine lacustre ($\delta^{18}\text{O} = + 14 \text{ à } + 5 \text{ ‰}$). Ces eaux, infiltrées dans les dunes au cours des hauts niveaux du lac (en particulier en 1962-1963) sont restituées à nouveau pendant les périodes d'étiages dans les bras asséchés.

Il en est de même dans la région de Ouydé où nous n'avons repéré que des compositions supérieures à + 7 ‰ sur une bande de 5 km au-delà des rives actuelles du lac. A Ouydé, ainsi qu'à Wal Wal, soit sensiblement au niveau de la gouttière piézométrique, l'existence des eaux météoriques dans la nappe est révélée par des valeurs plus basses (- 2,3 et - 4,5 ‰). A Ouydé, ces eaux proviennent de l'ancien cordon dunaire représenté par une dune très élevée. Leur passage au pied de la dune, dans les argiles très natronées d'un ouadi leur confère une salure très élevée (50 000 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$).

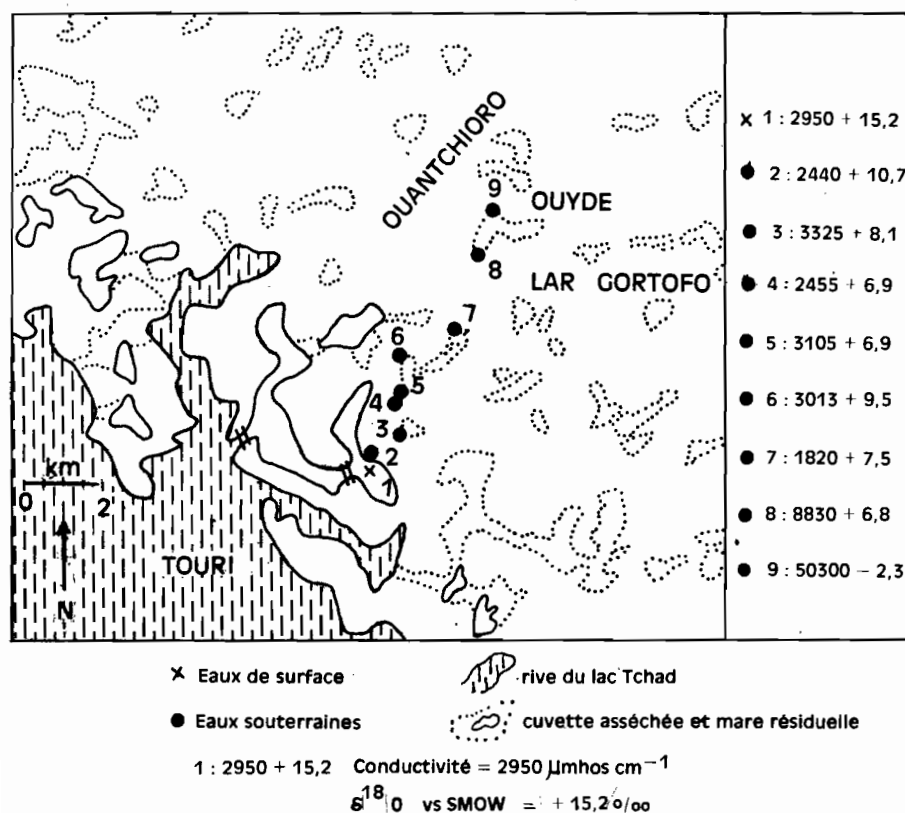


Fig. 128 : Conductivités et compositions isotopiques de l'oxygène de la nappe phréatique en bordure du lac Tchad dans la région de Ouydé, en novembre 1969.

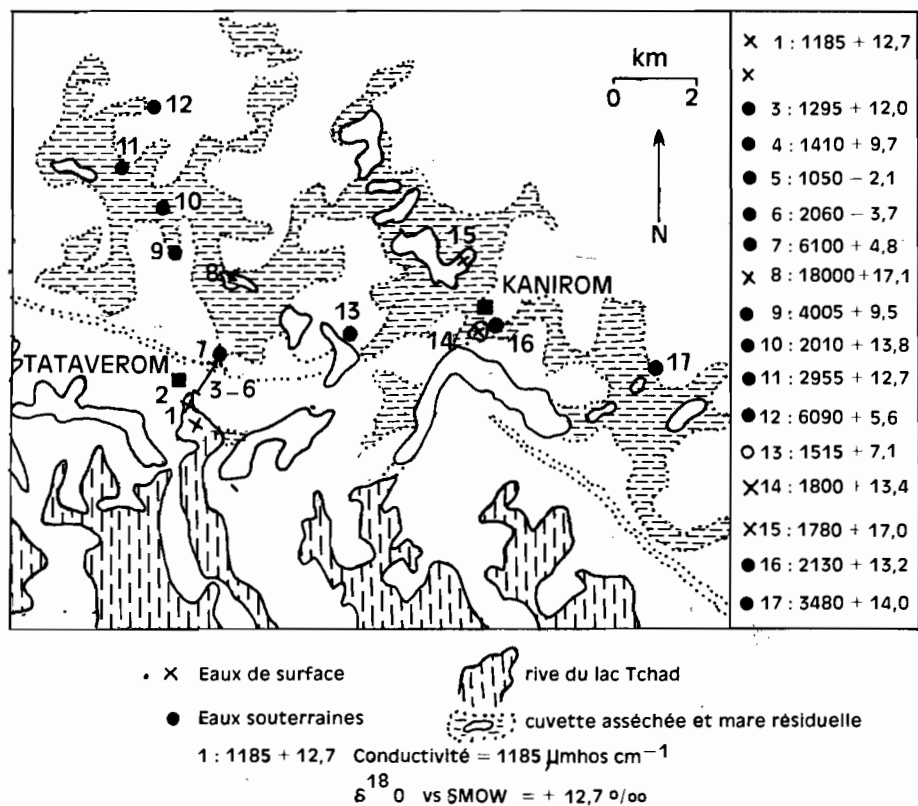


Fig. 129 : Conductivités et compositions isotopiques de l'oxygène de la nappe phréatique en bordure du lac Tchad dans la région de Tataverom, en novembre 1969.

6.8. RIVES MERIDIONALES : REGIONS D'HADJER EL HAMIS ET DE MEINARI

A Hadjer el Hamis (fig. 130), les eaux contenues dans une bande côtière de 150 m de large ont, en novembre 1969, des compositions isotopiques (+ 7,6 à + 10,7 ‰) peu différentes de celles du lac. A 350 m de la rive, une valeur de + 4,3 ‰ marque une diminution sensible de la teneur en isotopes lourds et la participation d'eaux météoriques à l'alimentation de la nappe. A Karal, Alkoul et Tourba (fig. 130), les compositions comprises entre + 6,3 et - 1,6 ‰ reflètent également dans les deux premiers mètres de la partie supérieure de la nappe des mélanges d'eaux lacustres et pluviales en proportions variées. Dans cette région, où le gradient piézométrique est accentué, les proportions d'eaux lacustres diminuent lorsqu'on s'éloigne du rivage mais de façon moins marquée que dans le Kanem.

A L'est de Meinari (fig. 131), les compositions isotopiques des eaux échantillonnées, en novembre 1969, dans les premiers mètres de la partie supérieure de la nappe (+ 2,4 à - 2,1 ‰) sont, comme dans la région d'Hadjer el Hamis, sensiblement analogues à celles du lac (0 à + 2 ‰). Elles se rapprochent également de celles de l'El Beid (- 1,5 à + 7,0 ‰). Il semble finalement difficile de préciser l'origine des eaux de la nappe qui peut être alimentée à la fois par les infiltrations du lac, par les inondations de l'El Beid et par les pluies. Il est probable que les trois processus concourent à cette alimentation, insuffisamment toutefois pour atténuer la dépression piézométrique.

La salure des eaux souterraines au sud du 13ème parallèle, généralement comprises entre 1 000 et 5 000 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ sont nettement plus élevées que celles des eaux du lac (100 à 500 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$). Cette minéralisation est vraisemblablement acquise par un lessivage des sels abandonnés dans les cuvettes littorales lors des baisses pluriannuelles de niveau du lac. Ce lessivage par les eaux de pluies, ou par les eaux du lac à la remontée suivante, est le plus souvent possible dans ces régions car le fond de ces cuvettes méridionales est peu déprimé et le niveau piézométrique de la nappe peut s'abaisser nettement en dessous.

7. TENEURS EN TRITIUM DES EAUX DE LA NAPPE PHREATIQUE CÔTIÈRE A TCHINGAM ET A BOL.*

A Tchingam (fig. 109), dans les 20 mètres supérieurs de la nappe phréatique, les teneurs en tritium sont comprises entre 13 ± 2 et 20 ± 3 U.T. (tableau ci-dessous). Une teneur de 38 ± 4 U.T. est observée dans la nappe des argiles craquelées. A une profondeur de 60 m en dessous du niveau piézométrique, 8 ± 2 U.T. caractérisent les eaux de la base de la nappe.

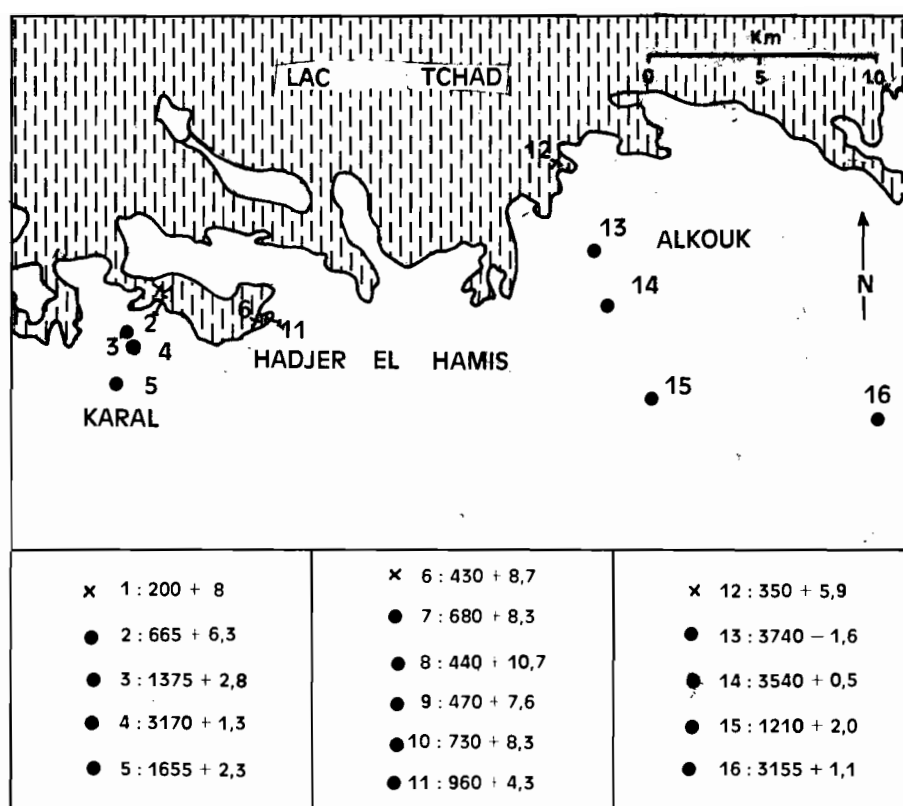
Tchingam									
Piézomètre:	I	II	III	IV	V	VIII	IX	X	
U.T.	8 ± 2	20 ± 3	13 ± 2	15 ± 2	38 ± 4	17 ± 3	19 ± 3	15 ± 2	

A Bol Guini (fig. 124b), au forage de Matafo, dans des conditions de gisement analogues, les eaux de la base de la nappe contiennent $5,3 \pm 0,4$ U.T. (SCHROETER - 1971 -, communication personnelle).

Toutes les eaux sont ainsi contaminées par du tritium libéré par les explosions thermo-nucléaires, mais les proportions apparaissent très faibles.

Il est difficile de connaître les teneurs en ^3H des eaux météoriques ou lacustres au moment de leur infiltration dans l'aquifère, notamment en raison de la forte diminution de ces valeurs depuis 1963. Les résultats mentionnés dans la première partie (paragr. 7.3.2.) et dans la deuxième partie (paragr. 7.4.) permettent cependant de fixer comme limites 1300 et 150 U.T. La proportion nécessaire dans le mélange pour aboutir à des teneurs de 5 à 20 U.T., compte tenu de la désintégration radio-active, est alors de l'ordre de 0,5 à 2 % et de 3 à 14 % pour des teneurs originales respectives de 1300 et 150 U.T.

* Les résultats des teneurs en tritium de la nappe phréatique côtière nous sont parvenus alors que l'ouvrage était à la reproduction. Ce paragraphe n'a pu être mis exactement à la place qui lui revient dans la troisième partie.



1 : 200 + 8 Conductivité = 200 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$ $\delta^{18}\text{O}$ vs SMOW = + 8 ‰

Fig. 130 a : Conductivités ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25° C) et compositions isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs SMOW) des eaux en bordure du lac Tchad dans la région d'Hadjer el Hamis, en novembre 1969.

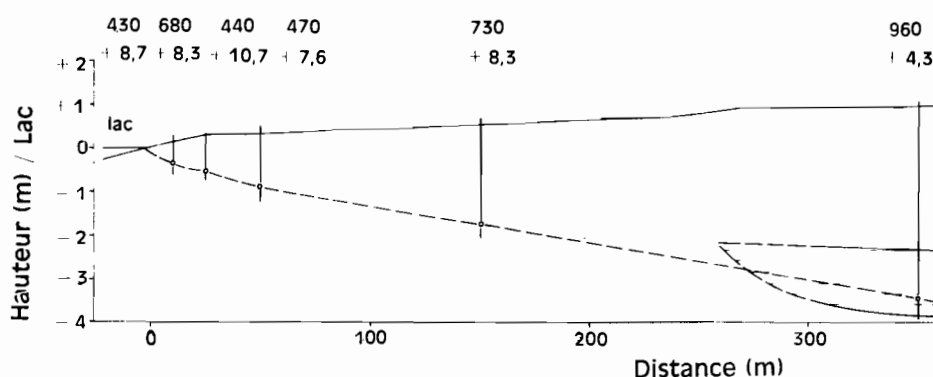
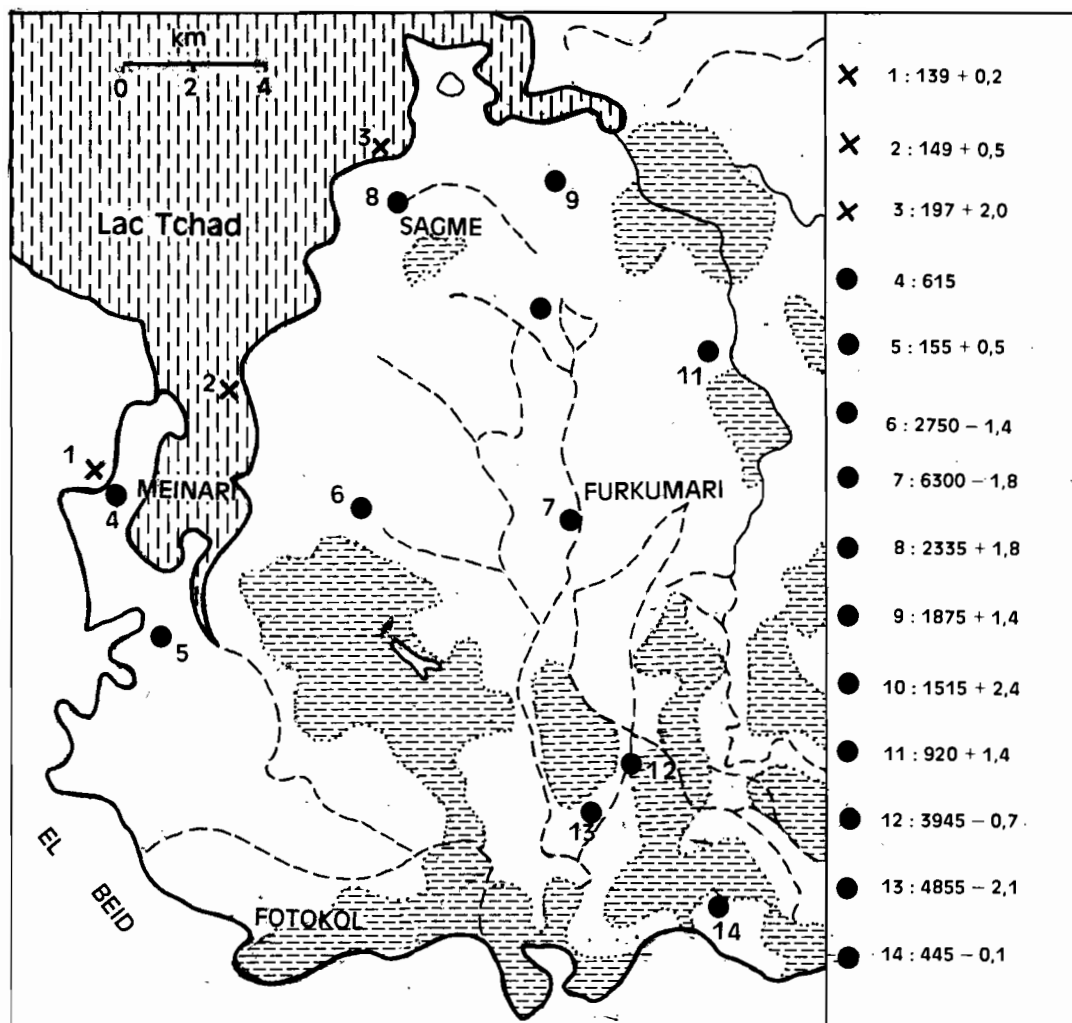


Fig. 130 b : Profil piézométrique, conductivités ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25° C) compositions isotopiques ($\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs SMOW) de la nappe littorale à l'extrémité du bras d'Hadjer el Hamis, en novembre 1969.



X Eaux de surface

● Eaux souterraines

drain inondable

Zone inondable par les pluies et l'El Beid

1 : 139 + 0,2 Conductivité = 139 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$

$\delta^{18}\text{O}$ vs SMOW = + 0,2 ‰

Fig. 131 : Conductivité ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25° C) et composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs SMOW) des eaux en bordure du lac Tchad dans la région de Meinari au Cameroun, en novembre 1969.

Par ailleurs, on peut voir que le mélange de 14 % d'eaux météoriques, de compositions isotopiques $\delta^{18}\text{O} = -5,0\text{‰}$, avec les eaux de la nappe profonde, de composition $\delta^{18}\text{O} = -2,0\text{‰}$, n'aurait qu'un effet mineur sur la valeur finale qui passerait à $-2,5\text{‰}$.

Ces résultats concordent avec les conclusions auxquelles nous sommes arrivés en considérant les variations des teneurs en oxygène 18 et en sels dissous, notamment sur le mélange des eaux de pluie infiltrées avec une nappe ancienne.

Aux pompes 1, 2 et 3 de Bol (fig. 124a), les eaux de la partie supérieure de la nappe ont des concentrations en tritium respectives de 97 ± 8 U.T., 132 ± 9 U.T., 25 ± 3 U.T.

Les eaux de la pompe 3 sont justiciables de remarques semblables à celles que nous venons de faire sur les eaux de la partie supérieure de la nappe à Tchingam. Par contre, l'âge moyen des deux premières ne saurait dépasser quelques années. Il convient alors de souligner qu'une teneur de 132 ± 9 U.T. va de pair avec une composition isotopique de l'oxygène de $-4,2\text{‰}$ et confirme la composition finale des eaux météoriques récemment infiltrées dans la dune (-4 à -5‰).

8. A N N E X E S
- o - o - o -

(TABLEAUX XXXVII à XLVI)

Tableau XXXVII

Conductivité ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25 °C) et composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O}$ ‰ vs SMOW) (dernière ligne) des eaux de la partie supérieure de la nappe phréatique en bordure de la rive du lac Tchad à l'extrémité du bras de Ndjowa (fig. 124)

Date	Distance au lac (m)								
	Lac	1	15	25	65	200	300	Mare	Source
									540
28- 1-1969	350	-	-	-	760	570	1 575	38 000	950
24- 4-1969	390	660	-	510	645	595	1 520	46 000	-
13- 8-1969	410	765	-	715	760	570	1 605	59 000	-
5-11-1969	445	840	730	-	710	670	1 510	56 000	345
	+ 9,2	+ 8,7	+ 9,8	-	+ 9,4	+ 8,5	+ 6,6	+ 17,0	+ 5,4

Tableau XXXVIII

Conductivité ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25 °C) et composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ vs SMOW) (dernière ligne) des eaux de la partie supérieure de la nappe phréatique en bordure de la rive du lac Tchad à l'extrémité du bras de Daguil (fig. 125 a)

Date	Distance au lac (m)											
	Lac	1	5	10	18	23	29	33	40	45	55	97
26- 1-1969	390	-	-	-	540	550	560	555	745	610	830	1 225
3- 5-1969	425	-	-	550	-	500	-	-	655	-	870	1 070
10- 8-1969	480	545	530	550	-	615	-	-	800	-	820	1 050
6-11-1969	455	-	-	605	715	-	-	-	830	-	1 140	1 385
	+ 3,9	-	-	+ 8,7	+ 10,6	-	-	-	+ 9,6	-	+ 8,5	+ 5,0

Tableau XXXIX

Conductivité ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25 °C) et composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ vs SMOW) (dernière ligne) des eaux de la partie supérieure de la nappe phréatique dans le seuil sableux séparant les mares 2 et 3 de Daguil (fig. 125 b)

Date	Distance à la mare 3 (m)				
	Mare 3	30	200	370	Mare 2 400
3- 5-1969	2 830	740	955	840	1 040
11- 8-1969	3 335	700	980	740	1 115
5-11-1969	3 810	850	1 060	850	1 205
	+ 10,7	+ 8,0	- 4,8	+ 7,8	+ 12,9

Tableau XXXX

Conductivité ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25 °C) et composition isotopique de l'oxygène ($\delta^{18}\text{O} \text{ ‰}$ sv SMOW) (dernière ligne) des eaux de la partie supérieure de la nappe phréatique en bordure de la rive du lac Tchad à Baga Kiskra (fig. 126)

Date	Distance au lac (m)								
	Lac	15	40	150	300	510	540	570	Mare 600
21- 1-1969	425	1 400	1 355	700	885	1 270	1 195	1 325	3 715
4- 5-1969	470	970	1 335	-	775	1 050	-	1 180	5 000
8- 8-1969	555	1 570	1 490	-	635	1 140	-	1 005	5 640
6-11-1969	580	1 550	1 040	-	695	1 210	-	1 025	7 330
	+ 9,4	+ 9,3	+ 8,9	-	+ 1,4	- 2,4	-	+ 3,8	+ 10,4

Tableau XLI : Profondeur du niveau piézométrique (m), température t ($^{\circ}\text{C}$), conductivité électrique C ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C), composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ (%vs SMOW) des eaux de la partie supérieure de la nappe phréatique du Kanem à Dolon.

DOLON

Date	Profondeur du niveau piézo	$t^{\circ}\text{C}$	C	^{18}O
22- 7-67		27,4	1038	- 3,5
20- 9-67	2,3		3380	- 4,1
23-11-67	2,4	23,9	1170	- 3,9
8- 3-68	2,5	29,2	870	- 2,0
23- 9-68	3,1	28,2	2674	- 4,0
3-10-68	2,4	28,0	1391	- 4,3
25-11-68	2,5	26,9	1205	- 4,2
16-12-68	2,3	22,3	1409	- 3,5
20- 1-69	3,2	28,4	1238	- 3,0
24- 2-69	2,4	25,9	1139	- 4,2
29- 3-69	3,1	29,4	1047	- 4,0
6- 5-69	-	-	1031	- 4,1
27- 5-69	3,4	29,9	1136	- 4,2
26- 6-69	-	-	1096	- 4,1
8- 8-69	2,5	29,3	1037	- 4,0
8- 9-69	2,7	28,8	2821	- 3,9
3-11-69	2,6	28,6	1052	- 4,4
Moyenne	2,7	27,6	1455	- 3,9

Tableau XLI.bis : Profondeur du niveau piézométrique (m), température t ($^{\circ}\text{C}$), conductivité électrique C ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C) composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ (‰vs SMOW) des eaux de la partie supérieure de la nappe phréatique du Kanem à Ngouri et Nié.

NGOURI

Date	Profondeur du niveau piézo	$t^{\circ}\text{C}$	C	^{18}O
5-11-68	4,1	30,9	1000	- 4,2
25-11-68	4,1	29,3	862	- 4,3
16-12-68	4,2	29,5	855	- 3,3
1- 3-69	4,2	30,8	1000	- 2,5
29- 3-69	4,3	30,3	755	- 4,2
6- 5-69	4,3	30,7	774	-
27- 5-69	-	30,2	862	- 4,9
26- 6-69	-	-	671	- 4,2
8- 8-69	4,6	30,4	910	- 4,3
8- 9-69	4,1	29,3	1396	- 4,5
3-11-69	4,2	29,8	1057	- 4,5
Moyenne	4,2	30,1	920	- 4,1

NIE

Date	Profondeur du niveau piézo	$t^{\circ}\text{C}$	C	^{18}O
17- 5-67	2,5	-	133	- 4,2
22- 7-67	2,0	30,5	135	- 3,9
21- 9-67	2,1	28,8	119	- 3,3
23-11-67	2,2	24,8	110	- 5,0
Moyenne	2,2	28,0	124	- 4,1

Tableau XXXXII : Température t (°C), conductivité électrique C (umhos cm⁻¹ à 25° C), composition isotopique de l'oxygène ¹⁸O (‰vs SMOW) des eaux de la nappe côtière prélevées aux pompes d'alimentation du village de Bol.

Date	Pompe 1			Pompe 2			Pompe 3		
	t°C	C	¹⁸ O	t°C	C	¹⁸ O	t°C	C	¹⁸ O
27- 9-68	-	-	-	-	-	-	-	2190	- 2,0
4-11-68	-	-	-	-	-	-	30,6	2170	- 1,1
26-11-68	-	-	-	-	-	-	30,0	2180	- 2,4
12-12-68	-	-	-	-	-	- 4,1	-	-	-
18-12-68	30,1	895	-	30,4	1015	-	32,1	2180	- 1,5
24- 1-69	30,0	988	- 0,7	30,0	1090	-	30,9	2200	- 2,0
27- 2-69	31,0	1045	- 0,7	30,6	1125	- 4,2	31,0	2260	- 2,1
26- 3-69	31,5	995	- 0,5	29,2	1050	- 3,1	31,8	2190	-
22- 4-69	30,6	1025	- 0,4	30,4	1060	- 4,1	29,9	2140	- 2,0
28- 5-69	31,1	1050	- 0,3	30,3	1095	- 4,4	31,2	2170	- 2,6
23- 6-69	31,0	1065	- 0,4	30,5	1115	- 4,5	31,2	2170	- 1,5
9- 8-69	31,1	1060	- 0,1	30,9	1110	- 4,5	-	-	-
8- 9-69	31,0	1050	- 0,1	30,7	1115	- 4,3	31,3	2110	- 3,2
27- 9-69	31,0	1075	-	30,7	1140	-	30,9	2180	-
2-10-69	30,4	-	0,0	30,4	-	- 4,0	31,0	-	- 2,3
16-10-69	30,6	985	- 0,4	30,5	1015	- 4,1	31,1	2135	- 2,7
4-11-69	30,8	1075	- 0,3	30,9	1040	- 4,4	30,6	2180	- 2,5
1-12-69	-	-	- 0,3	-	-	- 4,3	-	-	- 2,6
1- 1-70	-	-	- 0,5	-	1045	- 4,6	-	1865	- 1,6
1- 2-70	30,2	1010	- 0,7	-	-	- 4,0	-	-	- 2,5
1- 3-70	30,1	1025	- 0,4	30,2	1200	- 3,8	30,0	2085	- 2,5
1- 4-70	30,0	1050	- 0,6	30,1	1185	- 4,0	-	-	-
Moyenne	30,7	1030	- 0,4	30,4	1100	- 4,2	31,0	2150	- 2,2

Tableau XLIII : Profondeur du niveau piézométrique (m), température t ($^{\circ}\text{C}$), conductivité électrique C ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C), composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ (%vs SMOW) des eaux de la nappe phréatique en bordure du polder de Bol Guini à Metafo.

Date	Profondeur du niveau piézo.	$t^{\circ}\text{C}$	C	^{18}O
21-10-66	1,20	26,8	209	- 5,0
25- 7-67	-	32,1	136	- 5,1
23- 9-67	1,40	26,5	136	- 5,1
26-11-67	1,40	26,5	139	- 5,6
16- 3-68	-	-	-	- 5,2
25- 9-68	1,55	31,0	134	- 5,2
2-11-68	1,53	30,0	134	- 5,0
26-11-68	1,64	30,5	132	- 5,2
18-12-68	1,55	30,3	142	-
29- 1-69	1,55	29,6	142	- 4,7
26- 2-69	1,58	31,0	153	- 5,3
27- 3-69	1,61	31,2	142	- 4,4
23- 4-69	-	30,2	153	- 4,2
28- 5-69	1,85	31,2	152	- 5,2
23- 6-69	1,70	-	156	- 4,7
9- 8-69	1,70	21,0	145	- 4,7
9- 9-69	1,74	-	143	- 5,9
17-10-69	-	31,4	153	- 5,3
4-11-69	1,80	-	151	- 5,1
10-11-69	-	-	-	- 5,2
28-12-69	-	-	-	- 5,4
Moyenne	1,60	30,0	147	- 5,1

Tableau XLIV : Température t (°C), conductivité électrique C ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25° C), composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ (% vs SMOW) des eaux de la partie supérieure de la nappe phréatique de l'île de Bol Bérin, dans le puits de l'aéroport.

Date	t°C	C	$\delta^{18}\text{O}$
18-10-69	-	2050	- 4,2
4-11-69	29,7	2100	- 4,3
29-12-69	-	1800	- 4,0
17- 3-70	30,0	1870	- 4,5
Moyenne	29,9	1955	- 4,3

Tableau XLV : Profondeur du niveau piézométrique (m), température t ($^{\circ}\text{C}$), conductivité électrique C ($\mu\text{mhos cm}^{-1}$ à 25°C), composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ ($\%$ vs SMOW) des eaux d'une source sur la bordure sud de la mare de Daguil 4.

Date	Profondeur du niveau piézo.	$t^{\circ}\text{C}$	C	^{18}O
21- 5-67	0	-	378	- 5,8
27- 7-67	0	29,9	336	- 6,8
27-11-68	0	25,8	-	- 5,3
11-12-68	0,10	26,0	489	- 5,3
23- 1-69	0,30	26,4	252	-
26- 2-69	0,41	-	358	- 5,4
27- 3-69	0,58	28,5	398	- 4,9
3- 5-69	0,61	27,5	415	- 5,2
30- 5-69	0,64	28,3	360	- 5,3
22- 6-69	0,65	-	360	- 5,3
12- 8-69	0,70	-	315	- 5,3
9- 9-69	0,64	31,8	322	- 5,4
5-11-69	0,65	-	263	- 5,4
Moyenne	-	28,0	352	- 5,5

Tableau XLVI : Température t (°C), conductivité électrique C (µmhos cm⁻¹ à 25° C), composition isotopique de l'oxygène $\delta^{18}\text{O}$ (‰ vs SMOW) des eaux de la nappe côtière prélevées aux pompes d'alimentation du village de Baga Sola.

Date	Pompe 1			Pompe 2			Pompe 3			Pompe 4		
	t°C	C	$\delta^{18}\text{O}$	t°C	C	$\delta^{18}\text{O}$	t°C	C	$\delta^{18}\text{O}$	t°C	C	$\delta^{18}\text{O}$
21- 5-67	-	246	+6,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-
5- 8-67	26,8	267	+6,4	-	-	-	-	-	-	-	-	-
26- 9-67	27,9	353	+6,8	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1-12-67	27,8	280	+7,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
12-12-67	28,2	275	+7,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-
26- 9-68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1020	+4,0
2-11-68	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	1005	+4,1
27-11-68	-	-	-	27,3	330	-	-	-	-	28,9	970	+4,1
17-12-68	-	-	-	-	348	+6,2	29,8	1120	-	29,5	970	+4,3
22- 1-69	-	-	-	27,2	358	-	29,6	1300	-	29,8	1025	-
26- 2-69	-	-	-	26,1	369	+5,5	29,1	1360	+3,0	29,3	1025	+4,0
26- 3-69	-	-	-	-	374	+5,4	-	-	-	30,0	960	+4,1
26- 4-69	-	-	-	28,8	368	+5,9	29,2	1185	+3,9	30,0	940	+3,0
30- 5-69	-	-	-	26,3	361	+5,4	29,8	1285	+2,8	29,9	930	+4,2
22- 6-69	-	-	-	-	360	+5,2	-	1335	+2,9	-	940	+4,6
10- 8-69	-	-	+6,1	28,0	360	+6,1	30,1	1270	+2,8	-	-	-
9- 9-69	-	-	-	28,0	358	+6,0	-	-	-	30,0	965	+3,5
18-10-69	-	-	-	-	352	+6,0	-	1230	+3,1	-	935	+3,2
6-11-69	-	-	-	-	351	+6,3	-	1330	+3,1	-	-	-
1-12-69	-	-	-	-	-	-	-	1195	+2,9	-	-	-
29-12-69	-	-	-	-	323	+6,3	-	1160	+3,2	-	-	-
Moyenne	27,7	285	+6,6	27,9	355	+5,9	29,6	1250	+3,1	29,7	975	+3,9

CONCLUSION

=====

Les tributaires du lac Tchad, le lac lui-même et la nappe phréatique associée représentent un système hydrologique d'environ 800 000 km², sans exutoire vers l'océan, sous réserve de déversements saisonniers très faibles dans le bassin du Niger. A la pente topographique se superpose un gradient climatique très accentué, si bien que l'écoulement des eaux, l'altération, le transport et la sédimentation des matières dissoutes et en suspension se réalisent depuis les zones à climat tropical de transition (pluies 1500mm évaporation : 1 100 mm/an) jusqu'aux zones à climat subdésertique (pluies : 200 mm/an, évaporation 2 150 mm/an). Le lac Tchad, d'une superficie de 20 000 km² et ses cuvettes littorales constituent les zones d'aboutissement actuel des particules. L'absence d'émissaire superficiel et des faibles profondeurs (2 à 4 m en moyenne) sont les caractéristiques morphologiques essentielles de ce lac eu égard à une évaporation de 2 150 mm/an et des précipitations de 325 mm/an. La moitié sud reçoit 95 % des apports liquides, assurés à 80 % par le Chari en six mois. Le coefficient de renouvellement annuel des eaux est de 70 %.

Ainsi l'évaporation intense des eaux au cours de leur écoulement dans le réseau hydrographique parfois dégradé et dans le lac peu profond détermine une évolution spatio-temporelle très accentuée des teneurs en sels et en isotopes et favorise le traçage naturel des eaux dans l'ensemble du système hydrologique. Sur la base d'une caractérisation physico-chimique des eaux (ions majeurs, silice, isotopes de l'oxygène), de 1966 à 1970, un tel traçage naturel a pu être utilisé pour résoudre plusieurs problèmes auxquels ne s'appliquent pas les méthodes hydrométriques classiques :

- la détermination des mouvements des eaux dans l'ensemble du lac et un essai d'estimation de l'âge des eaux,
- l'évaluation des pertes respectives du lac par infiltration et évaporation, pertes que ne peut pas séparer le bilan hydrologique. Ceci a conduit auparavant à estimer les quantités de sels actuellement déposées avec les sédiments dans le fond du lac et évacuées vers la nappe phréatique associée au lac. Ces bilans hydriques et salins, les évolutions spatio-temporelles des salures, les données biochimiques et géochimiques disponibles ont en outre fourni les éléments de discussion sur les phénomènes qui amènent les ions et la silice à participer à la sédimentation lacustre et sur l'étonnante régulation saline du lac,
- l'étude des rapports entre le lac et la nappe phréatique.

Le mode de régulation saline du lac et l'origine des eaux et des sels dans la nappe fournissent en outre des éléments de discussion sur le devenir des sels déversés dans les basses régions de la cuvette depuis des millénaires et sur l'existence éventuelle d'exutoire vers l'océan au cours du Quaternaire.

1. MOUVEMENTS DES EAUX DANS LE LAC TCHAD.

1.1. Principe du traçage hydrochimique du mouvement des eaux dans le lac.

L'évaporation intense des eaux crée une différenciation spatiale très forte des teneurs globales en ions dissous. Ces différentes salures marquent les eaux et sont utilisées comme autant de traceurs qualitatifs individuels pour suivre le déplacement de celles-ci dans l'espace pendant la période de deux mois séparant le relevé des cartes successives de salure. Afin de repérer l'eau à l'issue de la période considérée, la variation des teneurs globales en cations rp^+ , provoquée par l'évaporation E et les pluies P , est estimée, selon l'époque de l'année, en fonction de la profondeur moyenne H des diverses régions, au moyen de l'un des deux modèles suivants :

$$rp_2^+ = rp_1^+ \exp \frac{E - P}{H} \quad \text{ou} \quad rp_2^+ = rp_1^+ \frac{H}{H - (E - P)}$$

Pour chaque période d'observation, les quantités et les qualités des eaux d'alimentation permettent également une délimitation de celles-ci dans la partie méridionale.

Les variations journalières ou hebdomadaires aux stations fixes précisent, selon un principe analogue d'évaluation du taux de concentration, la chronologie des phénomènes déduits des cartes de salures.

En général, on ne peut tenir compte pour cette étude du mouvement des eaux ni des mélanges, ni des pertes spécifiques en ions. Celles-ci peuvent être négligées car l'effet de l'évaporation, pendant un court intervalle de temps, reste prédominant sur la variation de salure globale. Par ailleurs, le traçage isotopique naturel permet de vérifier que le déplacement des eaux est peu différent de celui des ions en solution.

1.2. Dynamique des eaux dans le lac.

1.2.1. Dans la zone nord, deux grands types saisonniers de circulation se relaient (fig. 96) :

A. De juin à septembre, un courant de décharge assure environ 40 % de l'alimentation annuelle de la partie septentrionale, par la Grande Barrière.

Si à partir d'août, les débits élevés du Chari sont la cause principale du mouvement, ils ne semblent par contre pouvoir être à eux seuls responsables de son déclenchement au début de juin, bien que celui-ci coïncide avec le début de la crue annuelle du tributaire. La disparition totale des vents de NE et une différence entre le sud et le nord du terme "évaporation moins précipitation", accentuée en début de saison des pluies, paraissent en être les causes principales.

Perceptible depuis le delta du Chari, le courant prend toute son ampleur dans la Grande Barrière où, à des vitesses comprises entre 0,4 et 1,1 km/jour, il diverge dans la partie septentrionale. Le courant se divise en deux sur le delta de la Komadougou, pour se diriger vers le S et le N, en bordure des rives occidentales. Après juillet, le courant s'élargit dans les Eaux-libres méridionales, où les vitesses sont de 0,8 à 0,9 km/jour, et dans la Grande Barrière. Les eaux continuent à progresser en direction de la rive nigériane, sans que puisse être mis en évidence le courant de retour vers le S. Ainsi, de juin à septembre, la masse méridionale (fig. 57b) se reconstitue avec l'arrivée de la crue du Chari et s'étend progressivement dans la Grande Barrière puis les Ilots-bancs du Kanem, bordée par les eaux intermédiaires, dans la Grande Barrière d'abord puis à son pourtour. Les eaux médianes sont alors refoulées essentiellement dans le Bassin nigérian et le long de la rive nigériane. La masse septentrionale est située plus à l'est, dans les Ilots-bancs et l'Archipel nord.

B. Au début d'octobre, on assiste à une inversion du mode de circulation (fig. 96). D'octobre à février, déviées par les vents de NE, les eaux méridionales pénètrent dans la partie septentrionale, le long de la rive nigériane, à des vitesses de 0,7 à 1 km/jour. Elles refoulent et diluent partiellement les eaux intermédiaires et médianes préexistantes puis évoluent sur place dès février en masse médiane. Moins de 60 % de l'alimentation annuelle de la moitié nord est assurée d'octobre à février. La disparition des vents de SW, au début d'octobre, permet le changement de circulation que les débits du Chari, ^{qui} atteignent en octobre et novembre leurs valeurs maximales, tendent à imposer. Le courant diverge au niveau de la Komadougou, entraînant les eaux intermédiaires et médianes vers les Ilots-bancs du Niger et surtout l'Archipel du Kanem et la Grande Barrière, selon un mouvement circulaire orienté dans le sens des aiguilles d'une montre. Dans cette région, les eaux intermédiaires, venues du nord, convergent et se mélangent par turbulence avec les eaux méridionales principalement originaires du Chari. Elles repartent alors vers le SW alimenter le courant occidental. La pénétration des eaux méridionales dans le Bassin nigérian atteint son intensité maximale en janvier.

En février, ce courant diminue fortement d'intensité et se trouve plaqué contre la rive par les eaux médianes et intermédiaires venues du NE qui contribuent largement à son alimentation à l'ouest de Baga Kawa.

En mars et avril, on perçoit, très ralenti, le même mouvement circulaire dont le centre s'est déplacé vers le N. Le courant occidental semble encore persister faiblement en avril, mais la tendance prédominante est à une homogénéisation, sans déplacement orienté de grande ampleur. Le mouvement le plus marqué a lieu dans la Grande Barrière, où les eaux, poussées par les vents de NE, se dirigent vers le S et atteignent la zone sud-ouest. La superficie des eaux méridionales diminue ainsi progressivement au profit de la masse intermédiaire. En mai, l'homogénéisation générale continue.

1.2.2. Dans la zone sud-est, en juillet, la circulation des eaux sud-orientales tend à se réaliser essentiellement en direction de l'W, tandis qu'un mouvement circulaire de faible importance s'observe dans l'Archipel au large de Baga Sola (fig. 96). Cependant, la progression des eaux en direction du Kanem semble permanente et atteint son intensité maximale de septembre à février, avec l'accroissement considérable de la masse méridionale alimentée par la crue du Chari (fig. 57b). Cette circulation décroît ensuite jusqu'en juillet ou en août, alors que les eaux méridionales évoluent en masse sud-orientale.

1.2.3. La zone sud-ouest est envahie par la masse méridionale, directement constituée par les eaux du Chari et de la Serbéouel, probablement à la fin d'octobre, lorsque cesse la poussée des vents de SW. Elle y remplace la masse sud-occidentale, qui date de la crue précédente, en la refoulant le long de la rive nigériane avec les eaux alors débitées par l'El Beid. Ces eaux sud-occidentales se dirigent ainsi vers le N où elles contribuent à l'alimentation du courant occidental.

A partir de mars, les eaux intermédiaires venues de la Grande Barrière se mélangent avec les précédentes, alors qu'un faible contre-courant continue à refluer vers le N le long de la rive. D'avril à octobre, les mouvements paraissent ensuite très faibles et les eaux évoluent dans l'ensemble du Golfe de Meinari en masse sud-occidentale.

1.3. Représentativité interannuelle du mode de circulation.

Pour un niveau compris entre 284,5 m et 281,0 m, correspondant à environ 85 situations annuelles au cours du dernier siècle, la représentativité interannuelle du mode de circulation mis en évidence en 1969-1970

paraît démontrer, notamment par la similitude des variations spatio-temporelles, des salures observées depuis 1964. Par ailleurs, le sens et la distribution temporelle des forces responsables des déplacements, ainsi que de nombreux traits morphologiques varient très peu d'une année à l'autre. En revanche, ces forces peuvent varier notablement et peuvent engendrer des circulations de vitasse et d'ampleur différentes selon les années. D'après les caractéristiques hydroclimatiques et morphologiques, les circulations de l'année 1969-1970 semblent représentatives d'une année légèrement inférieure à la normale.

Il va de soi qu'une baisse de niveau prolongée en dessous de 281 m entraîne de telles modifications morphologiques que les mouvements des eaux ne peuvent plus être semblables à ceux que nous avons caractérisés. La Grande Barrière est obstruée et les communications entre les parties sud et nord ne deviennent qu'épisodiquement possibles au large de Baga Kawa. Le mode de circulation doit alors se rapprocher toute l'année de celui qui a été observé d'octobre à février et l'étroitesse de la passe détermine probablement un courant occidental particulièrement rapide.

1.4. Temps moyen de séjour des eaux dans le lac.

Le temps moyen t de séjour des eaux dans le lac Tchad en fonction de leur teneur en sodium Na , ion qui subit les pertes les plus faibles, est compris entre les valeurs données par les deux expressions

$$t_1 = 2,3 \frac{H}{K} \log \frac{Na}{Na_0} \quad \text{et} \quad t_2 = \frac{H}{K} \left(1 - \frac{Na_0}{Na} \right)$$

dans lesquelles Na_0 est la teneur moyenne en sodium des eaux d'alimentation, H la profondeur moyenne des régions parcourues et K la hauteur annuelle du terme évaporation moins pluie.

L'âge moyen du volume d'eau contenu dans le lac est compris entre 2 et 5,5 ans. Les eaux, qui atteignent les rives du Kanem avec des conductivités de $350 \mu\text{mhos cm}^{-1}$ et les rives septentrionales avec des conductivités de $1\,200 \mu\text{mhos cm}^{-1}$, ont un âge respectivement compris entre 2 et 4,5 ans et inférieur à une dizaine d'années.

2. REGULATION SALINE DU LAC TCHAD ET EVALUATION DES PERTES DES EAUX PAR INFILTRATION.

Le bilan salin du lac Tchad permet à la fois de préciser l'aspect de cette régulation saline et d'apporter une réponse au problème.

2.1. Les apports interannuels en eau et en sels au lac Tchad.

Ils sont assurés respectivement pour 84 et 92 % par le Chari, 3 et 7 % par l'El Beïd et moins de 1 % par la Komadougou. Les pluies ne contribuent qu'à 10 % de l'alimentation hydrique. On néglige l'apport en sels par les pluies, ce qui peut entraîner une erreur maximale de 10 % sur les quantités globales d'ions et de 5 % sur celle du sodium.

L'apport hydrique moyen interannuel (1955-1969) est de 50.10^9 m^3 avec des valeurs extrêmes de 30 et 57.10^9 m^3 .

Les salures interannuelles (me/l) de l'ensemble des eaux fluviales déversées dans le lac sont évaluées à :

Ca = 0,200, Mg = 0,141, Na = 0,131, K = 0,043

$\text{CO}_3\text{H} = \text{rp}^+ = 0,515 \text{ me/l}$, $\text{SiO}_2 = 25 \text{ mg/l}$.

Ces valeurs correspondent à une concentration ionique moyenne de 41,8 mg/l et à un apport ionique interannuel (en millions de tonnes) de

Ca = 0,170, Mg = 0,072, Na = 0,127, K = 0,043, $\text{CO}_3\text{H} = 1,33$

Finalement l'apport interannuel de matières par les eaux fluviales est estimé à 6 millions de tonnes se répartissant ainsi :

- 1,8 million de tonnes d'ions,
- 1,1 million de tonnes de silice dissoute,
- 3,0 millions de tonnes de sédiments en suspension (P. CARRE -1972-, valeur provisoire), dont environ la moitié de kaolinite.

L'écart interannuel des salures est inférieur à $\pm 10 \%$ pour les salures globales (période de 12 ans) et à $\pm 5 \%$ pour les salures spécifiques (période de 2 ans). On estime que les apports ioniques annuels ont varié depuis 1933 entre 1,1 et 2,7 millions de tonnes.

2.2. Les aspects de la régulation saline du lac Tchad.

Malgré un apport en sels considérable depuis des millénaires et un coefficient de renouvellement actuel des eaux de 70 % par an, les salures de ce lac sans émissaire de surface demeurent relativement faibles. Elles augmentent depuis le delta du Chari sous l'effet de l'évaporation pour atteindre, en bordure des rives, des valeurs 3 à 30 fois plus élevées que celles des apports. Par ailleurs, les observations effectuées depuis 1957 par l'ORSTOM, et en particulier de 1966 à 1970 par nous-mêmes, confirment les faibles variations temporelles des salures, sans évolution marquée malgré une diminution de moitié du volume du lac.

La teneur globale moyenne en 1969 est évaluée à 3,95 me/l de cations (avec une variation annuelle de $\pm 10\%$) soit 300 mg/l d'ions. Les teneurs ioniques moyennes annuelles (en me/l) pour l'ensemble du lac se répartissent ainsi :

$$\text{Ca} = 1,03, \text{Mg} = 0,96, \text{Na} = 1,60, \text{K} = 0,41, \text{rp}^+ = 3,95,$$

$$\text{CO}_3 + \text{CO}_3\text{H} = 3,9, \text{Cl} = 0,1, \text{SO}_4 = 0, \text{SiO}_2 = 53 \text{ mg/l}.$$

En 1969, ces valeurs correspondent aux tonnages suivants (en milliers de tonnes) :

$$\text{Ca} = 1,15, \text{Mg} = 0,85, \text{Na} = 2,05, \text{K} = 0,89, \text{rp}^+ = 4,75,$$

$$\text{CO}_3 + \text{CO}_3\text{H} = 13, \text{Cl} = 0,15, \text{SO}_4 = 0, \text{SiO}_2 = 1,09.$$

La quantité d'ions dissous se monte ainsi à environ 18 millions de tonnes.

Ces stocks dissous représentent en 1969 différents nombres d'années d'apports :

$$\text{Ca} : 7 \text{ ans}, \text{Mg} : 9 \text{ ans}, \text{Na} : 16 \text{ ans}, \text{K} : 12 \text{ ans},$$

$$\text{CO}_3 + \text{CO}_3\text{H} = \text{rp}^+ : 10 \text{ ans}, \text{SiO}_2 : 3 \text{ ans}.$$

Ces temps de résidence sont très courts et font apparaître une régulation spécifique de chacun des sels. Leur valeur dépende cependant du module interannuel mais surtout du volume du lac, si bien que l'on doit retenir surtout leur ordre relatif.

2.3. Les processus de régulation saline.

La régulation saline des eaux du lac Tchad est assurée par un ensemble complexe de processus physiques, physico-chimiques et biochimiques dont les conséquences respectives sur les salures sont variables en fonction des niveaux du lac et par conséquent de l'échelle de temps prise en considération.

Sans toutefois assurer une élimination irréversible des sels, plusieurs phénomènes physiques tendent à stabiliser la salure lors des variations pluriannuelles du niveau du lac. Ainsi, au cours d'une crue pluriannuelle, la dilution par les apports ainsi que la diminution du taux de concentration par évaporation en raison de l'augmentation de la profondeur, tendent à être compensées par la remise en solution des sels abandonnés à la décrue précédente. Les effets sont respectivement contraires lors d'une baisse pluriannuelle du plan d'eau.

L'abandon superficiel et la remise en solution des sels dans la zone marginale, dans le Kanem notamment, a pour résultante interannuelle un rejet des sels vers l'extérieur, hors du domaine du lac.

La régulation saline permanente est assurée par deux grands types de phénomènes :

- Des phénomènes physico-chimiques et biochimiques et en particulier d'interactions avec l'environnement minéral et organique conduisent à une sédimentation sélective des sels dans le lac.

- Une évacuation non sélective des eaux et des sels se réalise par infiltration à travers le fond et les rives du lac.

2.3.1. Régulation saline biochimique et physico-chimique.

A. Evaluation de la sédimentation des ions et de la silice dans le lac.

Le comportement général des cations dans l'hydrosphère, les phénomènes chimiques qui contribuent à la modification des salures ainsi qu'à la régulation saline, les relations entre le lac et la nappe phréatique, ne permettent guère de concevoir une libération annuelle de sodium dans le lac. Par contre, le temps de résidence de cet élément dans les eaux du lac est le plus élevé. D'autre part, le rapport de sa concentration moyenne dans l'ensemble du lac en mars-avril et en juillet est peu différent de celui que l'on peut estimer en fonction de l'évaporation, des pluies et des profondeurs. On conclut ainsi que la sédimentation du sodium est faible dans le lac et que cet ion peut donc servir de traceur de référence pour estimer, par défaut, la sédimentation et l'évacuation (en solution) des autres ions et de la silice ainsi que (par excès) les pertes en eau par infiltration.

En définissant le sodium comme l'ion x, la perte relative $\frac{S_s}{S'}$ d'un élément subie par une eau depuis son entrée dans le lac s'écrit :

$$\frac{S_s}{S'} = 1 - \frac{S_o^a \times S}{S_x \times S_o^a}$$

S étant la salure de l'eau dans le lac et S_o^a la salure moyenne annuelle de l'apport. La quantité W_s^a d'un élément sédimenté annuellement dans l'ensemble du lac où existe un stock dissous W_l s'exprime par :

$$W_s^a = W_o^a - \frac{W_l}{T_x}$$

T_x étant le temps de résidence du sodium.

La perte relative aux apports est alors :

$$\frac{W_s^a}{W_o^a} = 1 - \frac{W_l}{W_o^a \times T_x}$$

On estime ainsi par rapport aux apports, les quantités sédimentées suivantes :

Ca = 58 %, Mg = 45 %, Na = 0 %, K = 23 %,

$\text{CO}_3 + \text{CO}_3\text{H} = 37 \%$, $\text{SiO}_2 = 83 \%$.

Finalement, au moins 37 % des ions et 83 % de la silice demeurent piégés dans le lac. La sédimentation annuelle (en milliers de tonnes) est alors évaluée à :

Ca = 100, Mg = 33, Na = 0, K = 17, $\text{rp}^+ = 150$,

$\text{CO}_3 + \text{CO}_3\text{H} = 506$, $\text{SiO}_2 = 899$.

B. Les phénomènes physico-chimiques et biochimiques de régulation saline.

La sédimentation des ions et de la silice dans le lac est assurée par des phénomènes biochimiques et physico-chimiques, des transformations et des néoformations de minéraux argileux, et la création permanente d'une forte capacité d'absorption.

L'absorption biologique régularise la salure des eaux du lac en favorisant la sédimentation de la plupart des éléments dissous. La biomasse végétale et animale représente une forte capacité tampon qui à l'échelle annuelle et pluriannuelle tend à stabiliser les stocks dissous. L'absorption annuelle du calcium par les mollusques pour l'élaboration de leur test équivaut à la moitié de la quantité dissoute dans le lac. Les ostracodes augmentent encore cette demande. Cependant, les coquilles sont corrodées après la mort des animaux sur la plus grande superficie du lac, sauf au nord de la latitude de la Komadougou, où du carbonate de calcium peut s'accumuler par suite de l'augmentation locale des pH.

Les sels absorbés par les végétaux (du calcium et du potassium en particulier) restent partiellement liés à la matière organique après la mort de ceux-ci ou sédimentent indépendamment. Nous soulignons ainsi le rôle très important des végétaux aquatiques unicellulaires ou supérieurs dans la sédimentation de la silice (tests de diatomées, phytolites).

Les précipitations de carbonates de calcium (et probablement de magnésium) sont cantonnées dans l'extrême nord du lac et au fond de bras du Golfe d'Iseïrom. Le fer, associé à de la silice et des montmorillonites, précipite sous forme d'ocolithes dans le bassin pérideltaïque.

L'utilisation des sels à des fins biologiques et les précipitations physico-chimiques, n'entraînent pas, en régime hydrologique normal, une évolution pluriannuelle marquée des teneurs ioniques car les modifications sont masquées par les phénomènes d'interaction avec les argiles et

la matière organique. Ceux-ci paraissent contribuer plus efficacement à la sédimentation des ions dans le lac que les phénomènes biologiques liés à la seule matière vivante.

Les proportions différentes des minéraux argileux apportés et sédimentés dans le lac ainsi que l'évolution des salures permettent de concevoir une régulation saline importante par néoformation de montmorillonites (SiO_2 et ions Mg, Fe) et une adsorption permanente et sélective de cations par les argiles néoformées et la matière organique. Une dégradation de la kaolinite paraît difficile à concevoir mais les travaux ultérieurs devront s'attacher à préciser cette hypothèse.

Les quantités d'argiles, susceptibles d'être néoformées à partir des ions et de la silice disponible, paraissent nettement insuffisantes pour adsorber les quantités de cations annuellement perdues par les eaux. Ceci implique que les argiles ne sont pas les seules matières adsorbantes dans le lac. Nous pensons au niveau des hypothèses de travail destinées à servir de bases à de nouvelles recherches que la matière organique joue un rôle complémentaire très important dans le piégeage des cations.

2.3.2. Régulation saline par infiltration des eaux. Estimation des pertes en eaux par infiltration.

Une évacuation non sélective des sels se réalise par infiltration des eaux à travers les rives et le fond du lac. Les quantités des différents ions ainsi évacuées équivalent au complément de celles qui sédimentent dans le lac (cf. paragr. 2.3.1. A.). Si le bilan hydrologique fournit une valeur des pertes globales, il ne permet pas de séparer les termes infiltration et évaporation. Le bilan salin représente en revanche une méthode de traçage quantitatif naturel qui permet d'estimer au maximum les pertes par infiltration entre 4 et 7 % des apports hydriques. L'évaporation (215 cm/an) consomme ainsi au moins 93 à 96 % des eaux.

Le principe de la méthode est que les quantités de sels évacuées du lac sont égales aux quantités apportées, diminuées de celles qui y demeurent piégées. Ces valeurs limites correspondent respectivement à des infiltrations par les rives orientales ou par l'ensemble des fonds. Le fait d'admettre que le sodium n'est pas piégé dans le lac entraîne une légère estimation par excès des infiltrations. Les pertes par abandon superficiel dans les cuvettes littorales, qui fonctionnent en salines naturelles lors des fluctuations du niveau du lac (au-dessus de 281 m), ne peuvent représenter au maximum que 0,5 % des pertes d'eau interannuelles.

3. LES RAPPORTS ENTRE LE LAC ET LA NAPPE PHREATIQUE.

3.1. Aquifère et piézométrie de la nappe souterraine associée au lac.

Le lac Tchad repose sur trois grands systèmes aquifères superposés mais n'a actuellement de rapports qu'avec le système supérieur représenté par une nappe phréatique de 55 à 75 m d'épaisseur. Celle-ci s'écoule dans des terrains quaternaires moyens et récents peut être plus anciens à la base, constitués de sables éoliens dans le Kanem et fluvio-lacustres au sud du 13ème parallèle, dans lesquels sont interstratifiées des lentilles argileuses de quelques mètres d'épaisseur. Dans le Kanem, des argiles craquelées tapissent les cuvettes interdunaires de l'erg. Elles sont aquifères et en communication latérale avec la nappe des sables. Dans tout le bassin tchadien, la nappe phréatique est isolée de la nappe artésienne sous-jacente par un mur argileux imperméable, plio-quaternaire ancien, d'une puissance moyenne de 200 m.

Le lac, entouré de dépressions piézométriques, s'étend en position perchée sur cette nappe phréatique.

Dans le Kanem, une gouttière piézométrique, plus ou moins marquée avec une différence de niveau maximale de 5 à 7 m par rapport au lac, longe les rives à quelques kilomètres de distance. Une telle morphologie ne représente qu'un accident superficiel si l'on considère toute l'épaisseur des eaux souterraines et l'on peut penser qu'elle n'a de conséquences que sur l'écoulement de la partie supérieure de la nappe. Les variations saisonnières du niveau du lac n'entraînent pas en général d'inversion des gradients hydrauliques. Par contre dans le Kanem, si le lac atteint un niveau très bas, en particulier lorsque les eaux se trouvent isolées en mares, le gradient s'inverse et les eaux souterraines alimentent alors les cuvettes en voie d'assèchement. Toutefois, sauf en cas d'assèchement presque total, le gradient hydraulique sous le rivage est toujours orienté en direction de la première mare littorale. Il existe ainsi une bande côtière de plusieurs kilomètres de large où les battements de la nappe sont fonction du niveau du lac. Ailleurs, sur les côtes méridionales et occidentales, le gradient hydraulique est toujours orienté vers l'intérieur des terres.

Finalement, la lithologie des rives et d'une partie des fonds du lac, ainsi que les gradients hydrauliques sont assez favorables aux infiltrations des eaux superficielles.

3.2. Composition isotopique et origine des eaux souterraines - Infiltration du lac.

L'interprétation de la répartition des teneurs en oxygène¹⁸ et, dans certains cas, des salures des eaux conduit à infirmer l'hypothèse d'une infiltration massive des eaux du lac dans les rives du Kanem.

Dans la partie supérieure de la nappe, on observe en s'éloignant du rivage une diminution régulière des proportions d'eaux lacustres (très enrichies en isotopes lourds par évaporation) au profit d'eaux météoriques (peu ou faiblement enrichies) infiltrées à travers la dune. Le plus souvent, la présence d'eaux lacustres devient ainsi rapidement indécélable. L'infiltration des eaux du lac est mise en évidence principalement dans le sens axial des bras exondés. Les inversions de gradient hydraulique, engendrées par les variations pluriannuelles du niveau du lac, ne peuvent que favoriser les mélanges à la partie supérieure de la nappe. Les dépressions interdunaires, les polders en particulier, sont finalement alimentées par des mélanges d'eaux des deux types en proportions variables.

Dans le nord du lac, des eaux fortement évaporées ont été mises en évidence jusqu'à plusieurs kilomètres du rivage. Ces eaux d'origine essentiellement lacustre sont également relayées par des eaux d'origine météorique sous les dunes les plus importantes et d'une façon générale au niveau de la gouttière piézométrique.

Sur toute l'épaisseur de la nappe, dans les îles et les dunes côtières, les eaux de pluie infiltrées se mélangent en proportions décroissantes vers le bas à des eaux d'origine lacustre. Il est probable que le mélange s'est réalisé progressivement jusqu'à nos jours avec une nappe ancienne d'origine essentiellement lacustre. L'assèchement d'un bras côtier rompt l'équilibre dynamique de la nappe dans la dune adjacente : les eaux souterraines tendent à s'écouler dans la dépression ainsi créée et les réserves météoriques à s'épuiser. Celles-ci se mélangent ensuite avec des eaux lacustres en cas de nouvelle remontée du lac. Certaines dunes peuvent contenir ainsi de très fortes proportions d'eaux lacustres sur toute l'épaisseur des sables.

Les eaux du lac s'infiltrant notamment sous les barrages sableux des polders. Elles se mélangent sur toute l'épaisseur de la nappe avec des eaux pluviales qui, venues des dunes bordières, finissent par prendre longitudinalement le relais. On peut concevoir que les masses météoriques et lacustres se repoussent alternativement selon les apports interannuels plus ou moins favorables à l'une ou à l'autre.

L'origine météorique des eaux de la partie supérieure de l'ensemble de la nappe du Kanem est démontrée par nos observations (FONTES, J.C., MAGLIONE, G., ROCHE, M.A. -1969, 1970) et celles de l'UNESCO (1969) et de la F.A.O. (rapport AIEA -1972-). Il semble d'après quelques sondages (Rig-Rig, Ngouri...) que les proportions d'eaux lacustres s'accroissent également en profondeur (communication personnelle - SCHROETER -1972-).

Dans les rives méridionales, les eaux lacustres sont également présentes dans la partie supérieure de la nappe. Les proportions d'eaux météoriques augmentent vers l'intérieur des terres mais moins intensément que dans le Kanem. Au nord-Cameroun, les teneurs en ^{18}O sont compatibles avec les infiltrations du lac, mais aussi avec celles de l'El Beid et des pluies.

3.3. Dynamique des sels sur les rives du lac et dans la nappe.

Les salures ioniques mesurées dans la nappe des sables du Kanem varient de 50 mg/l à plusieurs dizaines de g/l. En relation avec l'évolution verticale du mélange des eaux d'origine météorique et lacustre, il existe une stratification saline par densité dans certaines zones de la nappe.

La salure des eaux d'origine essentiellement météorique est généralement faible et peut dans ce cas contribuer à les mettre en évidence. Celle des eaux d'origine lacustre peut être partiellement originelle, c'est-à-dire acquise par évaporation avant l'infiltration. Cependant, les salures ne sont généralement pas représentatives de l'état d'évaporation des eaux. Ceci apparaît clairement dans la diversité des corrélations entre la conductivité et la composition isotopique. Quelle que soit leur origine, les eaux se chargent en sels dans l'aquifère. Ces sels correspondent en grande partie à d'anciens dépôts évaporitiques qui devaient être associés aux lentilles argileuses disséminées dans les sables. Ils ont pu être redissous par les eaux météoriques ou lacustres suivant les zones. Les natronières sont ainsi partiellement alimentées par des eaux météoriques très minéralisées. La répartition des dépôts fossiles aurait déterminé dans une certaine mesure des zones à caractères chimiques particuliers. La phase colloïdale et argileuse contenue dans les pores de l'aquifère et les lentilles argileuses nous semblent jouer un rôle important en particulier en restituant progressivement les ions adsorbés.

La stratification saline s'explique par une dilution progressive de la nappe par les eaux de pluie. La solubilité différente des minéraux présents à l'origine peut expliquer l'évolution des teneurs ioniques, notamment une richesse relative en sulfates et en calcium dans la partie supérieure de la nappe.

En définitive, les compositions isotopiques mettent en évidence dans l'aquifère du Kanem une répartition fort complexe de masses d'eaux souterraines d'origines différentes. Il apparaît difficile de séparer nettement l'héritage récent et ancien de la nappe dont les réserves ont varié au cours du Quaternaire en fonction du modelé de l'arg.

A l'échelle de quelques décades, nos observations permettent de concevoir que l'aquifère joue essentiellement le rôle d'une "capacité" qui absorbe une partie des eaux et des sels du lac au cours des périodes de hauts niveaux pour les restituer ultérieurement aux cuvettes littorales lors des bas niveaux. La récupération des sels abandonnés pendant les décrues pluriannuelles du lac peut être effectuée par les crues lacustres pluriannuelles suivantes, mais aussi par les eaux météoriques dans les dépressions où le niveau piézométrique s'abaisse suffisamment au-dessous du sol.

Ainsi, des grandes crues et décrues pluriannuelles résulte, à l'échelle du siècle ou du millénaire, un rajet superficiel et souterrain des sels vers les cuvettes voisines de la gouttière piézométrique.

Dans les rives méridionales, la piézométrie permet une évacuation permanente des sels par les eaux lacustres et une reprise par les eaux de pluies plus facile que dans le Kanem.

Cependant, à l'échelle annuelle, un tel mécanisme ne peut expliquer la régulation saline. En effet, la valeur minimale des infiltrations d'eau, soit 4 % des apports, correspond à un volume qui occuperait chaque année une bande littorale d'environ 150 m de large sur 60 m d'épaisseur. Il suffirait ainsi d'un siècle environ aux eaux lacustres pour atteindre la gouttière piézométrique nord-est. Ceci apparaît en contradiction avec l'origine des eaux souterraines caractérisée par les compositions isotopiques. C'est pourquoi nous pensons, et nous partageons là une des idées de J.C. FONTES, qu'une grande part des eaux lacustres infiltrées s'évapore dans les terrains côtiers à proximité immédiate de la ligne de rivage. Les plages exondées, lors de la variation saisonnière du niveau du lac constituent essentiellement cette "frange capillaire marginale". En régime normal, elles représentent de 5 à 10 % de la superficie du lac (fig. 32), c'est-à-dire, sans préjuger toutefois du rôle de la profondeur de la nappe, une superficie évaporante suffisante pour évacuer les 4 à 7 % d'eaux infiltrées. Les solutions concentrées seraient alors entraînées chaque année plus à l'intérieur de l'aquifère sous la poussée de la crue suivante et par les pluies qui ont lieu pendant la saison de basses eaux du lac. C'est ainsi qu'une part des éléments abandonnée par les eaux lacustres seraient véhiculée par les eaux météoriques.

4. LA REGULATION SALINE QUATERNAIRE DU BASSIN TCHADIEN.

L'exportation des sels vers l'océan aurait pu s'effectuer jusqu'au Pléistocène ancien (M. SERVANT -1973-). A partir du Pléistocène moyen, c'est-à-dire depuis des dizaines de milliers d'années, les eaux superficielles abandonnent leurs sels au centre du bassin tchadien. Pourtant, bien que le bassin ait connu une succession de phases humides et arides, avec régénération puis assèchement de lacs, les gisements d'évaporites sont relativement réduits. Présents accidentellement dans les terrains holocènes, les dépôts (trona et dans une moindre mesure gaylussite, gypse, natron...), sont cantonnés dans certaines cuvettes interdunaires du Kanem, du Manga et du Niger (H. FAURE -1962-, G. MAGLIONE -1968-). En fonction des conditions hydro-climatiques, ils connaissent actuellement des cycles de cristallisation et de dissolution et leurs rapports avec la nappe phréatique et le lac apparaissent complexes (troisième partie).

L'anomalie apparente que constitue la faible abondance des évaporites s'explique de trois façons :

- la sédimentation chimique au cours du Quaternaire ne s'est pas réalisée uniquement par des dépôts d'évaporites mais sous des formes variées dont beaucoup contribuent encore à la régulation saline actuelle du lac Tchad (deuxième partie, chapitre deux),
- une partie des minéraux sédimentés, et en particulier les évaporites, a pu être érodée par les vents,
- une partie des sels est actuellement dissoute dans les nappes phréatique et profondes.

4.1. La sédimentation chimique quaternaire.

La silice a contribué à la sédimentation des argiles et des diatomites ou simplement des frustules de diatomées et des phytolithes (corpuscules d'opale libérés après la décomposition des graminées, des phragmites en particulier) dont sont riches les dépôts lacustres ou fluviolacustres. La néoformation des minéraux silicatés sodiques, tels la megadiite, la kanémite, présents dans les milieux carbonatés sodiques aurait pu dans certains cas prendre le relais de l'adsorption biochimique de la silice lorsque l'augmentation des salures arrêta la prolifération des diatomées (G. MAGLIONE -1970-, JOHAN, MAGLIONE -1972-). D'après SERVANT (1973), il n'y a pas de changement notable dans la composition des argiles plio-quaternaires au centre de la cuvette tchadienne : les minéraux du groupe de la montmorillonite sont toujours dominants. Ils sont associés à la kaolinite et parfois à des traces d'illite. Au Quaternaire comme à

l'Actuel, la sédimentation argileuse à montmorillonite dominante contraste avec un domaine d'altération à kaolinite et semble impliquer des néoformations en milieu lacustre. La néoformation de montmorillonite au Pléistocène ^{sûre dans} paraît certains lacs interdunaires isolés, alimentés seulement par la nappe phréatique. Elle l'est également dans les plaines d'inondation qui bordent les cours inférieurs des tributaires. Le fer (goethite), associé à des montmorillonites (probablement son pôle ferrique, la nontronite) et à de la silice, s'est accumulé dans les régions méridionales du lac Tchad.

La sédimentation du calcium et des carbonates s'est effectuée partiellement par des dépôts de calcaire ainsi que par une adsorption animale (mollusques et ostracodes) dont témoignent des niveaux coquilliers.

Enfin l'adsorption des cations par les argiles représente un processus efficace de stockage dont nous avons souligné l'importance pour la régulation saline actuelle du lac.

4.2. L'érosion éolienne.

Au cours des phases arides, l'érosion éolienne a certainement joué un rôle dans l'exportation des sels hors du bassin tchadien. Toutefois, nous voyons plusieurs raisons pour que cette contribution à la régulation saline de la cuvette ait été limitée.

- Les particules érodées par les vents ont pu sédimenter à nouveau en grande partie dans le bassin lui-même et dans ce cas la perte effective peut être faible.

- En période humide, l'érosion est rendue difficile par l'humectation des dépôts.

- En période aride, les sels tendent à être recouverts par les sables dunaires. D'autre part, le fond des interdunes, orienté perpendiculairement aux vents dominants est à l'abri d'une érosion intense.

4.3. Les sels dissous dans les nappes.

Les lentilles argileuses interstratifiées à différents niveaux de la série des Soulias témoignent de conditions de dépôt peu différentes de celles que l'on observe actuellement sur les bordures du lac Tchad et dans certaines cuvettes du Kanem et du Niger oriental. A un ou plusieurs moments du Quaternaire, les conditions hydro-climatiques ont dû être favorables à la formation d'évaporites. Comme le souligne H. FAURE (1962), la variété de paysage que l'on observe actuellement dans ces régions permet de retracer les différents stades de l'évolution hydrologique d'une cuvette pendant le Quaternaire.

Les évaporites qui cristallisaient au fond des dépressions par évaporation des eaux superficielles et souterraines ont été redissoutes par des eaux météoriques et lacustres au cours de périodes plus humides. Une élévation du niveau du lac a pu entraîner à plusieurs reprises une évacuation des sels dans les terrains de bordure. Mais, au moins dans le Kanem, l'accumulation des sels dans la nappe phréatique a été surtout provoquée par une ou plusieurs modifications du modelé de l'arg. On peut concevoir que les interdunes pléistocènes étaient beaucoup plus profonds que les interdunes holocènes, ou bien qu'il y a eu apport éolien de sables au cours des périodes de désertification ultérieures. De toute façon, ceci a provoqué un ensevelissement des dépôts et une augmentation des possibilités de stockage et par conséquent de la puissance de la nappe dont les eaux d'alimentation, lacustres et météoriques ont redissous les évaporites anciennes. Actuellement, ces eaux et ces sels, drainés vers les dépressions, donnent naissance, sous l'effet de l'évaporation, à une paragenèse au sein de laquelle prédomine le trona.

A l'Holocène, lors des grandes transgressions datées de 8 000 - 9 000 ans et 6 000 ans B.P., l'essentiel de l'alimentation provenait du sud et l'on peut penser que les sels étaient refoulés vers le nord comme cela est observé actuellement dans le lac Tchad. Ces sels ont dû se déposer au-delà de l'affleurement du plio-Pléistocène ancien dans les régions périphériques où les nappes profondes sont libres. Ces sels ont pu être évacués ultérieurement dans ces nappes avec les eaux d'infiltration.

4.4. Le problème de l'évaluation d'un bilan salin quaternaire.

Une évaluation du bilan salin quaternaire, même très grossière, qui consisterait à comparer les apports en sels aux dépôts présents dans la cuvette paraît encore extrêmement délicate.

Les apports en sels ne peuvent guère être estimés car les débits et les salures des eaux d'alimentation ont varié énormément au cours des différentes phases arides et humides qui se sont succédées. Il en est de même des hauteurs de pluies et d'évaporation ainsi que de l'état d'équilibre des lacs. Par ailleurs, les sédiments, peu épais, lenticulaires et de nature lithologique variée, n'ont pu encore être cubés par les Géologues.

De même, la salure de la nappe phréatique, très variable dans les trois dimensions, tant à l'échelle de la dizaine de mètres qu'à l'échelle régionale et mesurée en un nombre restreint de points, rend difficile l'évaluation du stock souterrain en solution. On peut, en estimant un

volume d'eau souterraine de 5 à $15 \cdot 10^{12} \text{ m}^3$ et une salure moyenne de 500 à 2 000 mg/l, calculer un stock dissous compris entre 25 et $300 \cdot 10^8$ tonnes. Celui-ci représenterait de 1 200 à 15 000 années d'apports actuels. Il est certain que l'apport a été très différent au cours des périodes correspondantes mais que la moyenne a été supérieure à la valeur actuelle, ce qui entraîne une estimation par excès du nombre d'années d'apports.

Les quantités de sels qui ont gagné les nappes profondes ne sont pas pour l'instant évaluables. On remarquera cependant que les salures des eaux souterraines des Pays-Bas du Tchad et de la nappe phréatique sont sensiblement les mêmes. Ainsi l'accumulation des sels dans les nappes profondes n'a pas été un phénomène d'une importance majeure dans la régulation saline du bassin.

Très sommairement, on peut évaluer que les quantités de sels cristallisés en surface dans les interdunes sont du même ordre de grandeur que les stocks dissous dans la nappe phréatique.

Finalement, même en prenant en compte les évaporites déposées dans les cuvettes interdunaires, l'ordre de grandeur du nombre d'années d'apports ne semble pas correspondre à celui des temps depuis lesquels la cuvette est supposée être restée endoréique, c'est-à-dire depuis le Pléistocène ancien. Ces conclusions peuvent étayer l'hypothèse de travail qui verrait des débordements extérieurs au bassin au cours du Pléistocène moyen ou supérieur et peut être à l'Holocène lors de l'extension du grand Paléo-Tchad.

5. CONCLUSION GENERALE.

Les résultats auxquels nous aboutissons, après plusieurs années d'observation sur le terrain et des dizaines de milliers de mesures hydro-métriques et d'analyses, nous ont permis de caractériser à l'échelle du bassin, parfois de quantifier, le caractère original de la dynamique des sels et des eaux dans le système hydrologique du lac Tchad.

Seules les méthodes de traçage naturel salin et isotopique pouvaient permettre la détermination des grands courants lacustres, des pertes par infiltration et du mode très complexe d'infiltration des eaux du lac. C'est à notre connaissance, le seul cas où le bilan salin a été utilisé pour chiffrer les pertes par infiltration et ^{a pu} contribuer ainsi à préciser la valeur de l'évaporation réelle d'une très grande surface d'eau libre.

Bien sûr, ces méthodes paraissent par ailleurs indispensables pour expliquer les processus de régulation saline des eaux du lac Tchad.

Si cette étude démontre certaines possibilités des méthodes de traçage naturel, tant salin qu'isotopique, elle illustre aussi la nécessité de les utiliser tous les deux de front et surtout dans le cadre d'un contexte hydrométrique et géochimique particulièrement bien connu. Nous insisterons également sur l'intérêt, trop souvent sous-estimé, que présente l'étude simultanée des phases en solution et en suspension, et de leurs interactions, pour la compréhension des phénomènes d'altération, de transport et de sédimentation.

Certaines évaluations que nous avons faites sans grande précision, telles les apports de matière par les pluies et les vents, ou des phénomènes que nous avons mis en évidence sans pouvoir fournir plus que des éléments de réponse, tels la dynamique des éléments dans les plaines d'inondation, la régulation saline des apports du Chari-Logone, les origines et les usages des eaux de l'ensemble de la nappe phréatique, constituent pour l'avenir de grandes perspectives de recherches. Evidemment, après avoir travaillé à l'échelle du système, il convient aussi de s'attaquer à l'étude de certains mécanismes à des échelles d'espace et de temps plus fines, à l'aide de méthodes différentes.

Dans un autre ordre d'idée, nous soulignons l'intérêt que présente pour la compréhension des phénomènes passés, quaternaires en particulier, l'étude géodynamique d'un bassin endoréique situé dans la bande climatique tropicale à subdésertique : sur une distance de 1 000 km, on retrouve actuellement dans l'espace certains phénomènes qui se sont succédés à différentes époques géologiques, principalement en Afrique lors des grands changements climatiques quaternaires.

Enfin, il va de soi qu'il convient également de ne pas être pris au piège de l'endoréisme tchadien et d'étendre de telles recherches à d'autres régions du globe où, avec certaines adaptations, doivent pouvoir s'appliquer les grands principes de cette étude.

B I B L I O G R A P H I E
- - - - -

- ALAIS (P.), SAINT-GUILY (B.) -1971- Procédé ultrasonore de mesure des courants marins faibles ou à fluctuations rapides. Cah. Oceanogr., 2, pp. 131-134.
- ANDERSON (G.C.) -1958- Some limnological features of a shallow saline meromictic lake. Limnol. Oceanogr., 3, pp. 259-270.
- ARAD (A.), MORTON (W.H.) -1969- Mineral springs and saline lakes of the western rift valley, Uganda. Geoch. et Cosmoch. Acta, 33, 10, pp. 1169-1182.
- ASTIER (J.L.) -1971- Geophysique appliquée à l'hydrologie. Masson Ed. Paris, 227 p.
- AUDRY (P.) -1967- Observations sur le régime hydrique comparé d'un sol ferrugineux tropical faiblement lessivé sous savane et sous culture (arachide et péni-cillaire). Communication présentée au Colloque sur la fertilité des sols tropicaux, Tananarive, 24 p.
- AYERS (J.C.) -1957- Simplified computations for the dynamic height method of current determination in lakes. Limnol. Oceanogr., 2, 2, pp. 155-157.
- AYERS (J.C.) et al. -1958- Currents and water masses of lake Michigan. Great lakes res. Inst., 3, 169 p.
- BARACHOW (G.) -1959- Biochimie comparée des Diatomées en relation avec leur valeur nutritive. Inst. de Bota de l'Ac. des Sc. de l'U.R.S.S., pp. 1-20.
- BARBEAU (J.) -1957- Sondage et paléogéographie du Chari Baguirmi. Bull. DMG. AEE, 8, pp. 127-134.
- BARBER (W.) -1965- Pressure water in the Chad Formation of Bornu and Dikwa Emirates, Northeastern Nigeria. Geol. Surv. of Nigeria Bull., 35, 138 p.
- BARBER (W.), JONES (D.G.) -1960- The geology and hydrology of Maiduguri, ~~Borno~~ Province. Rev. Geol. Surv. Nigeria, 1958, pp. 5-20.
- BARNES (H.) -1959- Apparatus and methods of oceanography. Part. I : chemical. G. Allen. London, 342 p.
- BAYLY (I.A.E.), WILLIAMS (W.D.) -1966- Chemical and biological studies on some saline lakes of south-east Australia. Austr. J. Mar. Freshwat. Res., 1966, 17, pp. 177-228.
- BEAUCHAMP (R.S.A.) -1956- The electrical conductivity of the head-waters of the White Nile. Nature, Lond., 178, 4534, pp. 616-619.

- BERTHELOT (R.) -1956- Mesure de débits solides sur le Logone. Sect. Hydrol., O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy.
- BERTHOIS (L.) -1969- Apports en solution par les eaux de la Loire de 1957 à 1968. C.R. Ac. Sc. Paris, 269, pp. 2072-2075.
- BETANT (A.), PERRENOUD (G.) -1932- Etudes sur la partie occidentale du lac de Genève. Courants et températures. Mém. Soc. Phys. Hist. Nat. Genève, 41, 2, pp. 224-293.
- BILLON (B.) -1963- Navigabilité du Chari et du lac Tchad. Serv. Hydrol. O.R.S.T.O.M. 70 p.
- BILLON (B.) -1968- Mise au point des mesures de débits solides en suspension (République du Tchad). Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., vol. V, n° 2.
- BILLON (B.) et coll. -1968, 1969- Monographie hydrologique du Chari. O.R.S.T.O.M., Sect. Hydrol., Paris, 5 parties, 6 vol., 610 p.
- BILLON (B.) et BOULIN (E.) -1962- Navigation entre Fort-Lamy et les cuvettes lacustres. Sect. Hydrol., O.R.S.T.O.M., 57 p.
- BILLON (B.), CALLEDE (J.) -1967- Etude du franchissement du Logone dans la région d'Eré. Campagne 1966. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 25 p., 12 fig.
- BILLON (B.) et ROCHE (M.A.) -1966- Etude hydrologique du Mandoul à Doro-Ndila et Narabanga. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., 23 p., 5 fig., 12 tabl.
- BLACHE (J.) -1964- Les poissons du bassin du Tchad et du bassin adjacent du Mayo Kébi. Mém. O.R.S.T.O.M., Paris, 478 p.
- BLANC (P.) et CONRAD (G.) -1968- Evolution géochimique des eaux de l'Oued Saoura (Sahara nord-occidental). Rev. Géog. phys. Géol. dyn., Paris, X, 5, pp. 415-427.
- BLANC (P.) et DRAY (M.) -1967- La nappe du delta de la Dranse. Qualité chimique des eaux en rapport avec son alimentation. Rev. Institut Pasteur Lyon, 1, 2, pp. 277-295.
- BLANEY (H.F.) -1952- Determining evapotranspiration by phreatophytes from climatological data. T.A.G.U., 33, 1, pp. 61-66.
- BLANQUET (J.) -1946- Détermination de paramètres permettant le calcul de la conductivité de certaines solutions salines complexes. Ann. Inst. Hydrol. et climatol., Paris, 17, 62, pp. 131-142.
- BLAVOUX (B.) -1969- Les sources minérales d'Evian. Houille blanche, 1, pp. 21-29.
- BOCQUIER (G.) -1973- Genèse et évolution de deux topo-séquences de sols tropicaux du lac Tchad. Interprétation biogéodynamique. Mém. O.R.S.T.O.M., 62, 350 p.
- BOCQUIER (G.) et GAVAUD (M.) -1964- Etude pédologique du Niger oriental. Tome I, Sect. Pédo., O.R.S.T.O.M., 80 p.

- BONYTHON (C.W.), MASON (B.) -1953- The filling and drying of lake Eyre. Geog. Journ., 119, pp. 321-330.
- BOTTINGA (Y.), CRAIG (H.) -1969- Oxygen isotope fractionation between CO₂ and water and the isotopic composition of marine atmospheric CO₂, Earth Planet. Sci. Letters, 5, pp. 285-95.
- BOUCHARDEAU (A.) -1958- Le lac Tchad. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Paris, Annuaire hydrologique de la France d'Outre Mer, année 1956, pp. 9-26.
- BOUCHARDEAU (A.) et LEFEVRE (R.) -1957- Monographie du lac Tchad. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., 112 p., 24 fig., 1 carte.
- BOUCHARDEAU (A.) -1958- Salinité des eaux du lac Tchad. Interprétation des résultats. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., 5 p.
- BOUCHARDEAU (A.) -1959- Mesures de débits solides sur le Logone. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., novembre 1959, Congrès C.C.T.A., Yaoundé, pp. 17-21, novembre 1959.
- BOUCHARDEAU (A.) -1953- Reconnaissance du réseau hydrographique tributaire du lac Tchad au Nord Cameroun. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Paris, 19 p.
- BOUCHARDEAU (A.) et coll. -1967, 1968- Monographie hydrologique du Logone. O.R.S.T.O.M., Sect. Hydrol., Paris, 6 parties, 8 vol., 770 p.
- BOYD (C.E.), CAROLINA (A.S.) -1970- Chemical analyses of some vascular aquatic plants. Arch. Hydrobiol., 67, 1, pp. 78-85.
- BRADLEY (W.H.), EUGSTER (H.P.) -1969- Geochimistry and paléolimnogy of the Trona deposits and associated authogenic minerals of the Green River Formation of Wyoming. Geol. Surv. Prof. Pap., 496-B, pp. 1-69.
- BREADLE (L.C.) -1959- Osmotic and ionic regulation in relation to the classification of brackish and inland saline waters. Arch. Oceanogr. Limnol., Roma, 11, pp. 143-151.
- BRYSON (R.A.) et STEARN (C.R.) -1959- A mechanism for the mixing of the waters of Lake Huron and South Bay Manitoulin Island. Limnol. Oceanogr., 4, 3, pp. 246-251.
- CABOT (J.) -1965- Le bassin du Moyen Logone. Mém. O.R.S.T.O.M., Paris, 8, 327 p.
- CALLEDE (J.), GREARD (M.) -1970- Bassin versant représentatif de Sarki. Campagne 1969. Sect. Hydrol., O.R.S.T.O.M., Bangui, 60 p.
- CAMUS (H.), BERTAULT (C.) -1972- Influence du couvert végétal sur la perméabilité des sols du bassin représentatif de Korhogo (côte d'Ivoire). Cah. O.R.S.T.O.M., sér. hydrol., IX, 3, pp. 3-13, 8 fig.
- CANALY (L.) -1964- Transport de matériel en solution et en suspension du Pô. Bull. A.I.H.S., IX, 1, pp. 17-26.

- CANE (R.F.) -1960- The salt lakes of Linga. Proc. R. Soc. Vict., 75, pp. 75-98.
- CARBONNEL (J.P.) et GUISCAFRE (J.) -1962- Grand lac du Cambodge. Sédimentologie et hydrologie. O.R.S.T.O.M., 401 p., 99 fig.
- CARBONNEL (J.P.) -1965- Sur les cycles de mise en solution du fer et de la silice en milieu tropical. C.R. Acad. Sci. Paris, 260, 14, pp. 4035-4038.
- CARMOUZE (J.P.) -1968- Ions majeurs, phosphates et silicates dans les eaux du lac Tchad en avril 1968. Sect. hydrobiol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 18 p., 18 fig.
- CARMOUZE (J.P.) -1969- Salures globales et spécifiques des eaux du lac Tchad en 1968. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrobiol., III, 2, pp. 3-14.
- CARMOUZE (J.P.) -1971- Circulation générale des eaux dans le lac Tchad. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrobiol., V, 3-4, pp. 191-212.
- CARMOUZE (J.P.) -1972- Originalité de la régulation saline du lac Tchad. C.R. Acad. Sc. Paris, 275, pp. 1871-1874.
- CARMOUZE (J.P.), CHOURET (A.), DURAND (J.R.) -1973- Données récentes sur l'évolution du lac Tchad en 1972-1973. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., 11 p.
- CARMOUZE (J.P.) et DUPONT (B.) -1970- Nouvelles approximations sur la bathymétrie et la superficie du lac Tchad. O.R.S.T.O.M., Sect. Hydrobiol. et Géol., 1 p.
- CARRE (P.) -1972- Quelques aspects du régime des apports fluviatiles de matériaux solides en suspension vers le lac Tchad. Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Hydrol., IX, 1, pp. 19-45.
- CARRE (P.) -1969- Données hydrologiques sur la rive droite du bas Chari (République du Tchad). Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 41 p.
- CASTANY (G.) -1963- Traité pratique des eaux souterraines. Dunod, Paris, 657 p.
- CHAMLEY (H.), MILLOT (G.) -1972- Néoformation de montmorillonite à partir de Diatomées et de cendres dans les sédiments marins de Santonin. C.R. Ac. Sc., Paris, 274, pp. 1132-1134.
- CHEVERRY (C.) -1965- Essai de caractérisation des sols des polders de Bol (rive du lac Tchad). Sect. Pédo. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 120 p.
- CHEVERRY (C.) -1967- Note sur la fertilité des sols, des polders de Bol après dix ans de mise en culture. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédo., V, 2.
- CHEVERRY (C.) -1968- Rôle original de la pédogénèse sur la nature et le mode de l'accumulation saline dans les polders de Bol. Science du sol, 2, 1968.
- CHEVERRY (C.) -1969- La génèse de sols salés à alcalis dans les polders des rives Nord-Est du lac Tchad. Agrokemia és Talajtan, 18, supplémentum 238-242
'Symposium on the reclamation of sodic and soda saline soils - (Erevan).

- 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. Sect. Pédo. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 110 p.
- CHEVERRY (C.) -1971- Les premières étapes de la poldérisation sur les bordures Nord-Est du lac Tchad. Sect. Pédo. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 38 p.
- CHEVERRY (C.), SAYOL (R.) -1971- Etude des sols des deux polders de Bol-Guini et Bol-Berim dans leurs relations avec la nappe phréatique sous-jacente. Sect. Pédo. O.R.S.T.O.M., 92 p.
- CHOURET (A.) -1973- Etude des transports solides en suspension au Tchad (campagne 1971-1972). Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 11 p., 10 fig.
- CLAUDE (J.) -1972- Une chaîne de programmes pour le traitement des données sur la salinité. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., IX, 2, pp.
- COCHE (A.G.) -1968- Description of physico-chemical aspects of Lake Kariba, an impoundment in Zambia-Rhodesia. Fish. Res. Bull., Zambia, 5, pp. 200-67.
- COIN (L.) -1943- Force ionique et conductibilité des eaux naturelles. Bull. Soc. Chim. Fr., mém. 5e sér., 10, 3-4, pp. 132-135.
- COLLINS (W.D.), WILLIAMS (K.T.) -1933- Chloride and sulfate in rain water. Ind. Eng. Chem., 25, pp. 944-945.
- COLOMBANI (J.) -1967- Premiers résultats des mesures de qualité des eaux au Togo et au Dahomey. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., IV, 2, pp. 3-25.
- COLOMBANI (J.) -1967- Contribution à la méthodologie des mesures systématiques des débits solides en suspension. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., IV, 2.
- CONRAD (G.) -1968- L'évolution continentale post-Hercynienne du Sahara algérien (Sacura, Erg Chech, Tanezrouft, Ahnet Mouydir). C.R.Z.A., Paris, 10, 527 p.
- CONRAD (G.) et CONRAD (J.) -1967- Les altérations à la base du Continental intercalaire, Crétacé inférieur, du Tidikelt occidental (Sahara central). Bull. Soc. Géol. de Fr., IX, pp. 307-311.
- CONRAD (G.), FONTES (J.C.) -1970- Hydrologie isotopique du Sahara nord-occidental. Isot. Hydrol. I.A.E.A. 129-24, pp. 405-419.
- CONRAD (G.), FONTES (J.C.) Circulations, aires et périodes de recharges dans les nappes aquifères du Nord-Ouest saharien : données isotopiques (^{18}O , ^{13}C , ^{14}C). C.R. Ac. Sc. Paris, 275, pp. 165-168.
- CONRAD (G.), FONTES (J.C.), LETROLLE (R.) et ROCHE (M.A.) -1966- Etude isotopique de l'oxygène des eaux de la Haute Saoura (Sahara Nord Occidental). C.R. Acad. Sc. Paris, 262, pp. 1058-1061, 7 mars 1966, série D.
- CONRAD (G.) et ROCHE (M.A.) -1965- Etude stratigraphique et hydrogéologique de l'extrémité méridionale de la Hamada du Guir. Bull. Soc. géol. Fr., 7e série, VII, pp. 695-712.

- CORBEL (J.) -1957- L'érosion chimique des granits et silicates sous climats chauds. Rev. Géomorph. Dyn. 1-2, 4-8.
- COURTET (H.) -1905- Les sels de la région du Tchad. C. R. Ac. Sc. Paris, pp. 316-318.
- CRAIG (H.) et GORDON (L.I.) -1965- Isotopic oceanography. Deuterium and oxygen 18 variations in the ocean and marine atmosphere, Spoletto Meeting on Nuclear Geology.
- CROUZET (E.), HUBERT (P.), OLIVE (Ph.), SIWERTZ (E.), MARCE (A.) -1970- Le tritium dans les mesures d'hydrologie de surface. Détermination expérimentale du coefficient de ruissellement. J. of Hydrol., 11, pp. 217-229.
- DAMAS (H.) -1954- Etude limnologique de quelques lacs ruandais. 2. Etude thermique et chimique. Mém. Inst. Colon. Belge, (Sci. Nat.), 24, 4, pp. 1-116.
- DAPPLES (E.C.) -1967- Silica as an agent in diagenesis. Développement in sedimentology. Pays-Bas, 8, pp. 323-342.
- DAVIS STANLEY (M.) -1964- Silica in streams and ground water. Amer. J. Sci., 262, 7, pp. 870-891.
- DEFANT (A.) -1961- Physical oceanography. Pergamon Press., I, 729 p., 2, 590 p.
- DEGALLIER (R.) -1965- Réflexions et questions sur l'alimentation des eaux souterraines. C.I.E.H., déc. 1964, 50 p., 9 fig.
- DEGALLIER (L.) -1966- Le contact eau douce - eau salée. Revue bibliographique. Chron. hydrogéol. Ed. BRGM., 6 et 8, pp. 75-77 et 78-113.
- DEICHA (G.) -1944- La vitesse de sédimentation chimique et les chiffres d'évaporation annuelle. Soc. géol. Fr., pp. 140-142.
- DEJOUX (C.) -1968- Le lac Tchad et les Chironomides de sa partie est. Ann. Zool. Fenn., 5, pp. 27-32.
- DEJOUX (C.), LAUZANNE (L.) et LEVEQUE (C.) -1969- Evolution qualitative et quantitative de la faune benthique dans la partie est du lac Tchad. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrobiol., 3, 1, pp. 3-58.
- DERVIEUX (F.) -1957- La nappe phréatique du Souf (Région d'El Oued), Algérie. II. Etude du renouvellement de la nappe. Contribution à l'étude des phénomènes capillaires dans un milieu pulvérulent. Terres et Eaux, 29, pp. 12-39, 21 fig.
- DIELEMAN (P.J.), DE RIDDER (N.A.) -1963- Expertise sur les mouvements des eaux et du sel dans le polder de Bol Guini. Inst. Internat. pour l'amélioration et la mise en valeur des terres, Wageningen, 50 p.
- DUBIEF (J.) -1963- Le climat du Sahara. Tome II. fascicule I. Univers. Alger, Inst. Rech. Sahar., Publication C.N.R.S., Paris. 275 p., 200 fig., 106 carte

- DUBOIS (J.J.) -1955- Etude hydrobiologique d'un lac africain d'altitude : le Lungwa. Etude physique et chimique. Bull. Cent. Belge Etude Doc. Eaux, 53, pp. 79-82.
- DUBREUIL (P.) -1961- Aménagement des lacs Télé et Faguibine. Etude hydro-climatique. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., 78 p.
- DUNLAP (H.F.), HAWTHORNE (R.R.) -1951- The calculation of water resistivities from chemical analyses. J. Petrol. Technol., Sect. 1, 67, 17 p.
- DUPONT (B.) -1967- Etude des formations sédimentaires du Kanem, premiers résultats, Sect. géol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 150 p., 41 fig.
- DUPONT (B.) -1968- Premières observations sur la physico-chimie du Chari et du Logone (juillet 1965, mars 1967). Sect. géol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 20 p.
- DUPONT (B.) -1968- Premières données sur les apports éoliens à Fort-Lamy (Tchad). Sect. géol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 2 p.
- DUPONT (B.) -1970- Distribution et nature des fonds du lac Tchad (nouvelles données). Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol., II, 1, pp. 9-42.
- DUPONT (B.), LEMOALLE (J.) -1971- Les oolites et pseudo-oolites ferrugineuses du lac Tchad. C. R. somm. Soc. Géol. Fr., 4, p. 309.
- DURAND (J.R.) -1970- Les peuplements ichtyologiques de l'El Beïd. Présentation du milieu et résultats généraux. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrobiol., IV, 1, pp. 3-26.
- DUPUM (W.H.), HEIDEL (S.G.), TISON (L.J.) -1960- World wide runoff of dissolved solids. A.I.H.S. Ass. Gén. Helsinki. Publ. 51, pp. 618-628.
- DUSSART (B.) -1954- Température et mouvement des eaux dans les lacs. Ann. Stat. Centr. hydrobiol. Appl., 5, pp. 5-128.
- DUSSART (B.) -1963- Les grands lacs d'Europe occidentale. Ann. Biol. II, 11-12, pp. 499-572.
- DUSSART (B.) -1966- Limnologie, Gauthier Villars Paris, 677 p.
- DUTILLET (J.L.) -1966- Essai en vue de l'extention de la méthode de dilution aux jaugeages des débits de plusieurs centaines de mètres cubes par seconde en rivières de plaine. Comité Inter Afr. d'études hydrauliques, 109 p.
- DVIHALLY (S.T.) -1961- Seasonal changes in the optical characteristics of a hungarian sodic lake. Hydrobiologia, 17, 3, pp. 193-204.
- EHRART (H.) -1963- Sur le cycle de la silice hydratée dans la biosphère. C. R. Ac. Sc. Paris, 256, n° 17, pp. 3731-3734.
- EKMAM (V.W.) -1928- Survey of some theoritical investigations on oceans currents. J. Cons. Int. Explor. Mer., 3, pp. 295-327.

ENIKEFF (M.G.) -1939- Le transport des sels dissous par le Niger en 1938. C. R. Ac. Sc., 209, pp. 220-231.

Environmental isotope data in the Chad Bassin -1972- A.I.E.A., Vienne, 53 p.

ERHART (H.) -1953- Sur la nature minéralogique et la genèse des sédiments de la cuvette tchadienne. C. R. Ac. Sc., Paris, 237, pp. 400-403.

ERHART (H.) -1956- La genèse des sols en tant que phénomène géologique. Esquisse d'une théorie géologique et géochimique, Biostasie et Rhexistasie. Paris, Masson coll. "Evolution des Sciences", 90 p.

FAURE (H.) -1959- Etude hydrogéologique de la nappe du continentale intercalaire du Niger oriental. Serv. géol. et prosp. min. Haut Commissariat général à Dakar.

FAURE (H.) -1962- Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. Mém. B.R.G.M., 1966, 47, 630 p.

FAURE (H.) -1965- Inventaire des évaporites du Niger. Mission 1963. B.R.G.M. Dakar, 65, A7, 3 vol.

FAURE (H.) -1966- Evolution des grands lacs sahariens à l'Holocène. Quaternaria, 8, pp. 167-176.

FAURE (H.) -1967- Le problème de l'origine et de l'âge de l'eau des oasis sahariennes du Niger. Mém. Congr. A.I.H., Hanovre 1965, 7 pp. 277-278.

FAURE (H.) -1967- Une importante période humide du Quaternaire supérieur du Sahara. Bull. I.F.A.N., 29, 2, p. 851.

FAURE (H.) -1969- Lacs quaternaires du Sahara. Mitt. Intern. Verein Limnol., Stuttgart, 17, pp. 131-146.

FAURE (H.), FONTES (J. Ch.), GISCHLER (C.E.), MOOK (W.), VOGEL (J.C.) -1969- Un exemple d'étude d'hydrogéologie isotopique en pays semi aride, le bassin du lac Tchad, J. Hydrol., 2, pp. 145-54.

FONTES (J.C.) -1966- Intérêt en géologie d'une étude isotopique de l'évaporation. Cas de l'eau de mer. C. R. Ac. Sc. Paris, 263, pp. 1950-1953.

FONTES (J. Ch.) et GONFIANTINI (R.) -1967- Comportement isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens. Earth and Planet. Sc. Lett., 3, 3, déc. 67, pp. 258-266 et vol. 3, 386.

FONTES (J. Ch.), GONFIANTINI (R.), ROCHE (M.A.) -1970- Deutérium et oxygène 18 dans les eaux du lac Tchad. Coll. sur les isotopes en Hydrologie, A.I.E.A., Vienne, pp. 387-404.

FONTES (J.Ch.), MAGLIONE (G.), ROCHE (M.A.) -1969- Données isotopiques préliminaires sur les rapports du lac Tchad avec les nappes de la bordure nord-est, Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., VI, 1, pp. 17-34.

- FONTES (J. Ch.), MAGLIONE (G.), ROCHE (M.A.) -1970- Eléments d'hydrologie isotopique dans le bassin du lac Tchad, Serv. Hydrol. O.R.S.T.O.M. (1969) 12 p. Utilisation de l'énergie atomique à des fins pacifiques en Afrique (C. R. Coll. Kinshasa, 1969), A.I.E.A., Vienne, pp. 209-19.
- FREYDENBERG (H.) -1908- Le lac Tchad et le Bassin du Chari. Thèse. F. Schmidt, Paris, 187 p.
- GAC (J.Y.), CALLEDE (J.) -1970- Les transports solides de l'Ouham à Batangafo. Sect. hydrol. O.R.S.T.O.M., Bangui.
- GEAR (D.), SCHRÖETER (P.) -1969- Notes sur la recharge des eaux de la zone moyenne de la formation du Tchad. Projet FAO - PNUD. Comm. du Bassin Tchadien. Fort-Lamy, 5 p.
- GILSON (H.C.) -1964- Lake Titicaca. Verh. int. Ver. Limnol., 15, pp. 112-127.
- GLANGEAUD (L.) -1938- Etudes quantitatives et expérimentales sur l'érosion et le transport par les eaux courantes. Rev. Géogr. phys. Géol. dynam., 1, XI, 4, pp. 322-372.
- GLANGEAUD (L.) -1938- Transport et sédimentation dans l'estuaire et à l'embouchure de la Gironde. Contribution à l'étude pétrographique des sédiments fluviaux saumâtres et littoraux. Bull. Soc. géol. Fr., 3, 8, pp. 599-631.
- GLANGEAUD (L.) -1939- Origine et mode de formation des roches sédimentaires détritiques. Rev. Ass. Fr. av. Sci. pp. 329-347.
- GLANGEAUD (L.) -1941- Corrélation statistique, classification et hiérarchie des facteurs intervenant dans la formation des sédiments. Bull. Soc. Géol. Fr., 11, pp. 371-388.
- GLANGEAUD (L.) -1956- Classification des sols et hiérarchie des phénomènes en pédologie. Actes VI^e congr. Sci. du sol., Paris.
- GLANGEAUD (L.) -1962- Les transferts d'échelle en Géologie et en Géophysique. Bull. Soc. géol. Fr., 7, 4, pp. 912-916.
- GLANGEAUD (L.), BRUN (A.) -1972- Application des principes géodynamiques à la stratigraphie du Pléistocène. C. R. Ac. Sc. Paris, 275, pp. 2803-2806.
- GLANGEAUD (L.), FONTES (J. Ch.) -1969- La paléoclimatologie du Quaternaire. Avant-propos. Rev. Géogr. Phys. et Géol. dynam., 11, 3, pp. 249-240.
- GLOVER (R.E.) -1959- The pattern of fresh water flow in a coastal aquifer. J. Geoph. research, 64, pp. 457-459.
- GONFIANTINI (R.) -1965- Effetti isotopici nell'evaporazione di acque salate, Atti della Soc. Tosc. Sc. Nat., sér. A, vol. 72.
- GOLTERMAN (H.L.) -1960- Studies on the cycle of elements in fresh water. Royal botanical Society of the Netherlands, IX, 58 p.

- GORHAM (E.) -1955- On the acidity and salinity of rain. Géoch., Cosmoch. Acta, 7, 231 p.
- GORJUNOWA (S.) -1958- Quelques lois dans le développement et la destruction des algues planctoniques dans les mers de l'Extrême-Orient. Trudy ozeanograph. Komiss, 3, pp. 84-95.
- GRAS (R.), ILTIS (A.) et DUWAT (S.) -1967- Le plancton du Bas Chari et de l'Est du lac Tchad. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrobiol., I, 1-4, pp. 25-96.
- GRESSWELL (R.) et HUXLEY (A.) -1965- Standard Encyclopedia of the worlds rivers and lakes. New York, G.P. Putnams Sons, 384 p.
- GUEST (N.J.) et STEVENS (J.A.) -1951- Lake Natron, its springs, rivers, brines and visible saline reserves. Miner. Resour. Pam. Geol. Surv. Tanganyika, 58, 21 p.
- GUICHARD (E.) -1957- Eaux du lac Tchad et mares permanentes au nord d'Ira. Comm. Sc. du Logone et du Tchad. Sect. Pédol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy.
- GUICHARD (E.) -1957- Sédimentation du lac Tchad. Comm. Sc. du Logone et du Tchad. Sect. pédol. O.R.S.T.O.M., 46 p.
- GUILCHER (A.) -1965- Précis d'hydrologie marine et continentale. Masson, Paris, 389 p.
- GUILLERD (A.) -1941- Contrôle de l'analyse d'une eau minérale par résistivité électrique, 13, 48, 131 p.
- HALLOPEAU (J.) -1960, 1961- Les équilibres carboniques dans les eaux. Rev. Terres et Eaux, 35, p. 230, avril 1960, janvier 1961.
- HAYES (F.R.) -1964- The mud-water interface. Oceanogr. mar. Bid., G. B., 2, pp. 121-145.
- HEBERT -1905- Contribution à l'étude chimique des sels, des eaux et des produits minéraux de la région du Chari et du lac Tchad. C. R. Ac. Sc. Paris, 140, pp. 163-1965.
- HEM (J.D.) -1959- Studies in interpretation of the chemical characteristics of natural water. USGS. Water Supply Paper, 1473, 269 p.
- HENSON (E.B.) et VIBBER (J.H.) -1969- Precipitation into lake Champlain USA, a source of dissolved minerals. Verh. Internat. Verein. Limnol., 17, pp. 148-153.
- HOPSON (A.J.) -1968- Annual report 1966-1967. Federal fisheries services. Lake Chad research station Malanfatori, 83 p.
- HUBERT (P.), MEYBECK (M.) et OLIVE (Ph.) -1970- Etude par le tritium de la dynamique des eaux du Léman. C. R. Ac. Sc. Paris, série D, 270, pp. 1298-1301.

- HUMBEL (F.X.) -1965- Etude de sols halomorphes du Nord Cameroun (Maroua). Transformation des hardés par sous solage et culture du cotonnier. Sect. Pédo. O.R.S.T.O.M., Yaoundé, p. 63.
- HURAUULT (J.) -1966- Etude sur photographies aériennes de la tendance à la remobilisation des sables éoliens sur la rive nord du lac Tchad. (Régions de Mao et de Bol). Symp. int. de photo-interprétation, Paris, IV.I, pp. 71-83.
- HURST (H.L.) -1925- Salt content of the water of the lake plateau. In the lake plateau bassin of the Nile. Phys. Dep. Pap., Cairo, 21, pp. 67-73.
- HUTCHINSON (G.E.) -1937- A contribution to the limnology of arid regions. Trans. Conn. Acad. Arts Sci., 33, pp. 47-132.
- HUTCHINSON (G.E.) -1957- A treatise of Limnology. John Wiley and sons edit., New-York. 1015 p.
- Hydrologie des lacs et des réservoirs. -1966- A.I.H.S. Symposium de Garda., 70-71, 2 vol., 528 et 393 p.
- Hydrologie des lacs. -1973- A.I.H.S. Symposium d'Helsinki, 1 vol., 500 p.
- IBAZA (D.) -1972- Mesure de l'évaporation d'un lac en climat sahélien. Lac de Bam (premiers résultats). Cah. O.R.S.T.O.M., sér. hydrol., IX, 3, pp. 47-64.
- ILTIS (A.) -1970- Phytoplankton des eaux natronées du Kanem (Tchad). Cah. O.R.S.T.O.M., série hydrobiol., III et IV, (1969-1970), 2, 3, 4.
- ILTIS (A.) et ROCHE (M.A.) -1967- Compte-rendu de mission sur le lac Tchad. Sect. hydrol. et ~~Sect.~~ hydrobiol. O.R.S.T.O.M., 8 p., 1 carte.
- Isotope Hydrology. -1970- Proceedings of a symposium. A.I.E.A. Vienne 917 p.
- JOHAN (Z.), MAGLIONE (G.) -1972- La kanémite, nouveau silicate de sodium hydraté de néoformation. Bull. Soc. Fr. Minéral. Cristallogr., 95, pp. 371-382.
- JOHNSON (J.H.) -1960- Surface currents in lake Michigan, 1954 and 1955. U.S. Fish and wildl. Serv. Spec. Sci. Rep. Fish., 338, 120 p.
- JONES (D.G.) -1957- The rise in the watertable in parts of Daura and Katsira emirates, Katsina province. Rec. of the Geol. Survey of Nigeria. pp. 24-27.
- JORGENSEN (E.) -1957- Diatom periodicity and silicon assimilation. Dansk. Bot. Arkiv., 18, 1, pp. 6-54.
- KIBBY (H.V.), DONALDSON (J.R.) -1968- Temperature and current observations in crater lake, Oregon. Limnol. and Oceanogr. U.S.A., 13, 2, pp. 363-366.

- KISER (R.T.) -1968- Chemical quality of water in Northern Nigeria. U.S. Geol. Surv., open file report, 41 p.
- LAAKSONEN (R.) -1956- On variations in the silica contents of some ponds. Arch. Soc. "Vanamo", 10, 2, pp. 161-163.
- LABEYRIE (L.) -1971- Problèmes posés par la mesure de la composition isotopique des silicates : application à l'étude des diatomées. Thèse, Paris. 62 p.
- LACROIX (M.A.) -1905- Résultats géologiques et minéralogiques de récentes explorations dans l'Afrique Occidentale Française et dans la région du Tchad. Rev. Coloniale, nouvelle sér., 25, avril 1905, pp. 205-223.
- LAL (D.), NIJAMPURKAR (V.N.), RAMA (S.) -1970- Silicon - 32. Hydrology. A.I.E.A., Vienne, Isotopes Hydrology.
- LANGBEIN (W.B.) -1961- Salinity and hydrology of closed lakes. Prof. Pap. U.S. Geol. Surv., 412.
- LEE (K.K.), LIGGET (J.A.) -1970- Computation for circulation in stratified lake. Hydraulics division proceedings of the A.S.C.E., USA, 96, 10, pp. 2089-2115.
- LEFEVRE (R.), DELFIEU (G.) -1972- Mesure directe de l'inféroflux. Application au Mayo Tsanaga. Cah. O.R.S.T.O.M., IX, 3, pp. 65-76.
- LE FORT (M.) -1965- Le problème des inféroflux en zones arides. Revue d'information de l'Organisme Saharien, septembre-octobre, 7 p.
- LEMOALLE (J.) -1969- Premières données sur la répartition du fer soluble dans le lac Tchad. Sect. Hydrobiol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 10 p.
- LEMOALLE (J.) -1972- Azote et phosphate dans les eaux de pluies à Fort-Lamy (1970). Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol. IX, 4, pp. 61-63.
- LERIQUE (J.) -1965- Etude de la remontée de la marée et de la salinité dans les rivières Komo, Mbef et Awebé. Sect. hydrol. O.R.S.T.O.M., Paris, 50 p.
- LERMAN (A.) -1967- Model of chemical evolution of a chloride lake : the Dead Sea. Geoch. Cosmoch., Acta, 31, pp. 2309-2330.
- LERMAN (A.) -1971- Time to chemical steady-states in lakes and ocean. Adv. Chem. Ser., 106, pp. 30-76.
- LERMAN (A.), BRUNSKILL (G.J.) -1972- Migration of major constituents from lakes sediments into lake water and its bearing on lake water composition. Limnol. Oceanogr., 16, pp. 880-890.
- LERMAN (A.), TANIGUCHI (H.) -1973- Strontium -90 and Cesium- 137 in water and deep sediments of the Great Lakes. Proc. 3-rd Nat. Symp. Radioecology, AEC conf -71-501.

- LERMAN (A.), WEILER (R.R.) -1971- Diffusion and accumulation of chloride and sodium in Lake Ontario sediment : 1. Ionic interactions, and 2. Accumulated amount of a reacting species. Earth Planet. Sci. Lett., 13, pp. 220-221.
- LETOLLE (R.), MARCE (A.), FONTES (J.C.) -1965- Un spectromètre de masse pour la mesure de précision des abondances isotopiques de l'oxygène et du carbone. Bull. Soc. fr. Minér. Crist. LXXXVIII, pp. 417-421.
- LEVEQUE (C.) -1972- Mollusques benthiques du lac Tchad : Ecologie, production et bilan énergétique. Thèse, O.R.S.T.O.M., Paris, 225 p.
- LEVINSON (A.A.), HITCHON (B.), REEDER (S.W.) -1969- Major element composition of the Mackenzie River et Norman Wells, NWT Canada. Geoch. Cosmoch. Acta, 33, 1, pp. 133-137.
- LEWIN (I.C.) -1961- The dissolution of silica from diatoms walls. Geoch. et Cosmoch. Acta, 21, pp. 182-198.
- LEWIN (J.C.), GUILLARD (R.L.) -1963- Diatoms. Annual rev. Microbiol., 17, pp. 373-414.
- LHEVREUX (M.), CORNILL (J.) -1959- Dosage spectrométrique de la silice dans les roches, sols, végétaux et eaux. Ind. Chim. Belge, 29, pp. 634-640.
- LIVINGSTONE (D.A.) -1963- Chemical composition of rivers and lakes. In Data of Geochemistry. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper 440 G, 64 p.
- LOUIS (P.) Contribution géophysique à la connaissance géologique du bassin du lac Tchad. Mém. O.R.S.T.O.M., Paris, 42, 311 p. -1970-
- MACKENZIE (F.T.), GARRELS (R.M.) -1966- Silica bicarbonate balance in the ocean and early diagenesis. J. sedim. Petrol., 36, 4, pp. 1075-1084.
- MAGLIONE (G.) -1968- Présence de Gaylussite et de Trona dans les natronières du Kanem. Bull. Soc. Franc. Minéralo. Cristallogr., 91, pp. 388-395.
- MAGLIONE (G.) -1969- Nouvelles données sur le régime hydrogéochimique des lacs permanents du Kanem. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrobiol. III, 1, pp. 121-141.
- MAGLIONE (G.) -1970- Le gisement chloro-sulfaté sodique de l'île de Napel (archipel du lac Tchad). Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol., II, 1, pp. 81-94.
- MAGLIONE (G.) -1970- La magadiite, silicate solide de néoformation des faciès évaporitiques du Kanem (littoral nord-est du lac Tchad). Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 23, 3-4, pp. 177-189.
- MAGLIONE (G.) -1971- Un exemple de comportement de la silice en milieu confiné carbonaté sodique : les "natronières" du Tchad. Bull. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 24, 4, pp. 255-268.

- MAGLIONE (G.), 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. Ac. Sc. Paris, sér. D, 272, pp. 772-774.
- MALEY (J.) -1973- Les variations climatiques dans le bassin du Tchad durant le dernier millénaire ; essai d'interprétation climatique de l'Holocène africain. C.R. Ac. Sc. Paris, 276, pp. 1673-1675.
- MANGIN (J. Ph.), LECOLLE (J.), MATHIEU (Ph.), MONNET (Cl.), PINTA (S.), SIRCOULON (J.) -1967- Géochimie des eaux naturelles ; le transport en solution par un fleuve de Côte d'Ivoire. C.R. Ac. Sc. Paris, 262, 23 mai 1967.
- MARGAT (J.) -1962- Mémoire explicatif de la carte hydrogéologique au 1/50 000e de la plaine du Tafilalt. Edit. du Serv. géol. du Maroc, Rabat, 242 p.
- MARGAT (J.) et MARTIN (A.) -1954- Essai sur l'évaporation et les variations de concentration des eaux souterraines dans une nappe phréatique, dans un pays prédésertique. A.I.H.S., publ. n° 37, pp. 72-84.
- MARINER (R.H.), SUR DAM (R.C.) -1970- Alkalinity and formation of zeolites in saline alkaline lakes. Science, 170, pp. 977-980.
- MARLIER (G.) -1951- Recherches hydrobiologiques dans les rivières du Congo oriental. Composition des eaux. La conductivité électrique. Hydrobiologia, 3, pp. 217-27.
- MARTIN (D.) -1962- Etude pédologique des rives Camerounaises du lac Tchad. I.R.C.A.M., Yaoundé.
- MARTIN (J.M.), MEYBECK (M.), HEVZEL (M.) -1970- A study of the dynamics of suspended matter by means of radioactive tracers : an application to the Gironde estuary. Sedimentology, 14, pp. 27-37.
- MARTIN (R.) -1958- Relation entre la résistivité des eaux et leur composition chimique. Rev. de l'Inst. Française du Pétrole, juin 1958, XIII, 6, pp. 985-996.
- MERCANTON (P.L.) -1932- Etude de la circulation des eaux du lac Léman. Mém. Soc. Vand. Sci. Nat., 4, pp. 225-241.
- MERLIVAT (L.), NIEF (G.) -1967- Fractionnement isotopique lors des changements d'état solide-vapeur et liquide-vapeur de l'eau à des températures inférieures à 0° C, Tellus, 19, pp. 122-27.
- MEYBECK (M.) -1970- Bilan hydrochimique et géochimique du lac Léman. Thèse, Centre Rech. Géodyn., Thonon, 245 p.
- MEYBECK (M.), HUBERT (P.), MARTIN (J.M.), OLIVE (Ph.) -1970- Etude par le tritium du mélange des eaux en milieu lacustre et estuarien. Application au lac de Genève et à la Gironde. A.I.E.A., Isotopes in hydrology, Vienne, pp. 523-541.

- MILLER (R.E.), JOHNSTON (R.H.), OLUWU (J.A.I.), UZOMA (J.U.) -1968- Ground-water hydrology of the Chad bassin in Bornu and Dikwa Emirates, North eastern Nigeria, with special emphasis on the flow life of the artesian system. Geol. Survey water supply paper, 1757-I.
- MILLOT (G.) -1964- Géologie des argiles. Masson, Paris, 499 p.
- MILLOT (G.) et FAUCK (R.) -1971- Sur l'origine de la silice des silicifications climatiques et des diatomites quaternaires du Sahara. C.R. Ac. Sci. Paris, 272, pp. 4-7.
- MOREY (G.W.), FOURNIER (R.O.), ROWE (J.T.) -1964- The solubility of silica at 25° C. J. Geophys. Res., 69, pp. 1995-2002.
- MORTIMER (C.H.) -1955- Some effects of the earth's rotation on water movements in stratified lakes. Verh. Int. Ver. Limnol., 12, pp. 66-67.
- MOSS (B.), MOSS (J.) -1969- Aspects of the limnology of an endorheic African lake. (L. Chilwa, Malawi). Ecology, U.S.A., 50, 1, pp. 109-118.
- MUNNICH (K.O.), ROETHER (W.) and THILO (J.) -1967- Dating of ground water with tritium and 14 C. Isotopes in Hydrology, proceedings of a symposium, Vienne, 14-18 nov. 1966, I.A.E.A., pp. 305-390.
- MURRAY (J.) et IRVINE (R.) -1895- On the chemical changes which take place in the composition of sea water associated with blue mud on the floor of the ocean. Trans. Royal Soc. of Edilburg, 37, pp. 113-117.
- NEVMANN (J.) Maximum depht and average depht of lakes J. Fish. Res. Bd., 16, 6, pp. 923-927.
- NIR (A.) -1964- On the interpretation of tritium "age" measurements of ground water. J. Geophys. Res., 69, 12.
- NORTHCOTE (T.G.), JOHNSON (W.E.) -1964- Occurence and distribution of sea water in ~~S~~akinaw lake, British Columbia. J. Fish. Res. Bd. Can., 21, 5, pp. 1321-1324.
- NOUVELOT (J.F.) -1972- Méthodologie pour la mesure en réseau des transports solides en suspension dans les cours d'eau intertropicaux peu chargés. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., IX, 1, pp. 3-18.
- NOUVELOT (J.F.) -1972- Le régime des transports solides en suspension dans divers cours d'eau du Cameroun de 1969 à 1971. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., IX, 1, pp. 47-74.
- DHRT (F.). Water development and salt-water intrusion on Pacific islands. J. Amer. Water Works. Assn., 39, 10, pp. 979-988.
- OKAMOTO (C.), OKURA (T.), GOTO (K.) -1957- Properties of silica in water. Geochim. Cosmochim. Acta, 12, pp. 123-132.

- O'NEIL (J.R.) -1968- Hydrogen and oxygen isotope fractionation between ice and water, J. phys. Chem., 72, pp. 3683-84.
- PAQUET (H.) -1969- Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens et tropicaux à saisons contrastées. Thèse. Strasbourg, 348 p.
- PAQUET (H.), BOCQUIER (G.), MILLOT (G.) -1966- Néof ormation et dégradation des minéraux argileux dans certains solonetz solodisés et vertisols du Tchad. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 19, 3-4, pp. 295-322.
- PASCHALSKY (J.) -1964- Circulation types of lakes. Pol sk. Arch. Hydrobiol., 12, 3, pp. 363-408.
- PAYNE (B.R.) -1971- Environmental isotope techniques for the hydrologist, J. Brit. Nucl. Energy Soc. Janvier 1971, pp. 29-32.
- PEDRO (G.) -1964- Contribution à l'étude expérimentale de l'altération géochimique des roches cristallines. Ann. Agron., 15, 344 p.
- PIAS (J.) -1970- Les formations sédimentaires tertiaires et quaternaires de la cuvette tchadienne et les sols qui en dérivent. Mém. O.R.S.T.O.M., 43, 407 p.
- PIAS (J.), SABATIER (J.) -1964- Etude des variations des taux de matière organique, d'azote et de la salinité dans les polders du lac Tchad. Campagne 1962. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 144 p.
- PIRARD (F.) -1963- Reconnaissance hydrogéologique du Niger oriental, rapport de fin de travaux 1960-1963, essais d'esquisses hydrogéologiques. BRGM, Orléans.
- PIRARD (F.) -1965- Notice explicative de la carte géologique du Manga. BRGM. Paris. 1 carte au 500 000.
- POCHARD (P.) -1943- Contribution à l'étude des eaux souterraines, des sels et des natrons de la région du Tchad. Rev. Sc. Med. Pharm. et veter. de l'Afr. Fr. L. mars 1943.
- PREEZ (J.W.) du, BARBER (W.) -1965- The distribution and chemical quality of ground-water in Northern Nigeria. Geol. Survey of Nigeria. Bull., 36, pp. 1-93.
- PROUDMAN (J.) -1953- Dynamical oceanography. J. Wiley et sons. N. Y., 409 p.
- Radioisotopes in Hydrology. -1954- A.I.E.A. Vienne, 459 p.
- Radioisotopes in Hydrology. -1970- A.I.E.A. Vienne,
- REVELLE (R.), FAIRBRIDGE (R.W.) -1957- Carbonate and carbon dioxide. Geol. Surv. Amer. Mém., 67, pp. 239-295.

- RHOADES (J.D.) -1968- Leaching requirement for exchangeable-sodium control; Soil. Science Soc. Amer. Proc., 32, 5, pp. 652-656.
- RICHARD (C.) et NGUYEN VAN CU -1961- Relation entre la résistivité d'une eau et son taux de minéralisation. Modification de la règle de Dorochewski. Rev. L'eau, janvier 1961, pp. 22-24.
- RIOU (C.) -1972- Etude de l'évaporation en Afrique Centrale (Tchad, République Centrafricaine, Congo). Thèse, O.R.S.T.O.M., Paris, 215 p.
- ROCHE (M.) -1962- Hydrologie de surface. Gauthier-Villars, Paris, 166 p.
- ROCHE (M.) -1972- Hydrologie et aménagement des eaux (méthodes structurales). Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., X, 1, pp. 3-104.
- ROCHE (M.A.) -1964- Recherches hydrogéologiques sur la palmeraie d'El Ouata. Centre de Rech. sur les Zones Arides, Paris, 15 p., 8 fig.
- ROCHE (M.A.) -1967- Premières estimations des apports en sels au lac Tchad par le Chari, Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., V, 1, 1968, pp. 55-89, 11 fig.
- ROCHE (M.A.) -1968- L'eau dans la Haute Saoura - Sahara nord-occidental. Thèse de troisième cycle, Paris, juin 1968, 295 p., 65 fig., 42 tabl., 20 photos.
- ROCHE (M.A.) -1968- Ecoulement de surface, alimentation des nappes et transport solide des ouadis Fera, Kadjemur et Sofoya (République du Tchad). Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Paris, 140 p., 87 fig.
- ROCHE (M.A.) -1968- Traitement des résultats d'analyses, physico-chimiques des eaux d'un système hydrologique en calcul automatique. Application au système du lac Tchad. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., 29 p.
- ROCHE (M.A.) -1968- Evolution dans l'espace et le temps de la conductivité électrique des eaux du lac Tchad d'après les résultats de 1908, 1957, 1962 à mars 1968. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., VI, 1, 1969, pp. 35-74, 20 fig.
- ROCHE (M.A.) -1969- Salinité des eaux du lac Tchad. in. Monographie hydrologique du lac Tchad (1969). Sect. hydrol. O.R.S.T.O.M., pp. 127-162, 15 fig.
- ROCHE (M.A.) -1970- Hydrogéologie des côtes du lac Tchad à No, Tchingam et Soro (Kanem). Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., VII, 3, pp. 89-116.
- ROCHE (M.A.) -1970- Evaluation des pertes du lac Tchad par abandon superficiel et infiltrations marginales. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol., II, 2, pp. 67-80.
- ROCHE (M.A.) -1971- Géographie et éléments numériques sur la superficie et la bathymétrie du lac Tchad. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 8 p., 2 fig.
- ROCHE (M.A.) -1972- Méthode pratique de calcul des teneurs moyennes des eaux en matières en solution ou en suspension et des quantités d'eaux et de matières transitant en une station fluviale. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 7 p.

- ROCHE (M.A.) -1971- Températures des eaux dans l'ensemble du lac Tchad. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 22 p., 5 fig.
- ROCHE (M.A.) -1972- Traçage hydrochimique naturel du mouvement des eaux dans le lac Tchad. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Paris Octobre 1972. 10 p., 5 fig., note présentée au Symposium sur l'Hydrologie des lacs. A.I.H.S. Helsinki (1973), pp. 16-27.
- ROCHETTE (C.) -1964- Remontées des eaux marines dans le Sénégal. Sect. hydrol. O.R.S.T.O.M., Paris, avril 1964, 61 p.
- RODIER (J.) -1956- Détermination des données hydrologiques en vue de l'étude du projet de pont à Chagoua sur le Chari. Comm. Sc. du Logone et du Tchad. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., 13 p., 7 fig.
- RODIER (J.) -1964- Régimes hydrologiques de l'Afrique noire à l'ouest du Congo, O.R.S.T.O.M., Paris, 137 p.
- ROGNON (P.) -1967- Le Massif de l'Atakor et ses bordures (Sahara Central). Etude géomorphologique. C.N.R.S. Paris, 9, 559 p.
- RODESTVENSKY (A.V.) -1971- Le déversement dans la mer noire des eaux de la mer de Marmara. Le courant inférieur du Bosphore. Cah. Oceanogr., 3, pp. 283-289.
- SAYAR (M.) -1966- Etude géologique, hydrologique, hydrogéologique, climatologique, limnologique, hydrochimique du bassin de la Dranse de Morzina. Thèse, Paris.
- SCHNEIDER (J.L.) -1966- Carte hydrogéologique de la République du Tchad au 1/500 000. In. Feuille Mao. Rapport de synthèse. BRGM LAM 66. A3/85.
- SCHNEIDER (J.L.) -1966- Carte hydrogéologique de reconnaissance au 1/500 000, feuille de Mao et Fort-Lamy ; rapport de synthèse. BRGM, Orléans.
- SCHNEIDER (J.L.) -1967- Carte hydrogéologique au 1/500 000. In. Rapport de synthèse de la feuille Fort-Lamy. République du Tchad. BRGM. LAM. 67.A4.
- SCHNEIDER (J.L.) -1967- Relation entre le lac Tchad et la nappe phréatique. A.I.H.S. Symposium de Garde. pp. 122-131.
- SCHOELLER (H.) -1951- Relation entre la concentration en chlore des eaux souterraines et les échanges de bases avec les terrains qui les renferment. C.R. Ac. Sc. Paris, 232, pp. 1432-1434.
- SCHOELLER (H.) -1961- Calcul du bilan de nappes d'eau et sable en utilisant la teneur en chlore de l'eau des nappes et celle de l'eau de pluie. C.R. Ac. Sci., Paris, 253, pp. 1598-1599.
- SCHOELLER (H.) -1961- Calcul de l'évaporation par la méthode de Thornthwaite et celle des chlorures. C.R. Ac. Sci. Paris, 253, 25, pp. 3014-3015.

- SCHOELLER (H.) -1962- Les eaux souterraines. Masson. Paris. 642 p.
- SCHOELLER (M.) -1965- Les lois de la concentration en chlore des eaux souterraines par évaporation et évapotranspiration. C.R. Ac. Sc. Paris, 257, III, 1965.
- SCHWOERER (P.), DASSIBAT (C.), RISLER (J.J.) -1965- Hydrogéologie du nord Cameroun. BRGM. Cameroun. YAO. 65.
- SEGALEN (P.) -1954- Détermination des rapport silice/alumine et silice/hydroxides des sols. Méthodes analytiques utilisées pour le dosage de Si, Al et Fe et accessoirement de Si, P et Mn. Ext. mémoires de l'Inst. Scient. de Madagascar, sér. D, VI, pp. 87-103.
- SERVANT (M.) -1967- Données stratigraphiques sur le Quaternaire supérieur et récent au nord-est du lac Tchad. VI^e Congr. Parrafr. de Prehist. et Quatern., Dakar. et Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol. 1970, 2, 1, pp. 95-114.
- SERVANT (M.) -1973- Séquences continentales et variations climatiques : évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur. Thèse, O.R.S.T.O.M. 348 p.
- SERVANT (M.), SERVANT (S.) -1970- Les formations lacustres et les diatomées du Quaternaire récent du fond de la cuvette tchadienne. Rev. Géogr. phys. géol. dyn., 2e sér., 12, 1.
- SERVANT (M.), SERVANT (S.), DELIBRIAS (G.) -1969- Chronologie du quaternaire récent des basses régions du Tchad. C.R. Acad. Sci., Paris, 269, pp. 1603-1606, 29 octobre 1969.
- SERVANT (S.) -1967- Répartition des Diatomées dans les séquences lacustres holocènes du nord-est du lac Tchad. Premières observations et perspectives de recherches. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol., 2, 1, pp. 115-126, 1970.
- SERVANT (S.) -1970- Répartition des diatomées dans les séquences lacustres holocènes au nord-est du lac Tchad. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Géol., II, 1, pp. 115-126.
- SERVANT (S.) -1973- Stratigraphie et néotectonique du Plio-Pléistocène ancien du Tchad d'après l'étude des Diatomées. C.R. Ac. Sc. Paris, 276, pp. 2633-2636.
- SHAPIRO (J.) -1964- Effects of yellow organic acids on iron and other metals in water. J. An. Water Works Assoc., 56, pp. 1062-1082.
- SHARMA (S.K.), SHARMA (T.) -1968- $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ and $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ ratios of some natural carbonates. Géol. Soc. Indian. Bull., 5, pp. 53-55.
- SHATA (A.), KNETSCH (G.), DEGENS (E.T.), MUNNICH (O.), EL SHALLI (M.) -1962- The geology, origin and age of the ground water supplies in some desert areas of U.A.R. Bull. Inst. Desert, XII, 2, pp. 61-124.

- SIEVER (R.) -1957- The silica budget in the sedimentary cycle. Amer. Min., 42, pp. 821-841.
- SIEVER (R.) -1962- Silica solubility, 0 -200° C, and the diagenesis of siliceous sediments. J. of Geol., 70, pp. 127-150.
- SIFFERT (B.) -1962- Quelques réactions de la silice en solution : la formation des argiles. Mém. Serv. Carte géol. Als. Lorr., 21, 86 p.
- SIRCOULON (J.) -1967- Mise à jour des mesures d'évaporation sur bac Colorado en Côte d'Ivoire. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., IV, 2, pp. 71-78.
- STAUCH (A.) -1966- Le bassin camerounais de la Bénoué et sa pêche. Mém. O.R.S.T.O.M., 15, 152 p.
- STEWART (W.D.P.) -1966- Nitrogen fixation in plants. The achlone Press, London
- STOMMEL (H.) -1948- The westward intensification of wind-driven ocean currents. T.A.G.U., 29, pp. 202-206.
- STROM (K.M.) -1955- Water and sediments in the deep of lakes. Mém. Ist. Ital. Idrobiol., suppl., 8, pp. 345-356.
- Synthèse hydrologique du bassin du lac Tchad. Rapport technique présentant les principaux résultats des opérations. U.N.E.S.C.O., Paris, 1969.
- Tables océanographiques internationales. Relation conductivité-salinité des eaux de mer. -1966- Nat. Inst. of Ocean. of Great Britain and Unesco.
- TAKAHASHI (T.), BROEKER (W.) -1968- Chemical and isotopic balances for a meromictic lac. Limnol. and Oceanogr. U.S.A., 13, 2, pp. 272-292.
- TALLING (J.) -1957- The longitudinal succession of water characteristics in the withe Nile. Hydrobiologia, 9, 1, pp. 73-89.
- TALLING (J.) and TALLING (I.B.) -1965- The chemical composition of African lake waters. Int. Rev. Gesamten Hydrobiol., 50, 3, pp. 63-421.
- TILHO (J.) -1925- Sur l'ordre de grandeur des variations de profondeur et d'étendue du lac Tchad. C.R. Ac. Sc., Paris, 180, pp. 1233-1236.
- TILHO (J.) -1910- Documents scientifiques de la mission Tilho 1906-1909. Imp. nat., Paris, 3t.
- TODD (D.K.) -1953- Sea water intrusion in coastal aquifers. T.A.G.U., 34, pp. 749-755.
- TORRENT (H.) -1965- Carte hydrogéologique de la République du Tchad au 1/500 000, In : Feuille Moundou. Rapport de synthèse BRGM. LAM. 64. A10.

- TORRENT (H.) -1966- Carte hydrogéologique de reconnaissance de la République du Tchad au 1/500 000. In : Feuille Bongor, Rapport de synthèse BRGM. LAM. 66. A6/1.
- TOUCHEBOEUF DE LUSSIGNY (P.) -1966- Bilan hydrologique du lac Tchad. Symposium de Garda, A.I.H.S. Publ. n° 70, 1, p. 7-16.
- TOUCHEBOEUF (P.) et coll., -1969- Monographie hydrologique du lac Tchad. O.R.S.T.O.M., Sect. Hydrol., Paris, 3 tomes, 300 p., 1 carte.
- TOUCHEBOEUF DE LUSSIGNY (P.) -1969- Note hydrologique sur les tributaires secondaires : l'El Beid et la Komadougou - Yobe. Sect. Hydrol. O.R.S.T.O.M., Paris, 57 p.
- TOYO HARA (Y.), A study on the coastal ground water at yumigahama, tottori. Mem. College of Sci. Kyoto, 18, 5, pp. 295-308.
- TRESCASES (J.J.) -1965- Bilan géochimique de l'altération des péridotites en Nouvelle-Calédonie. Sect. géol. O.R.S.T.O.M., Nouméa.
- VERBER (J.L.) -1955- Rotational water movements in western lake Erie. Verh. Int. Ver. Limnol., 12, pp. 97-104.
- VERNADSKY (W.) -1922- Sur le problème de la décomposition du kaolin par les organismes. C.R. Ac. Sc. Paris, 175, pp. 450-452.
- VIGUIER (Cl.) -1962- Recherches sur la possibilité d'infiltration des eaux de pluie à travers les dunes du Grand Erg Occidental à Béni-Abbès (Saoura). Trav. Labo. Hydrogéologie - Géochimie de la Fac. des Sc. de l'Univers. de Bordeaux, IX, 51 p.
- VINOGRADOV (A.P.), BOICHENKO (E.A.) -1942- Décomposition of Kaolin by Diatoms. C.R. Ac. Sc. U.R.S.S., 37, pp. 135-138.
- VIZIER (J.F.), FROMAGET (M.) -1966- Carte pédologique de reconnaissance au 200 000 de la République du Tchad. Feuille Bongor. Sect. Pédol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy.
- VIZIER (J.F.) -1970- Etude des phénomènes d'hydromorphie et de leur déterminisme dans quelques types de sols du Tchad. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Pédol., VIII, 1.
- VIZIER (J.F.) -1967- Carte pédologique de reconnaissance de la République du Tchad. Feuille Lai. Sect. Pédol. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy.
- VUIBERT (A.) -1966- Résistivité électrique et minéralisation globale. Tech. et Sci. municip., pp. 51-55.
- VUILLAUME (G.) -1968- Premiers résultats d'une étude analytique du ruissellement et de l'érosion en zone sahélienne. Bassin représentatif de Kountkouzout (Niger). Cahier O.R.S.T.O.M., sér. Hydrol., V, 2, pp. 33-56.

- VOGEL (J.C.) -1963- The use of the Carbon isotopes in Ground-water studies. In : Radioisotopes in Hydrology, IAEA, pp. 383-395.
- VOGEL (J.C.) -1967- Investigation of ground-water flow with radio carbon. In : Isotopes in hydrology, IAEA 1963, pp. 383-395.
- WEBB (E.K.) -1960- Evaporation from lake eucumbene. Division of meteorological physico-technical paper n° 10. Commonwealth sci. and indust. research. organ., Australia.
- WENDT (I.), STAHL (W.), GEYH (M.) and FAUTH (F.) -1967- Model experiments for 14 C water age determination. pp. 321-337.
- WERESCAGIN (G.J.) -1937- Etudes du lac Baikal. Quelques problèmes limnologiques. Verh. int. Ver. Limnol., 5, pp. 189-207.
- WILLIAMS (W.D.) -1966- Conductivity and the concentration of total dissolved solide in Australian lakes. Austr. J. Mar. Freshwater Res., 17, pp. 169-176.
- WILMS (D.A.), HAUTE VAN (A.A.), RAND (M.C.) -1963- Equilibre des carbonates dans les eaux naturelles. Conférence à la "Convention mundial de ingeniera química", Mexico city.
- WOLLAST (R.), MACKENZIE (F.T.), BRICKER (O.P.) -1968- Experimental precipitation and genesis of sepiolite at earth surface conditions. Amer. Min., 35, pp. 1645-1662.
- WURTZ (A.) -1962- Mesures physico-chimiques ou chimiques dans la vase et dans l'eau des étangs. Ann. Sta. Cent. Hydrobiol. appl., 9, pp. 247-267.
- ZENDER (J.) -1908- Sur la composition chimique de l'eau et des vases des grands lacs de la Suisse. Thèse. Université Genève.