

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

**GÉOCHIMIE
DES ÉVAPORITES ET SILICATES
NÉOFORMÉS
EN MILIEU CONTINENTAL CONFINÉ**
Les dépressions interdunaires du Tchad



G. MAGLIONE



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

RENSEIGNEMENTS, CONDITIONS DE VENTE

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

SERVICE CENTRAL DE DOCUMENTATION DE L'ORSTOM
70-74, route d'Aulnay, 93140 BONDY (France)

- Tout paiement sera effectué par chèque bancaire barré au nom de RÉGIE ORSTOM BONDY, ou par chèque postal (compte n° 9.152-54, Paris, RÉGIE ORSTOM BONDY).
- Achat au comptant possible à la bibliothèque de l'ORSTOM, 24, rue Bayard, 75008 PARIS.

I - CAHIERS ORSTOM

BIOLOGIE
ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET PARASITOLOGIE
HYDROBIOLOGIE
HYDROLOGIE
OCÉANOGRAPHIE
PÉDOLOGIE
SCIENCES HUMAINES

séries trimestrielles Abonnement: *France* 120 F.
Etranger 156 F. 36,30 US dollars

GÉOLOGIE - *série semestrielle* Abonnement: *France* 96 F.
Etranger 120 F. 28,00 US dollars

II - BULLETIN ANALYTIQUE D'ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET VÉTÉRINAIRE

12 numéros par an
(15 fascicules) Abonnement: *France* 115 F.
Etranger 130 F. 30,25 US dollars

Dans la collection des mémoires de l'ORSTOM, nous rappelons le n°42, 1970 :

CONTRIBUTION GEOPHYSIQUE A LA CONNAISSANCE GEOLOGIQUE DU BASSIN DU LAC TCHAD

par
P. LOUIS

*format 21 x 27, 311 p., 141 fig., bibliogr. (120 réf.), coupes gravimétriques
et cartes (couleur) h. t.*

250 F.

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

N°50

G. MAGLIONE

GÉOCHIMIE
DES ÉVAPORITES ET SILICATES NÉOFORMÉS
EN MILIEU CONTINENTAL CONFINÉ

Les dépressions interdunaires du Tchad - Afrique -

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

PARIS

1976

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

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

" La recherche sur les évaporites a été dominée par les chimistes, principalement par VAN'T HOFF. Il semble maintenant que ce soit le tour des sédimentologues. Une analyse détaillée des milieux de dépôt et des structures sédimentaires des évaporites promet plus de compréhension que d'autres diagrammes de phases. "

H.P. EUGSTER, Science, 1971.

AVANT - P R O P O S

Les études sédimentologiques et géochimiques du bassin tchadien ont été conduites simultanément selon deux voies complémentaires :

. d'une part l'étude du mécanisme en action dans les sédiments récents (vue Actualiste),

. d'autre part la recherche dans les sédiments anciens des phénomènes qui en furent cause (vue Quaternariste).

Cette étude décrit en détail les résultats de sept années de recherches sur les évaporites continentales du bassin tchadien (quatre années de terrain et trois années de laboratoire, dont dix-huit mois aux Etats-Unis). Elle représente un des volets de l'étude multidisciplinaire de Géodynamique externe menée dans la cuvette tchadienne par l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM), sous la direction scientifique du Professeur H. FAURE (Laboratoire du CNRS de Géologie du Quaternaire, Bellevue).

Ce mémoire expose les résultats des recherches menées sur la *sédimentation chimique récente et actuelle* dans les interdunes du littoral septentrional du lac Tchad; sédimentation qui constitue l'aboutissement de la majeure partie des substances dissoutes issues des bassins amont.

Soumis à un climat subaride, les dépressions interdunaires sont le siège d'un *régime évaporatoire de type capillaire* par suite de la présence d'une nappe phréatique peu profonde et de sédiments fins argileux. Le problème abordé a été celui des *déterminismes et des mécanismes*.

L'ouvrage est divisé en trois parties - La première (p. 5 à 59) traite du milieu naturel et met en place les cadres géologique, sédimentologique, climatique et hydrologique en faisant appel aux données des autres membres de l'équipe. L'évaporation et la nappe phréatique "moteur" et "vecteur" des phénomènes, font l'objet d'un assez long développement.

La deuxième partie (p. 61 à 236) aborde les faits de terrain, avec une optique essentiellement géochimique. Dans un premier temps, la paragenèse évaporitique a été établie en faisant appel aux techniques les plus variées : diffractométrie des rayons X, A.T.D, A.T.P., spectrométrie infrarouge, microscopie électronique à balayage - Un inventaire très complet des paragenèses a ainsi pu être dressé : douze minéraux salins (Mg-calcite, gaylussite, nahcotite, trona, natron, thermomatrite, gypse, halite, mirabilite, thenardite, northupite, bloëdite), et quatre silicates sodiques néoformés (mordénite, magadiïte, kenyaïte, et kanemite, nouvelle espèce minérale décrite au Tchad pour la première fois).

Les diverses étapes qui conduisent une eau douce à l'état de saumure puis de sels sont ensuite décrites en passant tour à tour en revue la géochimie des nappes phréatiques, des lacs interdunaires et des salines.

A ce stade, une démarche originale est apportée. Elle fait appel à l'utilisation d'un programme de calcul donnant l'état de saturation des eaux vis-à-vis des espèces minérales les premières à cristalliser (Mg-calcite, gaylussite, gypse, etc.)

"Chemin-faisant", il est démontré que l'évaporation joue selon deux *modalités physiques* : soit d'une manière directe dans le cas d'une nappe d'eau affleurante (lac interdunaire), soit de façon capillaire dans le cas d'une nappe phréatique peu profonde. Chaque type d'évaporation conduit à une paragenèse distincte, *syngénétique* dans le premier cas, *diagénétique* précoce dans le second.

Bien que les associations minérales soient identiques, les habitus minéralogiques sont différents. Les deux mécanismes ont joué à plusieurs reprises (en se relayant dans le temps) suivant les fluctuations lacustres au cours de l'Holocène.

Dans le cas de l'évaporation capillaire, une nouvelle dichotomie, essentielle, apparaît en fonction de l'aération et du drainage du milieu de concentration : un milieu *confiné réducteur* livre une paragenèse carbonatée et silicatée sodique, un milieu *drainé oxydant* conduit à une paragenèse chlorosulfatée sodique d'où les silicates néoformés sont exclus. Actuellement, le milieu des interdunes du Kanem est *confinant* d'où un fond géochimique régional carbonaté, au milieu duquel apparaissent quelques anomalies locales chlorosulfatées sodiques.

Pour chacun de ces deux milieux de concentration exsudative, un modèle thermodynamique simple est proposé qui rend compte de l'ordre d'apparition des sels dans le temps, ainsi que de leur distribution dans le paysage.

Un chapitre important est consacré à des études fines de thermodynamique menées en laboratoire sur les silicates sodiques néoformés, *argiles des milieux hypercarbonatés sodiques*. Ce chapitre apporte une contribution

importante aux problèmes des silicifications climatiques et à celui du comportement de la silice dans les milieux confinés.

Dans la troisième partie (p. 237 à 294) en s'évadant de cette étude régionale, le bassin tchadien actuel est comparé, en tant que modèle de sédimentation chimique continentale, à d'autres milieux actuels ou fossiles. Cette démarche permet de dresser un modèle de comportement des ions en milieu continental confiné.

Le problème de la régulation saline actuelle du lac Tchad est également abordé. Des chiffres sont proposés quant à la part revenant à l'immobilisation annuelle des ions sous forme d'évaporites. Ils tendraient à prouver que pour une part importante, la régulation saline du lac Tchad est assurée par un mécanisme d'infiltration sur ses rives septentrionales.

En conclusion, ce travail appuyé sur de minutieuses observations de terrain et de nombreuses analyses de laboratoire (plus de 1500 analyses d'eaux, 500 analyses aux rayons X, 300 analyses isotopiques, ...) conduit à une image quantitative de la "sédimentation évaporitique" actuelle dans les paysages interdumaires du Tchad. On regrettera cependant la part un peu trop minime réservée aux observations purement sédimentologiques au profit d'une vue géochimique. Il faut dire que cette "lacune" est comblée dans la mesure où l'un des autres membres de l'équipe (C. CHEVERRY) s'est attaché à étudier d'un point de vue pédologique et micromorphologique les premières manifestations de l'immobilisation des sels solubles dans les sédiments récemment exondés des polders du lac Tchad.

Jean-Charles FONTES
Maître-Assistant à l'Université
P. et M. CURIE, PARIS

REMERCIEMENTS

MM. André JAUZEIN, Hugues FAURE, René DARS, Yves TARDY et Jean-Charles FONTES ont bien voulu participer à mon Jury de thèse, ce dont je les remercie.

M. Jean-Charles FONTES m'a souvent aidé, par ses idées synthétiques à clarifier mes connaissances de la Géochimie de la surface; son parrainage, puis sa direction scientifique à l'ORSTOM aura été non seulement intellectuel, mais plus encore humain.

M. H.P. EUGSTER, Professeur à l'Université Johns Hopkins de Baltimore, m'a fait découvrir la fécondité d'une approche thermodynamique dans l'étude des évaporites continentales; il est à l'origine de mon actuelle orientation.

Ce mémoire n'aurait pu voir le jour sans la compréhension de M. Guy CAMUS, Directeur Général et de M. Jean SEVERAC, Directeur Général Adjoint de l'ORSTOM qui m'ont autorisé à effectuer des stages parfois longs et coûteux au cours desquels j'ai pu approfondir mes connaissances dans le domaine de la Géochimie.

L'OTAN, par l'octroi d'une bourse de recherches m'a permis de séjourner pendant dix-huit mois dans le Département of Earth and Planetary Sciences de la Johns Hopkins University comme Associé de recherches.

Mes camarades de l'Office, de l'Université, du B.R.G.M., sans peine, retrouveront au détour d'une page, d'un chapitre, d'un résultat analytique, l'empreinte de leur compétence, la trace d'une idée qu'ils ont bien voulu me faire partager; qu'ils sachent la part que je leur dois.

Enfin, mes pensées vont vers

les nombreux Tchadiens qui, sur le terrain, m'ont aidé à supporter, puis à apprécier le dépouillement des régions sahéliennes

mes parents, auprès desquels je suis venu souvent puiser la sérénité qui accompagne la simplicité

ma femme Marie-Hélène, chimiste, qui sait la part que je lui dois dans le géochimiste que j'aimerais être.

SOMMAIRE

	Pages
INTRODUCTION	1
PREMIERE PARTIE - GENERALITES : le milieu naturel	5
Chapitre I - Le cadre géologique et climatique	7
Chapitre II - Le cadre hydrologique	33
DEUXIEME PARTIE - LES FAITS : étude géochimique	61
Chapitre III - Géochimie des eaux de la nappe phréatique	63
Chapitre IV - Géochimie des lacs interdunaires	79
Chapitre V - La distribution des évaporites dans le paysage : mécanismes génétiques	101
Chapitre VI - Géochimie des silicates néoformés	175
TROISIEME PARTIE - LE BASSIN TCHADIEN : modèle de sédimentation chimique continentale	237
Chapitre VII - Le lac Tchad et ses dépendances : modèle de lac confiné basique	239
Chapitre VIII- Le problème de la régulation saline du lac Tchad	255
Chapitre IX - Le comportement des ions en milieu continental confiné	275
CONCLUSIONS GENERALES	297
REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES	305
LISTE DES FIGURES	321
LISTE DES TABLEAUX	325
TABLE DES MATIERES	329

INTRODUCTION

De nombreux travaux ont été publiés sur les dépôts salins d'origine marine ; les données sédimentologiques, les analyses chimiques citées dans la littérature internationale sont abondantes. En revanche le domaine des évaporites continentales est moins riche en données bibliographiques. Pour s'en convaincre il suffit de savoir qu'un volume consacré à ce sujet est annoncé depuis plusieurs années dans les Professional Papers de l'U.S. Geological Survey Bulletin (Chapter Z). Les responsables de cette publication ignorent encore l'auteur qui tentera une clarification de ce sujet.

Cette apparente pauvreté tient à mon avis à diverses causes :

. d'une part les évaporites d'origine continentale présentent une répartition géographique beaucoup plus localisée que leurs homologues marines,

.. d'autre part, elles ont également connu un développement dans le temps plus récent puisque le plus vieux gisement connu remonte à l'Eocène (Green River Formation),

... enfin, leur grande solubilité les rend dans la plupart des cas extrêmement fugaces.

Les dépôts salins d'origine marine ont fait l'objet de multiples études chimiques depuis celles de VAN'T HOFF et de son école (1912) ; de nombreux problèmes concernant leur composition et leur température de genèse ont été par la suite abordés (JANECKE, 1929 ; D'ANS, 1933 ; LOTZE, 1957 ; BORCHERT, 1959 ; BRAITSH, 1971).

Les évaporites continentales, sans doute à cause de leur moindre importance économique, ont reçu bien moins d'attention de la part

des minéralogistes, géologues et géochimistes.

Les études les plus marquantes sur ce sujet concernent les dépôts du lac Searles en Californie et la Green River Formation (Wyoming). La première étude géologique du gisement quaternaire du lac Searles est due à GALE (1914). Exploitées comme source de matériaux chimiques, les saumures ont fait l'objet d'une étude remarquable de la part de TEEPLE (1929) dont les résultats ont permis à GALE (1938) d'expliquer certaines des paragenèses rencontrées à l'aide des données sur les diverses phases présentes à l'équilibre.

Actuellement, c'est l'équipe du Professeur EUGSTER qui domine le sujet par ses études au lac Magadi (EUGSTER, 1967, 1969, 1970), à Deep Springs Lake (JONES, 1965), à Saline Valley (HARDIE, 1968), au Basque Lake (NESBITT, 1973) et sur la Green River Formation (BRADLEY et EUGSTER, 1969).

En France, l'équipe de l'Ecole Normale Supérieure de Paris étudie les évaporites de la Sebkhah el Melah de Zarzis (PERTHUISOT *et al.*, 1972), tandis que FONTES et FAURE (1963) se sont penchés sur les faciès sulfatés de la Sebkhah de Ndrhamcha (Mauritanie) et du Niger (Bilma, Manga).

C'est en 1966 que j'ai commencé, dans le cadre d'une opération multidisciplinaire engagée par l'O.R.S.T.O.M. dans la cuvette tchadienne et dirigée par le Professeur FAURE, l'étude des évaporites des interdunes du Kanem. Après l'établissement de la paragenèse, essentiellement carbonatée sodique (MAGLIONE, 1968, 1970), je me suis attaché depuis à replacer les sels présents dans leur environnement hydrochimique (MAGLIONE, 1970).

Ce n'est qu'en cours de travail qu'il est apparu que les silicates néoformés tenaient une place importante dans la paragenèse évaporitique (MAGLIONE, 1970 ; MAGLIONE et TARDY, 1971 ; JOHAN et MAGLIONE, 1972).

Ce mémoire doit donc être considéré comme l'aboutissement de quatre années de terrain (1966-1970) au Tchad, de dix-huit mois de laboratoire aux Etats-Unis (1971-1972) et de quinze mois de mise en forme de mes idées. Elles sont en grande partie le fruit des nombreuses discussions que j'ai eues avec mes collègues du Centre O.R.S.T.O.M. de Fort-Lamy (B. DUPONT, M. et S. SERVANT, géologues ; Cl. CHEVERRY, pédologue ;

M.A. ROCHE, hydrologue ; J.P. CARMOUZE, Ch. LEVEQUE, hydrobiologistes ; P. CHANUT, J.C. BLANCH, chimistes) et J. Ch. FONTES, Laboratoire de géologie dynamique, Université de Paris VI.

Le thème qui fait l'objet de ce mémoire concerne *les mécanismes de formation des évaporites et silicates dans les interdunes par remontées capillaires à partir d'une nappe phréatique subaffleurante*. Géographiquement, l'étude se limite aux interdunes du littoral septentrional du lac Tchad. Des données existent sur les évaporites du Borkou-Ennedi-Tibesti (B.E.T.), de Bilma, du Manga. Cependant comme je n'ai pu, pour des raisons diverses, étudier ces régions je n'ai pas voulu utiliser des données hétérogènes publiées par ailleurs.

La première partie de ce mémoire traite du milieu naturel et met en place les cadres géologique, sédimentologique, climatique et hydrologique. On insiste sur l'évaporation et la nappe phréatique, *moteur* et *vecteur* des faits qui sont abordés dans la seconde partie.

Dans celle-ci, la géochimie des eaux de la nappe phréatique, des lacs interdunaires, des évaporites et des silicates néoformés sont tour à tour décrits. La concentration des eaux par évaporation emprunte deux voies distinctes qui conduisent à deux milieux géochimiques bien tranchés ; le premier, drainé et oxydant, aboutit à une paragenèse *chloro-sulfatée sodique* ; le second, confiné et réducteur, livre une paragenèse *carbonatée sodique*.

Dans la troisième partie, le bassin tchadien en tant que modèle de sédimentation chimique continentale est comparé à d'autres milieux actuels ou fossiles. Le comportement des ions en milieu continental confiné est étudié.

Enfin dans les conclusions, l'accent est mis sur l'apport que constitue la présente étude dans d'éventuelles reconstitutions paléogéographique et paléogéochimique.

Sur le terrain, l'observation a été réalisée par des profils disposés en toposéquences orientées dans le sens d'écoulement de la nappe phréatique. Les mesures limnimétriques ont été assurées par enregistrement en continu à l'aide de 3 limnigraphes disposés sur le rivage du lac Tchad, au sommet et en contrebas de la dune de Liwa, et par des mesures à chacune de nos missions.

Au laboratoire, les eaux ont été analysées par les méthodes classiques pour les ions majeurs :

- alcalino-terreux par complexométrie à l'EDTA (± 5 % pour Ca^{2+} et $\pm 7,5$ % pour Mg^{2+})
- alcalins par photométrie de flamme (± 1 à 5 % pour Na^+ et ± 1 à 7 % pour K^+)
- bicarbonates et carbonates par potentiométrie sur appareil enregistreur METRHOM E 436 (± 1 à 5 %)
- sulfates par complexométrie ou néphélométrie (± 5 %)
- chlorures par potentiométrie à l'électrode d'argent (± 5 %)
- silice par spectrophotométrie du complexe silicomolybdique (± 2 %)
- aluminium par spectrophotométrie à l'ériochrome cyanine (± 3 %)

Les sels cristallisés ont subi une solubilisation puis une analyse chimique classique. Ils ont également été étudiés par diffractométrie des rayons X, spectrométrie infra-rouge, microscopie électronique à balayage.

Les sels solubles des sédiments ont subi une analyse chimique classique sur des extraits de pâte saturée ou des extraits 1/2 ou 1/10.

Au stade du dépouillement, on a largement fait appel à la calculatrice I.B.M. 7040 de l'Université de Johns Hopkins, puis à celle du Centre de Calcul de l'Observatoire de Nice.

Les erreurs absolues maximales sur les constantes d'équilibre calculées dans ce travail sont comprises entre $\pm 0,12$ et $\pm 0,30$ (Chap. VI § IV). Dans les calculs de pression partielle de gaz carbonique, elle est de l'ordre de $\pm 0,08$ dans toute l'étendue de la gamme des PCO_2 calculés (Chap. V. § II et IV).

PREMIERE PARTIE

GENERALITES



Le milieu naturel

Cette partie est consacrée à la description de l'enveloppe et du vecteur des phénomènes d'halomorphie.

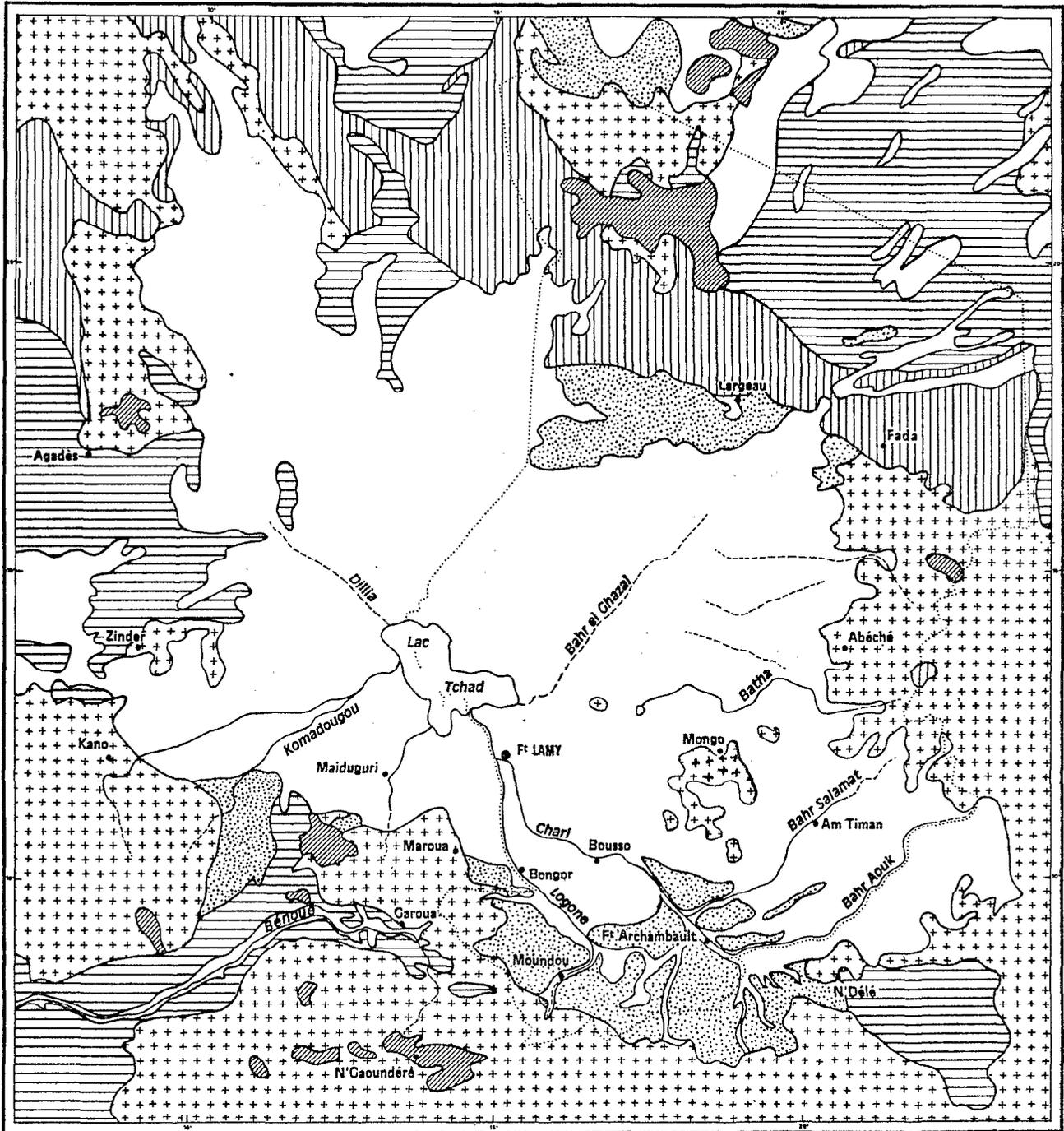
Cadres géographique et géologique seront rapidement mis en place. J'insisterai plus longuement sur l'évaporation, *moteur* des phénomènes et sur la nappe phréatique, *vecteur* de ces mêmes phénomènes.

Chapitre I - Le cadre géologique et
climatique

Chapitre II - le cadre hydrologique

CHAPITRE PREMIER

Le cadre géologique et
climatique



D'après P. LOUIS 1969

Echelle 1/10.000.000
0 600 km

LEGENDE

- | | | |
|-------------|------------|--------------------|
| Quaternaire | Secondaire | Socle précambrien |
| Tertiaire | Primaire | Roches volcaniques |

..... Limites de la République du Tchad

Figure 2. - Esquisse géologique du bassin tchadien

I. CADRE GEOLOGIQUE GENERAL DU BASSIN TCHADIEN

La cuvette tchadienne s'étend du 7° au 21° de latitude nord et du 5° au 20° de longitude est. Elle occupe une superficie de plus de 2 millions de Km². Ses limites naturelles sont déterminées par une série de massifs montagneux : Hoggar et Tibesti au nord ; Ennedi et Ouaddaï à l'est ; Adamaoua et plateau de l'Oubangui au sud ; Air à l'ouest (fig. 1).

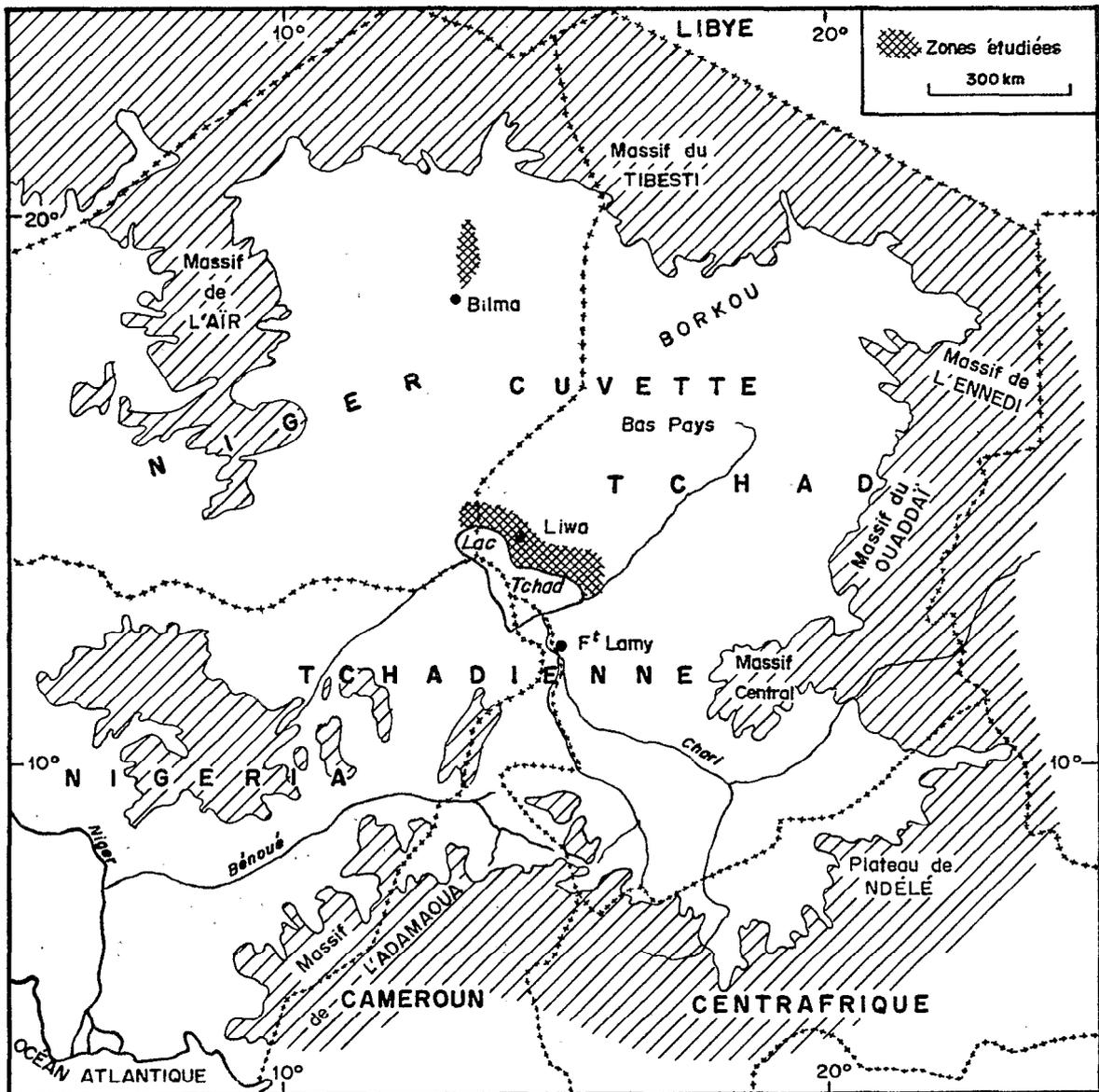


Figure. 1. - Carte de situation du bassin tchadien

Emergée avant la fin du Primaire, cette dépression a été comblée par des dépôts tertiaires et quaternaires, d'origine essentiellement continentale.

Le socle précambrien affleure sur les bordures sous forme de granites et de gneiss, parfois recouverts de formations primaires, crétacées ou continentales d'âges divers. Certains des reliefs externes ont été rajeunis par des influences volcaniques.

Le lac Tchad (281 m) qui occupe à peu près le centre de la plaine tchadienne n'en est pas le point le plus bas. Celui-ci se situe à 500 km au N.E., à l'aboutissement du sillon du Bahr-el-Ghazal dans les Pays-Bas du Tchad aux environs de Largeau ; son altitude est d'environ 160 m.

1. - LE SOCLE CRISTALLIN

Il affleure dans les massifs du pourtour de la cuvette au sud, sud-ouest et sud-est (plateau de l'Adamaoua, monts du Mandara au Cameroun, massif du Ouaddaï au Tchad, région du Mayo-Kebbi à la frontière Tchad-Cameroun). De nombreux inselbergs percent également la couverture sédimentaire. Les roches sont essentiellement constituées de granites et de formations métamorphiques, de granito-gneiss ainsi que de roches basiques diverses.

Ces formations sont fortement plissées suivant un axe S.SW-N.NE.

2. - LES FORMATIONS PRIMAIRES

Elles couvrent de vastes surfaces dans la partie nord du Tchad où elles constituent le massif de l'Ennedi, les contreforts du Tibesti, ainsi qu'une partie du nord de l'Ouaddaï. Constituées de puissantes séries gréseuses avec quelques intercalations calcaires au sommet, ces formations ont également subi des plissements de vaste amplitude, marqués par de grandes failles d'effondrement orientées S.SW-N.NE.

3. - LES FORMATIONS SECONDAIRES

Elles constituent deux séries, marines dans le sud du Tchad

(Mayo-Kebbi), continentales dans l'est et le nord.

Les formations marines comprennent des conglomérats, grès grossiers plus ou moins arkosiques, grès fins, marnes schisteuses verdâtres, calcaires graveleux avec intercalation de sills doléritiques. Cet ensemble constitue la série de Léré, épaisse de 150 à 200 m. On distingue également la série de Lamé, épaisse de 20 m, reposant en discordance sur le Précambrien et constituée de conglomérats, d'arkoses, de calcaire marin à lumachelles, de grès calcaires, de marnes lagunaires ou continentales.

Dans l'est et le nord du Tchad, les formations secondaires sont représentées par des conglomérats à galets de quartz et des grès arkosiques à intercalations de marnes (Ouaddaï). Dans l'Ennedi, la série continentale repose en discordance sur les grès primaires ; elle est constituée de grès rouges ou bruns, parfois blancs à galets de quartz. Au nord du Tibesti, il s'agit également de grès continentaux reposant en discordance sur le Précambrien ou le Primaire et dans lesquels des bois silicifiés (Dadoxylon) ont permis la datation.

4. - LES FORMATIONS TERTIAIRES

Elles sont également d'origine soit marine, soit continentale.

Dans le nord du Tibesti une série marine d'âge éocène correspond à l'avancée d'une mer lutétienne qui recouvrait une partie de l'Égypte et de la Lybie. Cette série comporte des calcaires fossilifères, des marnes gypsifères et des grès.

Les formations continentales ("Continental Terminal") sont bien représentées sur le pourtour de la cuvette tchadienne tandis que dans la partie centrale elles sont recouvertes par des dépôts quaternaires.

Au nord et au nord-est des Pays-Bas, les dépôts tertiaires et quaternaires reposent en discordance sur des grès paléozoïques. A l'est du Bahr-el-Ghazal, ils reposent directement sur les schistes épimétamorphiques du socle où un sondage les a recoupés sur 525 mètres d'épaisseur (SCHNEIDER, 1967).

SERVANT (1973) rattache les terrains cartographiés sous le terme de "Continental Terminal" à la série du Bodelé. A l'est de Largeau, cette série atteint 200 m d'épaisseur. Elle est constituée d'argiles

finement litées alternant avec des sables fluviatiles mal classés, à lentilles locales de cailloutis et de grès. Elle comprend aussi des cinérites et des tufs volcaniques à faciès ignimbrtiques qui ravinent les dépôts sous-jacents.

La découverte d'une mandibule de *Merycopotamus* permet d'attribuer une partie de la série au Miocène supérieur ou au Pliocène inférieur. La présence de gros blocs d'oolithes ferrugineuses à la base de la série paraît indiquer un âge oligocène. Cette série du Bodelé correspond à des épandages fluviatiles ayant subi des remaniements pédologiques.

5. - LES FORMATIONS QUATERNAIRES

Le Quaternaire du bassin du Tchad vient de faire l'objet d'une importante mise au point. SERVANT (1973) y distingue de bas en haut :

- la série du Bahr-el-Ghazal, Plio-Pléistocène ancien
- la série des Soulias, Pléistocène
- La série de Labdé, Pléistocène terminal-Holocène.

A. LA SERIE DU BAHR-EL-GHAZAL

Le contact entre la série du Bahr-el-Ghazal et celle du Bodelé est masqué par l'erg du Djourab. Cette série, épaisse d'une centaine de mètres correspond au développement des *premiers faciès typiquement lacustres dans le bassin tchadien* et à l'apparition d'une abondante microflore de diatomées. SERVANT (1973) distingue trois formations successives :

- la formation de Koro-Toro (Pliocène), de quelques dizaines de mètres d'épaisseur, est formée de couches discontinues argileuses, diatomitiques ou sableuses. Elle serait datée de 5 à 4 MA par la présence d'*Anancus osiris*.

- la formation d'Alandjaga (Pléistocène ancien). Epaisse de plus de 30 m, elle se révèle uniformément argileuse avec quelques lits de diatomites intercalés. On relève l'apparition de gypse, en couches fibreuses ou en cristaux isolés vers le sommet. La présence de *Loxodonta africana* fixe un âge à la base de 3 à 1,9 MA.

- la formation de Morouo (fin de Pléistocène ancien ?). Le passage de cette formation à la précédente se caractérise par l'apparition

au sein des argiles lacustres de cinérites blanches et de sables éoliens. Absent des dépôts plus anciens, le calcaire apparaît massivement sous forme de nodules ou de dalles discontinues.

En conclusion on peut dire que la série du Bahr-el-Ghazal représente le *premier témoignage d'une nappe d'eau continentale dans le bassin*. La sédimentation argileuse ou biosiliceuse prend des caractères sableux et fluviatiles sur les anciennes bordures lacustres. Son âge est pliocène et peut-être pléistocène ancien pour la partie supérieure. Les dépôts calcaires et de sables éoliens au sommet de la série pourraient correspondre aux premiers grands changements climatiques ... ayant affecté la cuvette du Tchad (SERVANT, 1973).

B. LA SERIE DES SOULIAS

Elle est antérieure à 40.000 ans B.P. et d'âge pléistocène moyen à supérieur. Au Nord du 13° parallèle, elle est constituée de sables éoliens à lentilles d'argiles ou de calcaires lacustres. Au Sud, elle est représentée par des sables fluviatiles peu remaniés par le vent, à couches argileuses intercalées. Les couches lacustres se sont déposées dans le fond d'anciennes dépressions interdunaires, d'où leur caractère lenticulaire. Cette série représente une succession de phases arides qui ont favorisé les remaniements éoliens et le déplacement des dunes et de phases plus humides ayant permis l'installation de lacs interdunaires, au moins à trois reprises.

Le sommet de cette série, modelé en cordons dunaires NNW-SSE correspond à l'erg fixé qui forme le paysage actuel du Kanem. Elle est épaisse d'environ 80 mètres.

C. LA SERIE DE LABDE

Elle correspond aux dépôts lacustres de 10 à 15 mètres d'épaisseur qui tapissent les dépressions interdunaires de l'erg du Kanem. Elle est constituée par une séquence argileuse, silteuse à la base, dont les couches terminales sont très riches en argiles, moins diatomitiques et plus limoneuses ou calcaires selon les dépressions étudiées.

Dans cette série, SERVANT (1973) a mis en évidence deux

séquences de sédimentation lacustre séparées par une phase de régression ayant conduit à un assèchement temporaire presque complet des interdunes du Kanem oriental.

Les termes les plus anciens de cette série ont reçu un âge radiométrique au ^{14}C de 12.000 ans B.P. ; les termes plus récents se situent entre 2.400 ans B.P. et l'Actuel.

La figure 3 empruntée à SERVANT (1973) résume les connaissances actuelles des évènements paléoclimatiques ayant affecté la région au cours des douze derniers millénaires.

Les phénomènes qui seront décrits dans la deuxième partie de ce mémoire prennent place dans la partie sommitale de la série de Labdé.

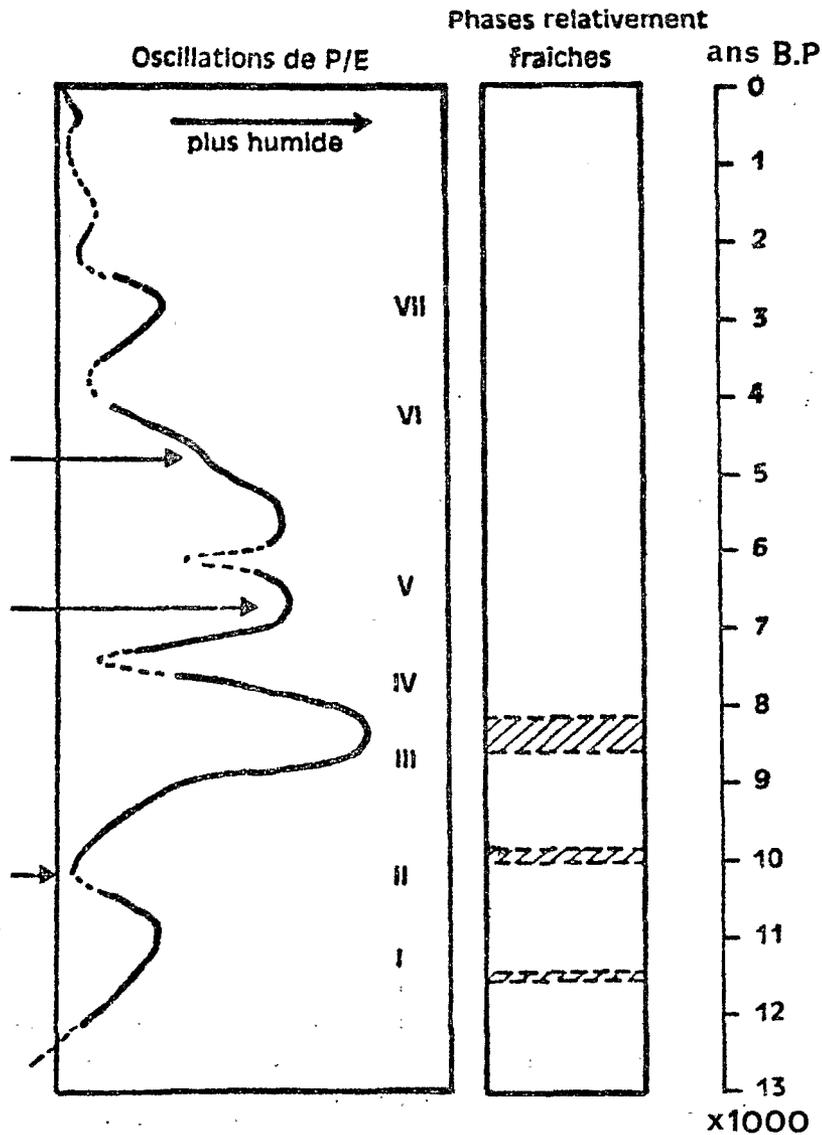


Figure 3. - Courbe des évènements climatiques depuis 13.000 ans (d'après SERVANT, 1973)

II. - CADRE SEDIMENTOLOGIQUE DES INTERDUNES

Dans le Kanem, le sommet des dunes domine la surface des dépressions interdunaires d'une quinzaine de mètres environ. Ces dernières sont dissymétriques, le flanc est présentant une pente beaucoup plus accentuée que le flanc ouest par suite de la dominante des vent N.E.-S.W. Aussi la bordure orientale est-elle en général plus profonde que la bordure occidentale. Cependant cette dissymétrie a été effacée et aplanie par une série de dépôts lacustres argilo-diatomitiques admettant quelques intercalations de sables éoliens limités en épaisseur et en extension géographique.

Les dépôts se sont modelés sur la topographie préexistante et présentent une allure en fond de bateau ; leur raccord avec les dunes se fait par des biseaux dont la pente atteint parfois 10 %.

Actuellement, dans les "natronières" les phénomènes d'halomorphie ont profondément marqué le matériau originel. Il est impossible de reconnaître les caractéristiques qui étaient les siennes au moment du dépôt, puis aux toutes premières étapes de son exondation. D'autre part, l'exploitation intensive des salines lors de l'extraction du trona perturbe la stratification originelle des sédiments.

C'est donc pour ces raisons que la description des caractères sédimentologiques des matériaux sera pour l'essentiel empruntée aux travaux de DUPONT (1967) sur la bordure nord-est du lac Tchad et de DUPONT et FRAQUET (1972) sur les sédiments carottés du lac Tchad.

1. - COUPE THEORIQUE

Dans le bras de Yakoua-Mandi, DUPONT et FRAQUET (1972) donnent la coupe théorique suivante (fig. 4), du haut vers le bas.

A. VASE

Elle forme un premier niveau de 40 cm environ, pouvant atteindre jusqu'à plus de 1 m d'épaisseur. Elle est souvent plus épaisse vers le

nord ainsi que le long des rivages et dans les zones abritées. Elle est en revanche peu épaisse ou même absente dans les zones les plus profondes. On y distingue plusieurs couches, les transitions étant habituellement nettes à très nettes.

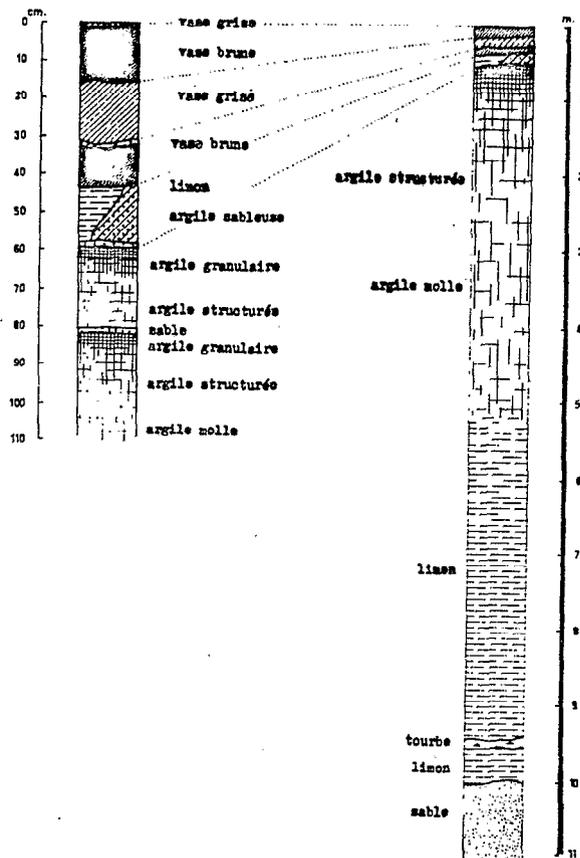


Figure 4. - Coupe théorique de la série lacustre d'une dépression interdunaire (d'après DUPONT et FRAQUET, 1972)

- Vase grise, homogène, formant une très mince couche sur le fond du lac. Son épaisseur n'est habituellement que de 0,5 à 1 ou 2 cm mais peut atteindre une dizaine de cm. Elle n'a été observée que dans les zones particulièrement abritées et calmes.

- vase brune, sur 10 à 20 cm, riche en débris végétaux peu décomposés pouvant atteindre quelques centimètres.

- vase grise, sur 10 à 20 cm, homogène, habituellement sans débris végétaux reconnaissables. Elle est généralement plus épaisse vers le nord et au milieu des bras.

- sable, exceptionnellement, sous forme d'un très mince lit.

- vase brune sur 8 à 16 cm, riche en débris végétaux pouvant

atteindre plusieurs centimètres, encore peu décomposés, présents dans tout le niveau, généralement plus abondants à la base où ils forment parfois, sur quelques centimètres, une sorte de tourbe à éléments grossiers. Cette couche de vase peut n'être représentée que par la tourbe, un limon gris-verdâtre reposant exceptionnellement sur, ou remplacé par une argile sableuse, l'ensemble mesurant de 10 à 20 cm d'épaisseur.

B. ARGILE

Une formation argileuse d'environ 4,50 m repose sous la vase dont elle est parfois séparée par un très mince lit de sable, le sable se mêlant alors généralement sur quelques centimètres à l'argile granulaire ou remplissant les fentes de dessiccation de l'argile à structure polyédrique.

On distingue :

- argile granulaire sur une dizaine de centimètres, grise, parfois brun sombre en surface sur quelques centimètres puis grise en profondeur. Le passage au niveau sous-jacent s'effectue sur quelques centimètres.

- argile à structure polyédrique, gris-bleu, avec localement des fentes de dessiccation de quelques millimètres à quelques centimètres de large. Son épaisseur de quelques dizaines de centimètres à plus de 4 m, est en moyenne de 1,20 à 1,30 m. Ce niveau passe d'une façon très progressive au niveau sous-jacent.

- argile molle, homogène sans structure, gris-bleu, sur environ 3 m. A environ 1 m au-dessus de sa base elle renferme un niveau plus riche en sable et en limon ainsi qu'en matière organique.

Entre l'argile molle et l'argile à structure polyédrique s'intercale parfois une nouvelle série comprenant sur quelques dizaines de centimètres, sous un très mince lit de sable parfois remplacé par une argile limoneuse avec débris végétaux ou par une argile sableuse, un second niveau d'argile granulaire et un second niveau d'argile à structure polyédrique.

C. LIMON

L'argile passe d'une façon très progressive, sur une dizaine de centimètres, à un limon verdâtre renfermant localement de très minces lits de sable. Son épaisseur est toujours importante. La valeur minimale observée est de 2 m et un sondage l'a pénétré sur 4,20 m sans le traverser. Dans un sondage ce limon surmonte un niveau de tourbe de 30 cm, celle-ci reposant à son tour sur 33 cm de limon très semblable au premier.

D. SABLE

Le limon passe brutalement à un sable argileux, gris puis uniquement sableux et brun clair en profondeur. Carotté sur plus de 1 m sa base n'a pas été atteinte.

L'ensemble de ces niveaux correspond à une série lacustre dont la base (niveau de tourbe à la partie inférieure du limon) a été datée, par le carbone radioactif, de 9835 ± 135 ans B.P. L'épaisseur totale de la série est d'environ 10m ; elle est plus faible sur les bordures du bras où elle se termine en biseau, l'ensemble des couches ayant une disposition en fond de bateau.

Cette succession est rarement complète, le niveau de limon ou (et) d'argile sableuse manque fréquemment à la base des vases. L'argile granulaire peut également manquer ainsi qu'un ou deux niveaux de vase. Les très minces couches de sable sont le plus souvent absentes. La succession du haut vers le bas, argile, limon, sable est en revanche très générale et facile à reconnaître.

Les sables rencontrés à la base de cette série correspondent à ceux des îles, l'archipel de Bol n'étant qu'un ancien erg dont les creux ont été envahis par le lac.

2. - CARACTERISTIQUES DES MATERIAUX

Les particules élémentaires sont argileuses et siliceuses. Des quantités plus ou moins importantes de matières organiques d'origine

végétale , viennent s'y ajouter. La texture est soit sableuse, dans le cas des dunes, soit argileuse, dans le cas des dépôts lacustres. Elle est, dans ce dernier cas; presque toujours argilo-humifère (de 4 à 10 % de matières organiques) ou humoargileuse (de 10 à 20 %).

Pour faciliter l'étude des matériaux rencontrés DUPONT et FRAQUET (1972) distinguent :

- la vase,
- l'argile,
- le limon,
- le sable.

A. LA VASE

Le matériau de couleur brune ou grise, parfois noire, se présente sans aucune structure ni consistance. Il est toujours gorgé d'eau qui représente 88 % du poids humide (de 72 à 90 %) et 700 % du poids sec. La vase brune renferme de très nombreux débris végétaux, encore peu décomposés, pouvant atteindre plusieurs centimètres (fragments de tiges, de rhizômes, noeuds, etc...) ; elle passe parfois à une véritable tourbé. La vase grise, en revanche, ne renferme généralement pas de débris végétaux directement identifiables.

La fraction minérale est composée de 65 à 84 % d'argile, de 6 à 26 % de limon et de 0 à 12 % de sable. La vase brune est souvent plus riche en limon que la vase grise, celle-ci étant en revanche souvent plus riche en sable. Il n'y a pas d'éléments supérieurs à 2 mm. La matière organique est abondante : 24 % (de 10 à 39 %) pour la vase brune qui est un véritable humus, 13 % (de 8 à 16 %) pour la vase grise. La teneur moyenne en carbone et en azote organiques est de 142 % et 8,5 % pour la vase brune, de 82 % et de 5,7 % pour la vase grise, le rapport carbone sur azote étant respectivement de 15,6 et 13,4. La teneur en carbonates est nulle ou inférieure à 1 %, la teneur en phosphore total de 1,7 %. La capacité d'échange des vases brunes est de 59 milliéquivalents pour 100 g, celle des vases grises de 49 milliéquivalents. L'étude aux rayons X met en évidence la présence de *montmorillonite*, de *kaolinite* et de *illite*.

L'épaisseur du niveau de vase est de 40 cm en moyenne. Séchée à 105°C la vase subit un tassement d'environ 60 % et une diminution de volume de 90 %.

B. L'ARGILE

L'argile se présente sous 3 faciès principaux :

- l'argile molle à structure homogène et continue, malléable, plastique à très plastique,
- l'argile structurée, plus résistante, se débitant en polyèdres de quelques centimètres,
- l'argile granulaire : petits éléments de quelques millimètres à 2 ou 3 centimètres, anguleux à sub-anguleux, durs, résistants, sans aucune cohésion entre eux.

Le passage de l'argile molle à l'argile structurée puis à l'argile granulaire s'observe lorsque, par suite d'une baisse du niveau du lac, l'argile molle arrive à l'émersion. Lorsque la tranche d'eau n'a plus que quelques dizaines de centimètres d'épaisseur une importante végétation à base de roseaux commence à se développer, son système racinaire pénètre l'argile molle, la fragmente, la faisant passer à l'état d'argile structurée. Lors de l'émersion la structuration est accentuée par le jeu de la dessiccation naturelle (la température au sol peut atteindre 70°C) et par les feux de brousse. Lorsque le niveau de l'eau remonte, une nouvelle fragmentation intervient au cours de la réhumidification du matériau desséché. Il se forme alors de très nombreux petits éclats qui, repris par les vagues et les courants, s'émoussent plus ou moins pour donner l'argile granulaire. La structure polyédrique ne se rencontre jamais dans les zones les plus profondes restées submergées sous une grande hauteur d'eau.

L'argile molle et l'argile structurée sont toujours gris-bleu à l'état humide. La couleur de l'argile granulaire varie du gris-bleu ou gris au brun sombre.

La fraction minérale de l'argile renferme habituellement plus de 73 % d'argile, de 0 à 21 % de limon, de 0 à 15 % de sable. Il n'y a pas d'éléments grossiers supérieurs à 2 mm sauf dans le cas de l'argile granulaire qui se présente très souvent comme un sable très grossier ou un gravillon. La teneur en sable de l'argile structurée est généralement plus forte que celle de l'argile molle, sa teneur en argile plus faible (inférieure à 90 %).

La phase aqueuse représente de 54 à 76 % du poids humide (120 à 320 % du poids sec) de l'argile molle, de 29 à 57 % (40 à 130 %) de

celui de l'argile structurée. La teneur en matière organique est élevée dans l'argile granulaire et l'argile structurée, plus basse dans l'argile molle, respectivement 9,7 et 4 %. Les teneurs moyennes en carbone et en azote organiques sont de 52 % et de 4,5 % pour l'argile granulaire, de 42 % et de 3,8 % pour l'argile structurée, de 23 % et 3,2 % pour l'argile molle. Le rapport carbone sur azote étant de 11,5, 11,0 et 7,3; La texture est argilo-humifère. La teneur en carbonate est nulle, les seuls échantillons carbonatés étant ceux qui ont été prélevés par carottage à plus de 1,50 m de profondeur à l'extrémité nord du bras (CaCO₃ inférieur ou égal à 11 %). La teneur moyenne en phosphore total, exprimée en P₂O₅ %, est de 1,7 pour l'argile molle, 1,0 pour l'argile structurée et 1,3 pour l'argile granulaire. La capacité d'échange est de 42 milliéquivalents pour 100 g pour l'argile granulaire, de 38 milliéquivalents pour l'argile structurée, de 36 milliéquivalents pour l'argile molle. Les rayons X mettent en évidence les raies de la *montmorillonite*, de la *kaolinite* et de *l'illite*, celle-ci n'étant souvent présente qu'à l'état de traces. L'argile est généralement très riche en diatomées; certains échantillons examinés en lame mince, se présentent comme un assemblage continu de frustules. L'épaisseur de l'argile est habituellement de 4 à 5 m, l'argile granulaire n'ayant qu'une dizaine de centimètres et l'argile structurée un peu plus de 1 m.

C. LE LIMON

Verdâtre à l'état humide, gris-olive à l'état sec, le limon renferme de 60 à 80 % d'argile, de 18 à 40 % de limon, de 0 à 10 % de sable. Il s'agit donc, en fait, d'une argile. C'est un matériau à structure massive, homogène, à consistance malléable, parfois faiblement élastique, très cohérent, collant.

Sa teneur en matière organique est élevée, 14 % en moyenne, la texture est donc humo-argileuse, mais aucun débris organique identifiable n'y apparaît. Les teneurs moyennes en carbone et en azote organiques sont de 82 % et 6,4 %, le rapport carbone sur azote étant de 13,2.

Seuls les limons rencontrés à l'extrémité nord du bras et en profondeur sont carbonatés, de 0,7 à 2,7 % de CaCO₃ total, partout ailleurs la teneur est nulle ou inférieure à 0,2 %. La teneur moyenne en P₂O₅ total est de 1,5 %.

L'épaisseur du limon est toujours importante, la valeur minimale observée étant de 2 m.

D. LES SABLES

Les sables rencontrés, aussi bien sur les dunes ou les plages que sur le fond du lac ou en profondeur par carottage, sont fins et bien triés. Leur moyenne varie entre 0,164 et 0,284 mm, leur mode étant très généralement voisin ou égal à 0,250 mm. Le "sorting-index" de Trask varie entre 1,12 et 1,30 (moyenne 1,19) ; la déviation standard, entre 0,27 et 0,71 (moyenne 0,42). Leur couleur va du brun très pâle au brun jaunâtre clair.

Ces sables sont presque uniquement quartzeux, leur teneur en matière organique est habituellement inférieure à 1 %. Les sables argileux sont peu fréquents et correspondent aux zones de contact entre niveaux franchement argileux et niveaux sableux ou à des mélanges sur les bordures des îles en bas de pente des dunes. Les minéraux lourds sont très peu abondants (moins de 0,2 %) hormis le cas de certains sables triés par les vagues et formant un étroit liseré noir sur les plages. Les minéraux résistants ubiquistes, zircon, tourmaline, rutile, représentent 80 % du total ; les minéraux de métamorphisme, staurotide, andalousite, disthène, sillimanite, 10 %. L'étude de l'état de surface des grains montre que près de la moitié sont picotés et un peu moins de la moitié mats. Au point de vue de la forme, les grains sont émoussés ou sub-anguleux, les ovoïdes et les ronds ne représentent qu'environ 20 % du total.

A l'échelle du bras étudié il n'y a pas de différence nette entre les sables quelle que soit leur origine : sommet de dune, plage, fond du lac, base de la série argilo-limoneuse lacustre. Dans tous les cas il s'agit d'un même matériau, celui de l'ancien erg envahi par le lac. Les seules différences notables sont liées à l'action de tri exercée par les vagues sur les plages et par le vent au sommet des dunes.

III. CADRE CLIMATIQUE

Le climat constitue un facteur fondamental dans les mécanismes d'halomorphie des sols et de genèse des évaporites et silicates dans les dépressions interdunaires des régions sahéliennes.

Sans trop schématiser, on peut considérer que le climat représente la source énergétique, *le moteur* des phénomènes.

Les données climatiques pour la décennie 1957-1966 sont empruntées aux stations météorologiques O.R.S.T.O.M. de Bol et Fort-Lamy et A.S.E.C.N.A. de Faya-Largeau et Mao. Ces données viennent d'être synthétisées, notamment pour la partie évaporation, dans un mémoire de thèse (RIOU, 1972).

La région étudiée est à cheval sur les zones désertique et sahélo-saharienne de la classification d'AUBREVILLE (1950).

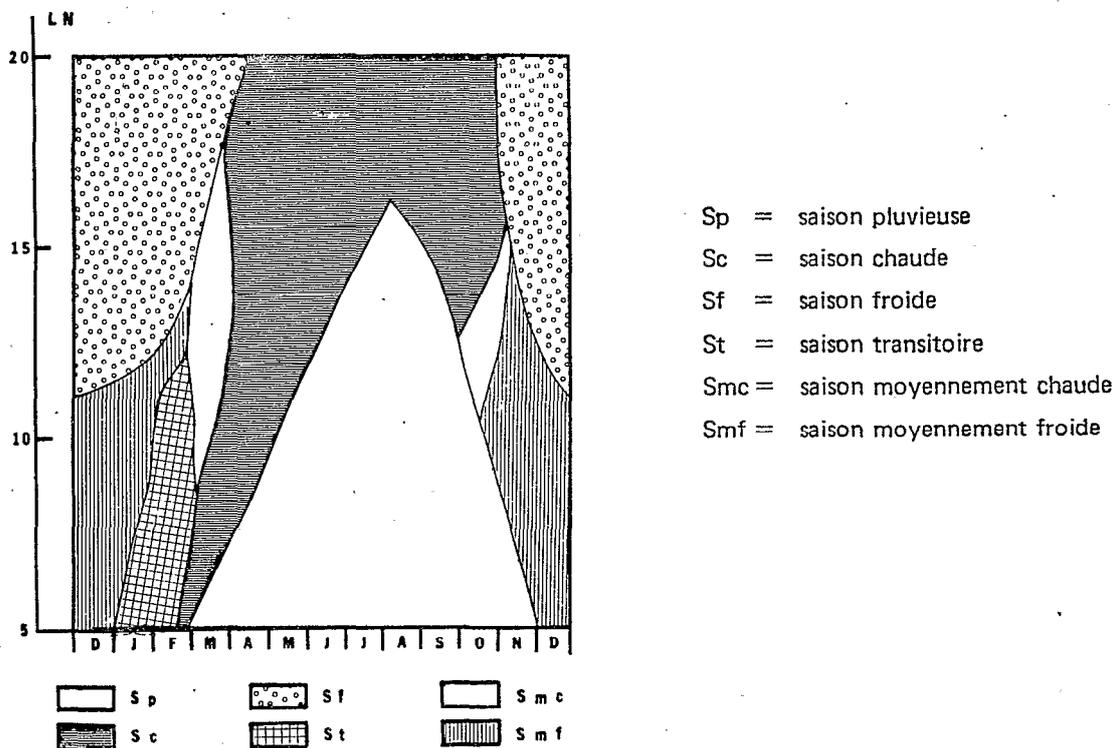


Figure 5. - Les grandes lignes climatiques de la zone tropicale nord (d'après RIOU, 1972)

La figure 5 résume les caractéristiques climatiques de la zone tropicale nord. On distingue :

. le climat *désertique* caractérisé par deux saisons, une saison chaude et une saison fraîche ; son extension méridionale est limitée à 15° de latitude nord,

.. entre 15° et 11° de latitude, règne le climat à trois saisons bien tranchées; saison chaude, saison fraîche, saison des pluies ; c'est le climat *sahélien*,

... plus au sud, vers 11° de latitude nord, il n'y a plus que deux saisons nettes, une saison des pluies et une saison chaude ; c'est le climat *tropical semi-humide*.

Ainsi, les diverses régions salifères du bassin tchadien peuvent être rangées dans différentes zones climatiques.

Les salines de la cuvette de Bilma, du Borkou-Ennedi-Tibesti (B.E.T.) sont typiquement *désertiques*. Les salines du Manga nigérien et les "natronières" du Kanem sont typiquement *sahéliennes* ; on verra cependant que les interdunes du littoral septentrional du lac Tchad (représentés par la station de Bol-Matafo) présentent quelques particularités ; la saison des pluies est normale, mais les mois secs présentent des températures minimales plus faibles que la normale. Cette faiblesse des minimums thermiques est due à la situation de cette région au milieu d'une zone de lacs interdunaires qui frangent le lac Tchad, où l'eau, à l'échelle pluriannuelle, est sans cesse présente, bien que les pluies soient peu abondantes.

1. - CLIMAT SAHELNIEN

C'est le climat qui affecte les régions du Kanem et du Manga.

Il se caractérise par :

. l'alternance d'une longue saison sèche et d'une courte saison des pluies. Ces variations sont provoquées par le déplacement du Front Intertropical (F.I.T.) qui, en position méridionale détermine l'harmattan, vent sec venant du Sahara (octobre à avril), et en position septentrionale induit les vents humides (mousson), venant du golfe de Guinée, qui amènent la saison des pluies (mai à septembre) ;

. des températures très élevées ;

. une très grande siccité de l'air.

A. PRÉCIPITATIONS

Elles sont réparties au long d'une courte saison des pluies qui débute en mai-juin, présente son maximum en août (50 % du total ou plus) et se termine pratiquement en septembre ; le nombre moyen de jours de pluies est de 29 et 32 pour la période considérée.

Par rapport à la moyenne décennale calculée, la saison 1967 a présenté des précipitations déficitaires qui ont eu une influence directe sur le régime hydrologique des lacs interdunaires étudiés.

B. TEMPERATURES

Les températures moyennes de l'air passent annuellement par 4 valeurs extrêmes :

- deux maximums - le plus élevé en avril-mai, en fin de saison sèche (32 à 33°C)
 - le second, en octobre, en fin de saison des pluies (29 à 30°C)
- deux minimums - le plus accusé, en décembre-janvier, en pleine saison sèche (23 à 24°C)
 - le second, en août, au maximum de la saison des pluies (28°C)

La température moyenne annuelle est élevée (28°C).

C. ETAT HYGROMETRIQUE DE L'AIR (HUMIDITE RELATIVE)

Elle se caractérise par l'alternance d'une saison sèche de novembre à avril et d'une saison plus humide de mai à octobre. Le maximum, atteint en août (70 %), est dû à l'effet combiné du passage des masses d'air humides équatoriales et à l'abaissement de la température en saison des pluies. Il faut remarquer l'extrême siccité de l'air avec seulement 36 % de moyenne annuelle (9 mois inférieurs à 50 % dont 6 mois inférieurs à 30 %).

D. EVAPORATION

Le pouvoir évaporant de l'air a été mesuré à l'aide d'un évaporimètre Piche à la station de Mao et d'un bac Colorado enterré à Bol. L'évaporation présente une courbe inverse de celle de l'humidité relative.

Elle présente deux maximums (mars-avril et octobre-novembre) qui encadrent deux minimums (décembre-janvier et août). L'évapotranspiration potentielle (E.T.P.) est de 2.200 mm à Bol.

On reviendra plus en détail sur la notion d'*évapotranspiration potentielle* et *réelle* dans le chapitre suivant consacré aux différents bilans hydrologiques.

E. INDICES CLIMATIQUES

. L'indice d'aridité de De Martonne, $A^* = \frac{P}{T + 10}$ est de 8,68 pour Bol et de 8,76 pour Mao.

. L'indice de drainage d'Aubert-Hénin, $I^* = \frac{ag P^3}{I + ag P^3}$ qui représente

les quantités d'eaux théoriques susceptibles de réalimenter les nappes phréatiques est de 17 mm à Bol et de 18 mm à Mao sur matériau sableux et de 4,3 mm à Bol et de 4,5 mm à Mao sur matériau argileux.

* Avec P = précipitations moyennes annuelles

T = température moyenne annuelle

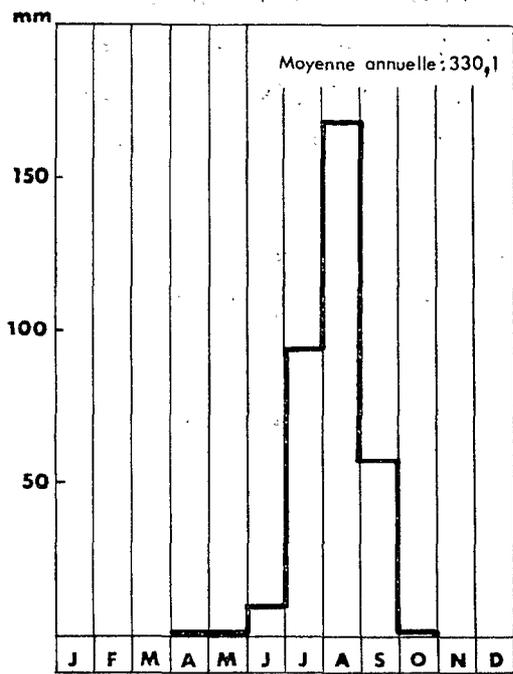
$$g = \frac{I}{0,15 T - 0,13}$$

a = 2 pour le sable et 0,5 pour l'argile

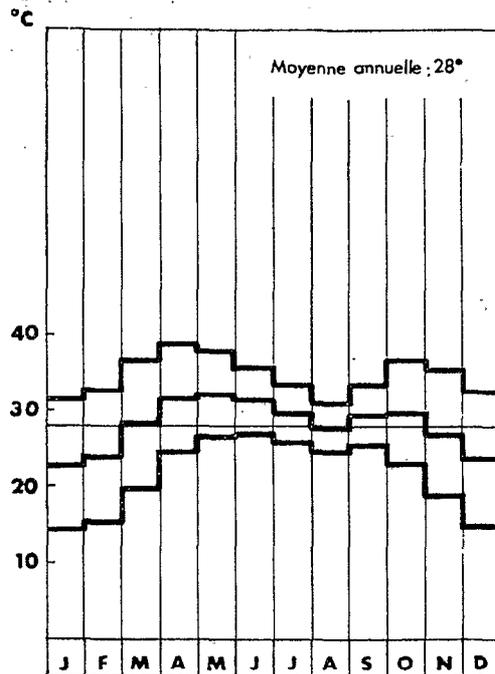
F. VARIATIONS INTERANNUELLES DES CONDITIONS CLIMATIQUES

L'irrégularité du régime des précipitations n'est pas suffisamment exprimée par les moyennes mensuelles et annuelles : il arrive, comme à Bol en 1967, qu'une seule chute de pluie atteigne en quelques heures jusqu'à 30 % du total annuel (100 mm).

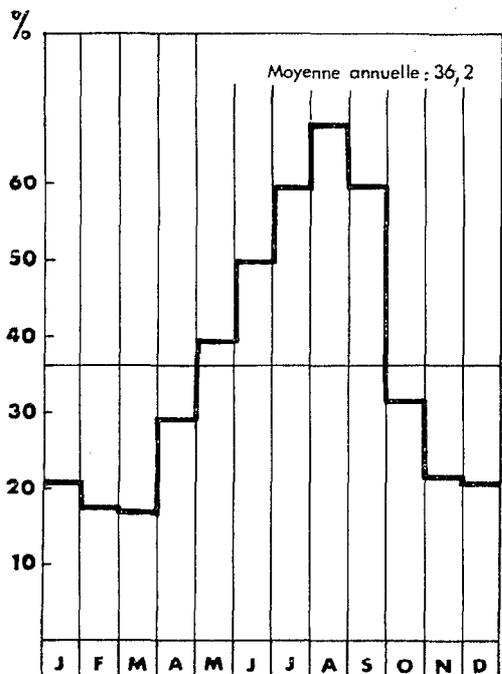
A l'irrégularité du régime annuel, s'ajoute celle du régime interannuel qui enlève beaucoup de significations aux valeurs moyennes annuelles. C'est ainsi qu'à Mao, sur une période de 23 ans, les totaux annuels extrêmes ont varié dans le rapport de 1 à 10 (64,7 mm et 637, 4 mm); à Bol sur une période de 29 années les extrêmes enregistrés ont varié dans le rapport de 1 à 15 (46 mm et 690 mm).



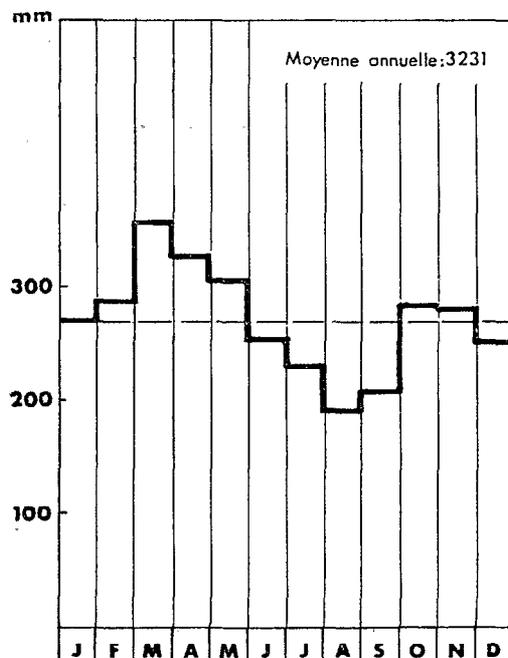
Précipitations moyennes mensuelles



Températures moyennes mensuelles (maxi et mini)



Humidités relatives moyennes mensuelles (à 12h TU)



Évaporations moyennes mensuelles sur Bac Colorado enterré

Figure 6. - Données climatiques de la station de Bol

Ces variations interannuelles ont une incidence directe sur la réalimentation des nappes, notamment celle du Chitati : elles pourraient expliquer en partie les cycles d'assèchements et de remises en eaux des lacs résiduels (signalés par les cultivateurs et corroborés par l'examen des photos aériennes de 1954) qui ne sont pas influencés par les variations de niveau du lac Tchad.

Les données climatiques de la zone sahélienne sont résumées dans la figure 6 (BoI). La figure 7 est une comparaison de l'E.T.P. et des précipitations moyennes annuelles à BoI et Mao.

On remarquera que seul le mois d'août ne présente pas de bilan hydrique déficitaire.

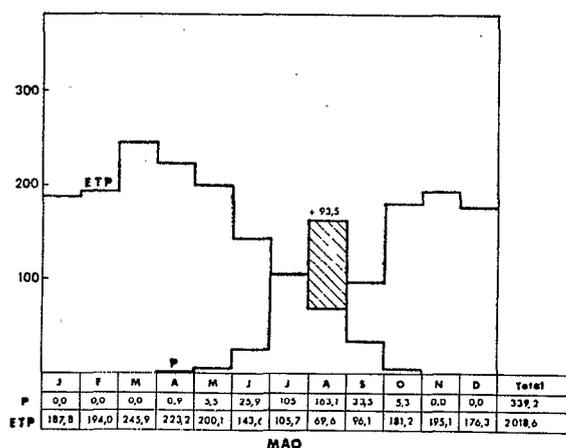
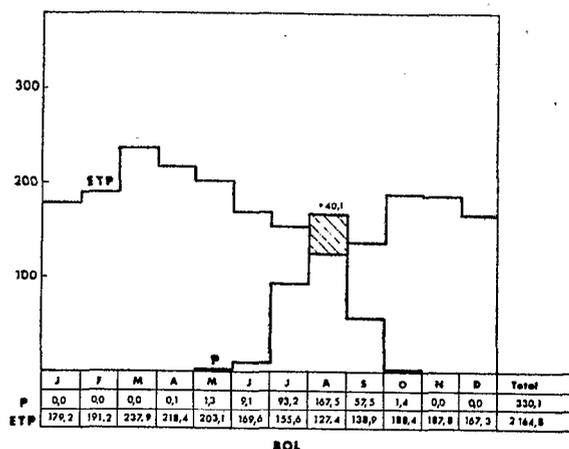


Figure 7. - Comparaison de l'évaporation et de la pluviosité à BoI et Mao

2. - CLIMAT DESERTIQUE

C'est le climat qui affecte les salines de la cuvette de Bilma (Niger) et du Borkou-Ennedi-Tibesti (B.E.T.)

Il se caractérise par :

- . une saison fraîche, du 1er décembre au 1er mars,
- . une saison sèche, du 1er mars au 15 juillet,
- . une saison humide, du 1er juillet au 15 septembre,
- . une deuxième saison sèche, du 15 septembre au 1er décembre.

A. PRECIPITATIONS

Pour la période 1956-1965, la hauteur moyenne annuelle de pluies a été de 17,5 mm, répartie en juillet et août ; le nombre moyen de jours de pluies a été de 3,5.

Dans ces régions, les pluies se caractérisent par leur très grande variabilité, selon les années, mais également dans l'espace ; elles tombent sous forme d'orages localisés. Sur une période de 32 ans, la hauteur minimale a été de 0,1 mm et la hauteur maximale de 48,3 mm (en 24 heures).

B. TEMPERATURES

Les températures moyennes de l'air présentent deux valeurs extrêmes :

- . un maximum en mai-juin, en fin de saison sèche (42°3),
- . un minimum en janvier-février (13°6).

La température moyenne annuelle est élevée (31°9), tandis que l'amplitude moyenne atteint 15°C.

C. ETAT HYGROMETRIQUE DE L'AIR (HUMIDITE RELATIVE)

L'humidité moyenne annuelle est extrêmement faible (24 %). Le maximum coïncide avec la saison des pluies, en août (35 %), tandis que les minimums ont lieu en avril (17 %) et octobre (22 %).

D. EVAPORATION

Des mesures d'évaporation (évaporomètre Piche) sont effectuées

depuis 1951.

La courbe d'évaporation présente un maximum en mai, lié à l'augmentation de la température. Le minimum se produit en août lorsque l'humidité est la plus forte. On observe un deuxième maximum en octobre après la courte saison des pluies.

La hauteur totale évaporée annuellement dépasse légèrement 7,00 m. Cependant les récentes études de RIOU (1972) montrent une surestimation par rapport aux mesures sur bac Colorado d'environ 50 %.

3. - LES VENTS

Direction et intensité des vents sont liées à la position du front intertropical (F.I.T).

De novembre à mars (saison sèche), le F.I.T se trouve en position méridionale (5° latitude nord) déterminant un vent sec d'origine saharienne, l'harmattan, de direction NE - SW. Ses vitesses élevées (80 km/h) sont à l'origine d'érosions par abrasion importantes. Sa compétence lui permet en outre l'ablation et le transport des croûtes et efflorescences salines des interdunes bordant le lac Tchad, qui en reçoit un saupoudrage. A ce sujet un récent Symposium sur les échanges océan/atmosphère de matière à l'état particulaire, tenu à Nice du 4 au 10 octobre 1973 a souligné l'importance du transport éolien en Afrique de l'Ouest. BERTRAND (communication orale au cours de ce Symposium) étudie les apports dus à la "brume sèche" en période d'harmattan sur la Côte d'Ivoire ; ils proviennent pour l'essentiel des parties septentrionales du bassin tchadien. Pour la seule journée du 8 mars 1973, il a pu évaluer un dépôt sur l'ensemble du continent nord-ouest africain supérieur à $3,5 \cdot 10^6 \text{T}$, soit $0,75 \text{g/m}^2$.

D'août à septembre le F.I.T , en position septentrionale (20° de latitude nord), crée un vent humide venant de l'W-SW générateur de la saison des pluies. Cette période de l'année serait la plus susceptible d'apporter dans la cuvette tchadienne des aérosols marins en provenance du golfe de Guinée.

Cependant l'éloignement du bassin des côtes constitue selon toute vraisemblance un facteur limitant. A titre d'exemple, toujours à ce même Symposium, DOMERGUE indique qu'en Côte d'Ivoire, dès 100 km des

côtes, le sodium et le magnésium des précipitations ont une origine uniquement terrigène, tandis que calcium et potassium ont une origine terrigène quel que soit leur éloignement des côtes.

4. LES PALEOCLIMATS AU COURS DE L'Holocène

La figure 3, basée sur les variations du rapport pluviosité/évaporation au cours des treize derniers millénaires, résume les fluctuations climatiques qui ont affecté le bassin tchadien. On se reportera au travail de SERVANT (1973) pour de plus amples détails.

A l'échelle du dernier millénaire, MALEY (1973) montre que les hauts niveaux du lac Tchad ont correspondu à des périodes de rafraîchissement et d'augmentation de la pluviosité. La décrue du lac Tchad, amorcée depuis 1965, s'est accompagnée des phénomènes inverses : baisse de la pluviosité et augmentation de la température.

A l'échelle de temps qui nous intéresse (10-100 ans), on s'aperçoit que les conditions climatiques connaissent des variations de grande amplitude. Il n'est pour s'en convaincre que de voir la sécheresse qui règne depuis deux ans sur le Sahel. Entre 1965 et 1973 le niveau du lac Tchad par suite des crues déficitaires du Chari a baissé de plus de 4 m, asséchant dans sa presque totalité la partie sud du lac.

En conclusion de ce chapitre, on entrevoit déjà que les cadres géologique, sédimentologique et climatique de la région du lac Tchad sont potentiellement favorables à la mise en place d'évaporites. La dominante sableuse du paysage est propice à la constitution d'importantes réserves d'eaux. Ces dernières, sous l'effet de l'intense évaporation peuvent se concentrer par capillarité dans le remplissage argileux des interdunes.

Le modelé du paysage dunaire accentue l'état de confinement du bassin, chacun des interdunes représentant autant de microbassin endoréique .

On verra dans le chapitre suivant que l'eau, vecteur des sels est également présente en abondance, à faible profondeur.

CHAPITRE DEUXIEME

Le cadre hydrologique

I. - LE LAC TCHAD ET SES TRIBUTAIRES

Depuis de nombreuses années, le lac Tchad et ses tributaires principaux (Chari, grossi du Logone à Fort-Lamy) ont fait l'objet d'études hydrologiques mais ce n'est que récemment que des études physico-chimiques ont été entreprises.

Le premier, TILHO (1906-1909) attira l'attention sur la faible minéralisation des eaux de ce lac endoréique, pourtant soumis à une intense évaporation. Sans doute est-ce de cette époque que date ce qu'on a coutume d'appeler "*le problème de la régulation saline du lac Tchad*".

Il fallut ensuite attendre l'installation des hydrologues et pédologues de l'O.R.S.T.O.M. pour que de nouvelles études fussent entreprises. GUICHARD (1957) traça la première carte de conductivité des eaux du lac. BOUCHARDEAU et LEFEVRE établirent un premier bilan hydrologique du lac Tchad, faisant apparaître le rôle des apports en eau par le Chari et précisant l'importance des pertes marginales au profit des nappes souterraines littorales (1957).

Plus récemment TOUCHEBOEUF de LUSSIGNY (1969) a produit une synthèse des connaissances acquises dans sa "Monographie hydrologique du lac Tchad". Enfin, CARMOUZE (1971) et ROCHE (1973) par des voies méthodologiques différentes ont apporté des précisions sur le bilan hydrologique et salin du lac Tchad. De leur côté, GAC et PINTA (1973) ont clarifié le problème des apports liquide, chimique et solide des fleuves Chari et Logone pour la partie méridionale du bassin tchadien qui draine la dorsale centrafricaine et les massifs de l'Adamaoua.

1. - LES TRIBUTAIRES : fleuves Chari et Logone (fig. 8)

A. DEBIT LIQUIDE

Le Chari qui se grossit du Logone à l'aval de Fort-Lamy représente 95 % des apports fluviaux au lac Tchad ; l'El Beid y contribue pour 4 %, tandis que la Kamadougou et le Yedseram ne fournissent pas plus de 1 %.



Figure 8. - Le lac Tchad et ses tributaires

L'eau étant le vecteur des sels dissous apportés depuis les zones amont d'altération et d'érosion, on peut considérer en première approximation que le *Chari* contribue pour 95 % à l'ensemble de la charge dissoute apportée annuellement au lac Tchad par les fleuves.

Depuis 1933, les apports liquides du Chari ont varié entre les extrêmes de $29 \text{ et } 64 \cdot 10^9 \text{ m}^3$, la valeur moyenne interannuelle étant de $40 \cdot 10^9 \text{ m}^3$.

De régime de type tropical, le Chari se caractérise par une crue annuelle bien individualisée et un étiage long et prononcé. Depuis 1933 la distribution statistique des débits maximaux donne pour fréquence médiane à Fort-Lamy une crue de l'ordre de $3600 \text{ m}^3/\text{s}$. Des crues très

faibles sont notées périodiquement, comme celle de 1941 ($Q = 2190 \text{ m}^3/\text{s}$) correspondant à une valeur décennale sèche. La crue la plus forte observée a eu lieu en 1961 ($Q = 5160 \text{ m}^3/\text{s}$).

Depuis 1964 on note une baisse constante des débits, consécutive à des saisons des pluies déficitaires sur les bassins versants. En 1972, le maximum de la crue à Fort-Lamy n'a été que de $1435 \text{ m}^3/\text{s}$: une crue aussi faible correspond, selon les hydrologues, à un événement se produisant en moyenne une fois par siècle.

Ces énormes variations dans les apports liquides et solubles au lac Tchad par le Chari ont une incidence directe, quoique retardée, sur le comportement des nappes littorales bordant la partie septentrionale du lac Tchad (Kanem).

B. DEBIT EN SELS SOLUBLES

A Fort-Lamy les eaux du Chari ont un faciès *bicarbonate-calcique* (ROCHE, 1968), mais sont nettement moins chargées que les moyennes mondiale et africaine des eaux continentales. Ceci est dû en grande partie à l'absence ou à des quantités non dosables de chlorures et de sulfates dans les eaux du Chari.

Le tableau 1 rend compte de la composition chimique moyenne des eaux continentales du monde, d'Afrique, du fleuve Chari et du lac Tchad.

Au point de vue quantitatif, durant sept années d'observations très représentatives (comprenant des crues moyennes, faibles et fortes), ROCHE (1968) a pu estimer que les apports en sels solubles au lac Tchad par le Chari avaient varié entre $1,4 \cdot 10^6$ et $2,6 \cdot 10^6$ t avec une moyenne de $2,0 \cdot 10^6$ t, correspondant à un débit spécifique de $33 \text{ kg}/\text{km}^2 \cdot \text{an}$. Quant à la silice soluble, son apport moyen au lac Tchad serait d'environ $0,9 \cdot 10^6$ t par an.

C. DEBIT SOLIDE

La détermination minéralogique des suspensions par GAC et PINTA (1973) sur le bassin amont et par les hydrologues à Fort-Lamy montre que les constituants essentiels sont le quartz et surtout la *kaolinite*. Or, dans les sédiments du lac Tchad DUPONT (1970) a montré que la *montmorillonite* constitue la partie essentielle de la phase argileuse. On entrevoit

ici, sans que la preuve tangible en ait été apportée, la possibilité d'une néoformation argileuse à l'échelle du lac Tchad.

		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻	SiO ₂	Σ
Monde	(1)	15,00	4,10	6,30	2,30	58,40	11,20	7,80	13,10	118,20
		0,75	0,34	0,27	0,06	0,96	0,23	0,22	-	-
	(2)	15,04	2,43	4,32	1,36	52,34	9,02	4,19	-	88,70
		0,15	0,20	0,19	0,03	0,86	0,19	0,12	-	-
Afrique	(1)	12,50	3,80	11,00	-	43,00	13,50	12,10	23,20	119,10
		0,62	0,30	0,47	-	0,69	0,27	0,34	-	-
Fleuve Chari (3)	(3)	4,40	2,05	2,76	1,95	34,20	-	-	22,20	67,56
		0,22	0,17	0,12	0,05	0,57	-	-	-	-
Lac Tchad (4)	(4)	21,20	11,90	35,65	15,21	234,00	-	-	25,48	343,44
		1,06	0,99	1,55	0,39	3,90	-	-	-	-

Tableau 1. - Tableau comparatif de la composition chimique moyenne des eaux continentales du monde, d'Afrique, du fleuve Chari et du lac Tchad.

1° ligne : ppm - 2° ligne:mg/l

Sources : (1) LIVINGSTONE (1963) - (2) CONWAY (1942) - (3) ROCHE (1968) - (4) CARMOUZE (1972)

2. - LE LAC TCHAD

A. CARACTERISTIQUES HYDROLOGIQUES

Le lac Tchad est situé dans un bassin endoréique, à la limite méridionale de la zone sahélienne. D'une superficie moyenne de 20.000 km², il appartient à la catégorie des grands lacs plats tropicaux (HUTCHINSON, 1957).

Ses grandes caractéristiques ont largement été traitées par ailleurs (BOUCHARDEAU et LEFEVRE, 1957 ; DUPONT, 1970). Notons tout d'abord qu'il est dépourvu d'émissaire de surface.

Localisé entre 12° et 14°20 de latitude nord, 13° et 15°20 de longitude est, dans une zone au relief peu marqué correspondant à un erg submergé, on peut y distinguer deux cuvettes, nord et sud, séparées par une ligne de hauts fonds, la "Grande Barrière" (fig. 8).

Chaque cuvette est bordée dans sa partie septentrionale par un

archipel formé d'îles qui correspondent aux sommets des dunes en partie immergées. Vers le sud, ces archipels sont prolongés par une zone d'îles de végétation ou "îlots-bancs" correspondant à des hauts-fonds colonisés par des phanéogrammes aquatiques (*Phragmites*, *Papyrus*). Chacune des cuvettes est occupée par des eaux libres, dont la profondeur moyenne est de l'ordre de 3 m.

Il convient d'indiquer le rôle important joué par la "Grande Barrière" qui, recouverte d'une dense végétation aquatique, isole pratiquement les deux cuvettes et conditionne en grande partie la dynamique des eaux du lac.

A la cote 281,5 la surface du lac est de 20.500 km². Mais ce niveau est sujet à des fluctuations interannuelles importantes qui sont le résultat des fluctuations des apports liquides par le Chari.

Entre 1964 et 1972, le niveau moyen du lac Tchad a baissé de plus de 3,5 m (fig. 9). Sa surface et son volume ont également diminué de façon importante. Entre 1933 et 1971, les valeurs extrêmes de son volume ont été de 31,5 et 105.10⁹ m³ (CARMOUZE, 1971), sa valeur moyenne étant de 68.10⁹ m³.

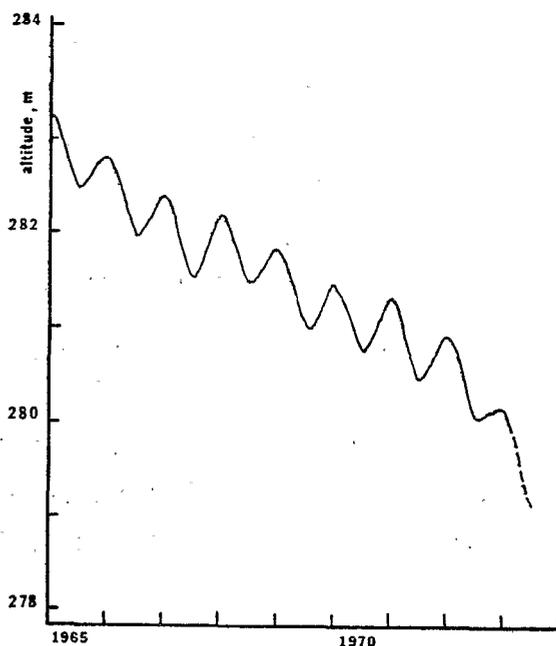


Figure 9. - Courbe des variations interannuelles du niveau du lac Tchad

Les apports, on l'a vu précédemment, se font par voie fluviale pour l'essentiel et également par voie météorique dont les valeurs oscillent entre 2 et 6.10^9 m^3 par an. La valeur moyenne des apports totaux annuels retenue par CARMOUZE (1971) est de 46.10^9 m^3 .

Les pertes totales annuelles (évaporation, infiltrations) compensent les apports au cours d'une même période. BOUCHARDEAU et LEFEVRE (1957) ont estimé ces pertes à 2290 mm par unité de surface. L'évaporation a été évaluée par mesures directes sur bac Colorado (TOUCHEBOEUF de LUS-SIGNY, 1969) et par application de formules théoriques (TURC, 1968 ; RIQUIER, 1963) entre 2215 et 2290 mm.

ROCHE (1973) évalue les pertes par évaporation entre 92 et 96 % et, en tenant compte d'une certaine "sédimentation" des ions dans le lac, il estime les pertes par infiltration entre 4,1 et 7,7 %, selon qu'elles se réalisent par les seules rives orientales entre Nguigui et le delta du Chari ou par l'ensemble des rives.

B. CARACTERISTIQUES CHIMIQUES

CARMOUZE (1972) et ROCHE (1973) ont pu, pour chacun des ions, déterminer un temps de séjour dans le lac. Si l'on admet en première approximation que le stock en sels dans le lac reste constant dans le temps, le sodium représente l'ion dont le temps de séjour est le plus long (16 à 19 ans). A l'échelle pluriannuelle cela signifie que les pertes annuelles par infiltration sont égales aux apports annuels. Par cette voie, il est possible d'évaluer le volume moyen annuel des infiltrations à $3,4.10^9 \text{ m}^3$.

De la même manière, en estimant que le sodium est évacué à 100 %, on constate que 16 à 17 %, 40 à 42 %, 46 à 55 %, 56 à 67 %, 64 à 77 %, des apports annuels en H_4SiO_4^0 , Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- et K^+ sont évacués du lac Tchad par infiltrations ; la fraction restante des apports est estimée "sédimenter" au sein même du lac Tchad sous forme biochimique (mollusques, diatomées, végétaux aquatiques) ou purement chimique (calcite, néoformations argileuses).

II. - LES RAPPORTS DU LAC TCHAD AVEC LES NAPPES LITTORALES

1. - PIEZOMETRIE DES NAPPES

La première étude hydrologique des rapports du lac Tchad avec la nappe phréatique du polder de Bol fut réalisée en 1963 par DIELEMAN et DE RIDDER. Se plaçant à une autre échelle PIRARD (1963) pour le Niger et SCHNEIDER (1967) pour le Tchad esquissèrent les grands traits de l'hydrogéologie du bassin tchadien.

Pour ce qui est des rapports du lac Tchad avec les nappes environnantes la figure 10 synthétise les travaux de PIRARD (1963) et de SCHNEIDER (1967). A l'examen de cette dernière, il apparaît que le lac Tchad est ceinturé de dépressions piézométriques et qu'il représente un point haut (280-282 m) dans le système hydrogéologique environnant.

Chaque dépression est séparée de sa voisine par une crête piézométrique qui correspond aux eaux superficielles des tributaires, au Sud (Chari) et à l'Ouest (Komadougou). *Le gradient piézométrique est toujours orienté des rives du lac vers l'intérieur des terres.*

Pour l'essentiel, la nappe est contenue dans des formations sableuses dunaires, dont le modelé est antérieur à 40.000 ans B.P. Les perméabilités sont élevées et à Bol, la transmissivité varie entre 2,5 et $3,5 \cdot 10^{-3} \text{ m}^2/\text{s}$ (SCHNEIDER, 1967).

Il est peu vraisemblable que la nappe du Kadzeï (fig.10) soit alimentée par les infiltrations du lac Tchad, PIRARD (1963) ayant montré qu'elle était surmontée par un toit argileux. Pour la région du Kanem, SCHNEIDER (1967) a montré qu'il existait une "gouttière piézométrique" longeant le lac Tchad. Au-delà de cette gouttière marginale, la surface piézométrique remonte en direction de Mao, où elle culmine à 313 m au dôme de Kimi-Kimi.

A Bol, DIELEMAN et DE RIDDER (1963) ont montré que la nappe des polders était en creux avec une altitude minimale de 277,5 m et un gradient de $5 \cdot 10^{-3}$ sur les 1000 m séparant la rive du lac du polder.

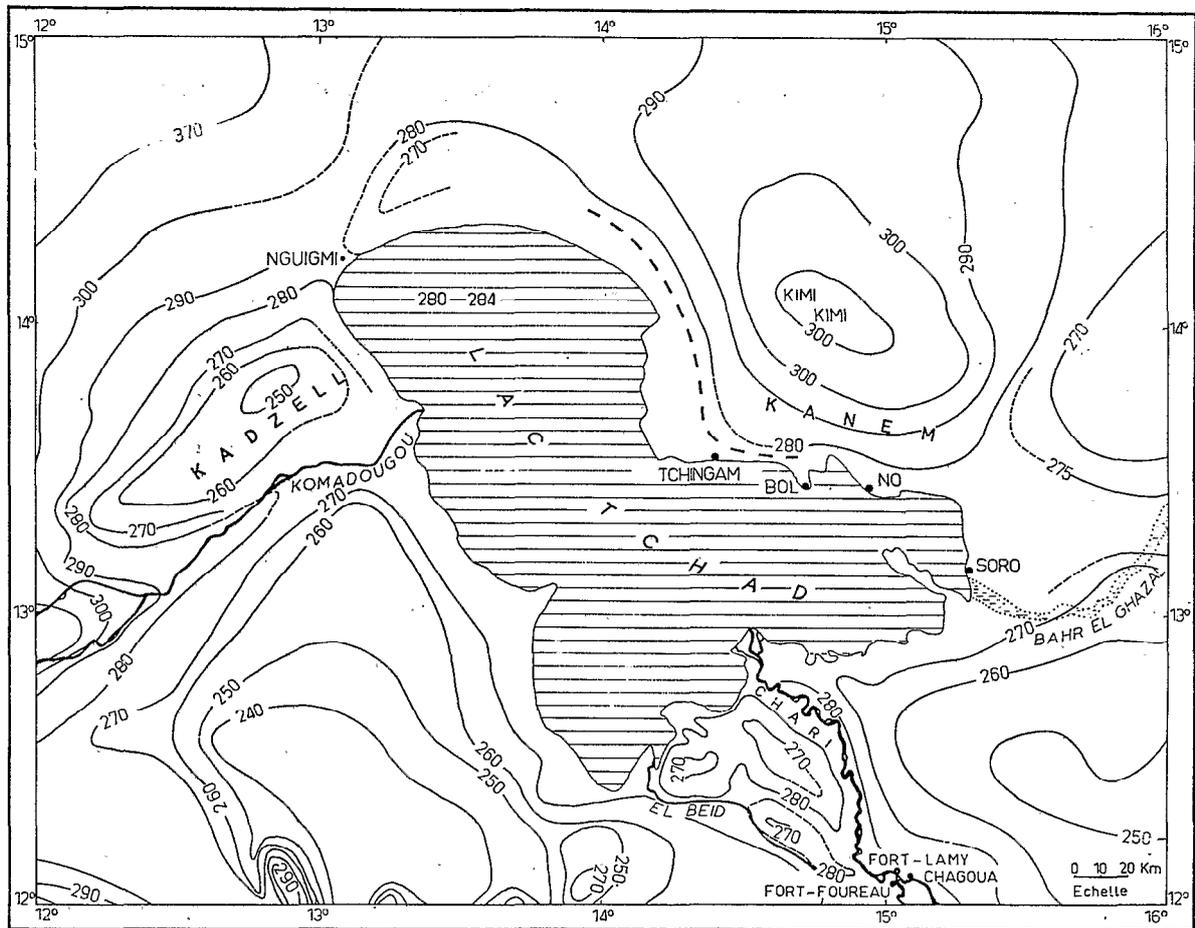


Figure 10. - Piézométrie de la nappe phréatique dans la région du lac Tchad

Depuis Karé-Katia jusqu'à Liwa on a mesuré par nivellement de sondages à la tarière des gradients vers l'intérieur des terres de l'ordre de $3 \text{ à } 6 \cdot 10^{-3}$.

A l'ouest du lac, entre les dômes de Kimi-Kimi et du Harr, le Bahr-el-Chazal exerce une action drainante depuis les rives du lac en direction de la dépression des Pays-Bas ($\approx 166 \text{ m}$). Cependant les gradients hydrauliques sont faibles ($2 \cdot 10^{-4}$) et l'écoulement par cette voie doit être négligeable.

Il convient de retenir dès maintenant que deux grands types de dépressions interdunaires se distribuent de part et d'autre de cette "gouttière" (fig. 11). A l'ouest, entre les rives du lac et la gouttière

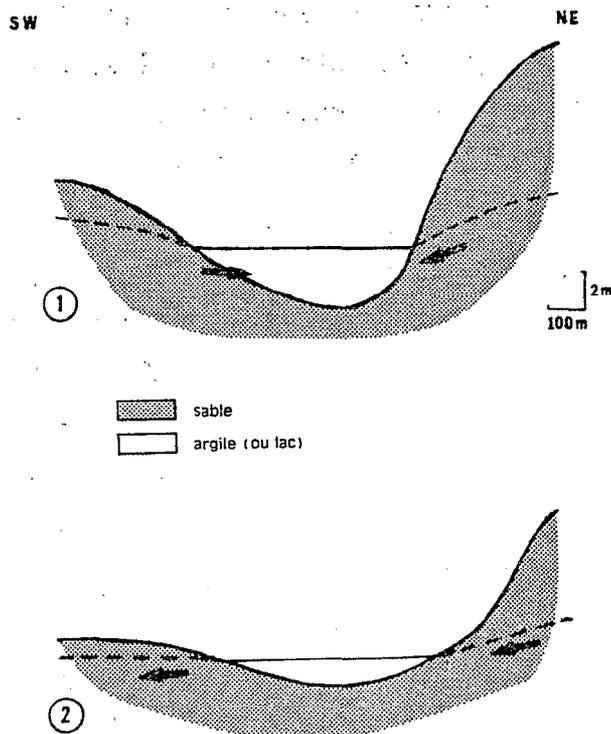


Figure 11. - Influence du modelé interdunaire sur la dynamique de l'eau et des sels solubles

se localisent les lacs de bordure et les salines qui "piègent" les sels. A l'est, entre le dôme de Kimi-Kimi et la gouttière, on trouve les lacs que je qualifie de "résiduels" et des dépressions non affectées par l'halomorphie. Les sels, dans ce cas, ne font que transiter et sont évacués en direction de la "gouttière piézométrique".

2. - ETUDE ISOTOPIQUE DE LA PARTIE SUPERIEURE DES NAPPES.

Dans l'étude des mécanismes d'altération, érosion, transport et sédimentation dans la cuvette tchadienne, le problème majeur reste celui de l'aboutissement de la sédimentation chimique. Dépourvu d'émissaire de surface et soumis à une évaporation intense, le lac Tchad conserve en effet des eaux peu minéralisées. Malgré des apports annuels en sels importants, il ne montre pas d'augmentation de salinité au cours du temps.

Ce sont ces raisons qui nous firent, dès 1966 (FONTES *et al.*, 1969),

entreprendre l'étude isotopique des rapports du lac Tchad avec les nappes bordières sur les marges septentrionales, lieu préférentiel supposé pour des infiltrations en direction de la "gouttière hydrologique". On en retiendra les résultats essentiels suivants.

On sait que la composition isotopique d'une eau dépend de son histoire au sein du cycle hydrologique. Les eaux météoriques sont moins chargées en ^{18}O que les masses marines dont la composition isotopique moyenne est prise comme standard de référence (SMOW). Les eaux de surface en voie d'évaporation s'enrichissent en isotopes lourds et peuvent alors atteindre des teneurs $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ supérieures à celles du SMOW.

Les résultats obtenus montrent que les eaux du lac ont toutes des valeurs supérieures au SMOW. Quelle que soit la période d'infiltration éventuelle, on peut admettre que les eaux qui transiteront du lac vers les nappes auront des compositions isotopiques toutes largement positives.

Les nappes littorales ont des teneurs en ^{18}O moins variables que celles du lac. Par rapport à ce dernier la conductivité est le plus souvent supérieure, tandis que la composition isotopique est moins élevée.

La nappe phréatique du Kaniem, dans sa partie superficielle présente des compositions isotopiques groupées entre -5 et -6 ‰ et une remarquable constance au cours du temps. L'homogénéité de ces valeurs s'observe également dans l'espace sur près de 200 km.

Au simple examen de ces résultats il se dégage une première évidence : les molécules d'eau du lac et celles de la partie superficielle de la nappe phréatique ont eu des histoires thermodynamiques différentes et sans filiation du lac vers la nappe.

On peut estimer la composition isotopique moyenne des pluies à -5,7 ‰ vs SMOW, tandis que le "module isotopique annuel" du Chari est de -3,3 ‰ (FONTES *et al.*, 1970). Ainsi, alors que les eaux du lac présentent dans leur composition isotopique la trace d'une évaporation importante, les eaux de la partie superficielle de la nappe phréatique semblent d'origine météorique.

Pour les nappes littorales, les compositions isotopiques témoignent d'une participation du lac à leur alimentation, mais sur une frange très limitée et sous la forme d'une imprégnation saisonnière,

plutôt que d'un sous-écoulement continu.

En conclusion de cette étude, nous avons pu dire que *le lac Tchad ne présentait pas de phénomènes d'infiltration massive vers l'intérieur des terres*. A ce stade, le processus de régulation saline du lac Tchad ne pouvait plus être expliqué par un simple écoulement régulier de solutions concentrées vers l'intérieur des terres : le phénomène faisait intervenir des quantités notables d'eau météorique infiltrée dans les dunes.

Le fait marquant à retenir de cette étude isotopique est *qu'au nord de l'isohyète 300, les pluies peuvent réalimenter la partie supérieure de la nappe phréatique, dont l'essentiel de la réserve est vraisemblablement fossile*.

Déjà à cette époque, nous avons évoqué la possibilité d'une stratification des eaux par densité, les eaux du lac étant rejetées en profondeur et surmontées par une pellicule d'eau météorique. Pour vérifier cette hypothèse, il fallait étudier et échantillonner la nappe phréatique sur toute son épaisseur.

3. - ETUDE DE LA NAPPE PHREATIQUE SUR TOUTE SON EPAISSEUR

Une campagne de forages, menée en trois sites des côtes nord et est de la cuvette sud du lac Tchad a permis à ROCHE (1970) d'étudier la nappe phréatique, contenue dans l'aquifère quaternaire supérieur et récent, sur toute son épaisseur, soit de 54 à 63 m.

Du point de vue du gisement, on doit retenir que la nappe souterraine repose sur un mur argileux imperméable (Plio-quaternaire), situé de 207 à 217 m entre Tchingam et Soro. Cette nappe est contenue dans des sables de taille moyenne, plus fins entre 233 et 266 m. Deux ou trois couches lenticulaires d'argile imperméable (de 1 à 7 m) s'intercalent dans ces sables entre 225 et 270 m ; ces lentilles argileuses isolent localement les eaux (fig. 12).

A l'échelle du bassin, la nappe est réellement phréatique dans les dunes et les argiles craquelées des polders. En revanche, *dans les dépressions interdunaires, les eaux sont mises en charge sous les argiles limoneuses imperméables*. Sur le bord des cuvettes, la nappe phréatique des argiles craquelées est en contact avec celle des sables dunaires ; elle l'est également à travers les argiles limoneuses de base qui mettent

la nappe sous-jacente en charge. Les eaux du lac Tchad reposent sur cet ensemble aquifère.

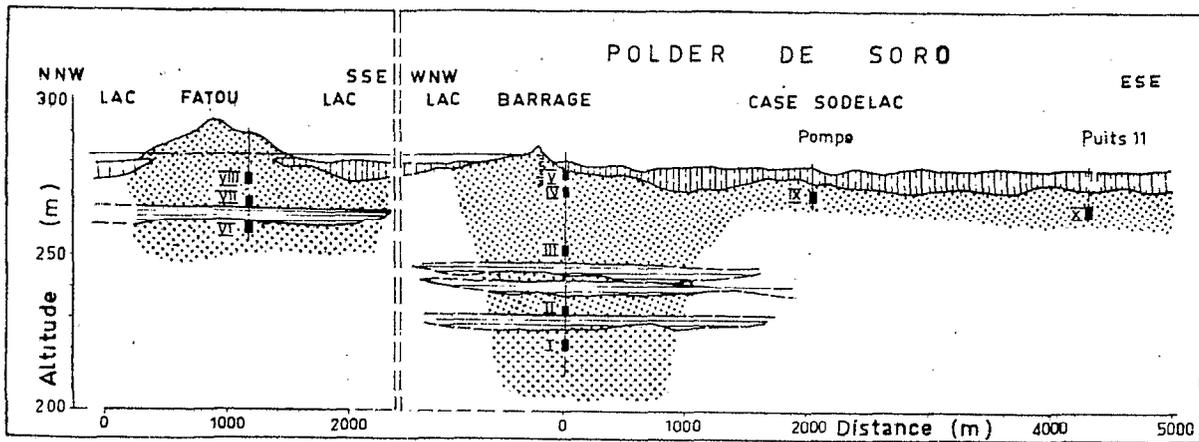
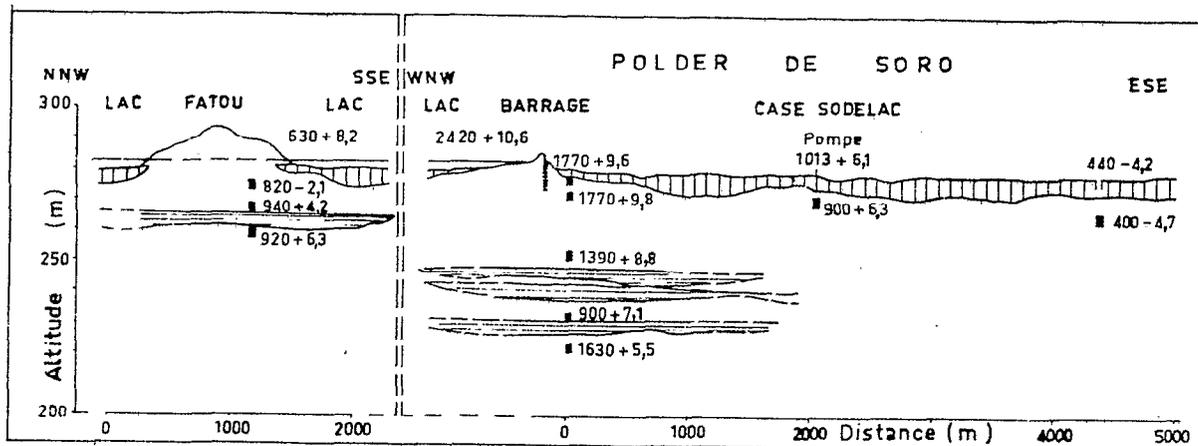


Fig.12 — Coupe hydrogéologique en bordure du lac Tchad à Soro.



■ 1390 + 8,8 : Conductivité = 1390 $\mu\text{mhos cm}^{-1}$, $\delta^{18}\text{O} = +8,8\%$ vs SMOW

Fig. 12 — Conductivité et composition isotopique des eaux souterraines à Soro.

ROCHE (1970) a pu retrouver les différentes formations individualisées par SERVANT (1973) dans les interdunes du Kanem (séries des Soulias et de Labdé).

A No et Tchingam les gradients hydrauliques moyens de la partie supérieure de la nappe, de 2,6 % et de 3,1 % au moment de l'étude, étaient orientés du lac vers l'intérieur des terres. Les niveaux piézométriques se caractérisent par une grande stabilité et à l'échelle annuelle il semble qu'ils ne soient pas influencés par les variations de niveau du lac Tchad.

Etant donné l'épaisseur importante de la nappe, il semble que les mouvements d'eau s'effectuent surtout dans sa partie supérieure.

Les compositions isotopiques ont permis de mettre en évidence des masses hydriques d'origines différentes, précisant ainsi les rapports du lac et des nappes côtières. En bordure des côtes du lac on assiste à une diminution progressive des proportions d'eaux lacustres au profit d'eaux météoriques actuelles au fur et à mesure que l'on s'éloigne du rivage. On trouve ainsi confirmation des premiers travaux de FONTES *et al* (1969). Cependant selon une verticale, sur toute l'épaisseur de la nappe, les eaux de pluie se mélangent en proportions décroissantes vers le bas à des eaux d'origine lacustre. D'autre part, l'infiltration des eaux lacustres se réalise avec plus de facilité dans le sens axial des bras, se mélangeant ensuite à des eaux météoriques qui s'écoulent depuis les dunes bordières.

Ainsi les infiltrations du lac Tchad, bien que plus complexes que nous le supposions au simple examen de la piézométrie, existent et contribuent comme on le verra pour une grande part à sa régulation saline. Par ailleurs, il est à noter que, quelle que soit leur origine (lacustre ou météorique), les eaux se *chargent en sels lors de leur cheminement dans l'aquifère dunaire.*

L'évaporation ne peut être tenue pour responsable de cette augmentation de salure ; l'écran dunaire est en effet un rempart efficace à l'évaporation. On en vient donc à évoquer la dissolution d'anciens dépôts évaporitiques contenus et fossilisés dans les lentilles argileuses disséminées dans les sables de l'erg du Kanem (série des Soulias, 40.000 - 21.000 ans B.P.).

Que ce soit en bordure du lac ou plus à l'intérieur des terres, la minéralisation de la nappe, sauf lorsqu'elle est subaffleurente, est due à des processus de dissolution. Les caractéristiques et la répartition des sels dissous témoignent des *très faibles vitesses d'écoulement*.

Il y a donc équilibre entre les eaux et l'aquifère, de telle sorte que la composition chimique de celles-ci peut porter témoignage des conditions paléogéochimiques au moment ou postérieurement au dépôt des lentilles argileuses.

III. - INTERPRETATION DES STRUCTURES HYDROLOGIQUES ACTUELLES

Il convient, lorsqu'on étudie l'hydrogéologie actuelle des nappes des zones saharienne et sahélienne, de ne pas perdre de vue qu'elle est le résultat d'une lente évolution. Les nappes ont enregistré les fluctuations climatiques, souvent extrêmes, des derniers millénaires (SERVANT, 1973). Dans le cas du Tchad, il y a à peine 6.000 ans B.P., la nappe phréatique était en relation directe avec le Paléo-Tchad (350.000 km²) dont le plan d'eau se situait vers 320 m.

Comme le dit justement FAURE (1967) à propos du Niger oriental, l'origine de certaines structures hydrogéologiques actuelles "... doit être recherchée en remontant dans le temps plutôt que dans l'espace".

Dans le précédent chapitre j'ai décrit les structures hydrogéologiques du Kanem. Sur une transversale SW-NE, depuis le lac jusqu'au dôme de Kimi-Kimi, la surface piézométrique de la nappe présente les caractères suivants :

la côte du lac Tchad se situe, selon les années, entre 280 et 282 m. Avec des gradients assez faibles, la nappe phréatique présente une pente vers l'intérieur des terres. Le point le plus bas (Aoussoudé, 275 m) se situe à une vingtaine de kilomètres du rivage du lac. Au delà d'Aoussoudé, la nappe remonte avec des gradients plus forts ; elle culmine vers 310 m à une cinquantaine de kilomètres du rivage.

Cette disposition a pour conséquence un double écoulement de la nappe ; d'ouest en est, depuis le lac vers la "gouttière" et d'est en ouest, depuis le dôme de Kimi-Kimi vers cette même "gouttière".

Les isotopes, nous l'avons vu, montrent que la tranche superficielle de la nappe correspond, de part et d'autre de la gouttière, à de l'eau d'origine météorique récente.

Il n'en demeure pas moins que cette disposition piézométrique constitue une anomalie hydrodynamique qu'il faut tenter d'expliquer. Par rapport au dôme de Kimi-Kimi, le lac Tchad devrait en effet servir de niveau de base.

Voyons donc les hypothèses en présence :

1. - HYPOTHESES ANTERIEURES

- Pour expliquer la présence de la "gouttière", SCHNEIDER (1966) invoque une évapotranspiration différentielle, plus forte à l'aplomb de cette structure. Or, pour qui a parcouru le Kanem, aucune différence n'apparaît dans la végétation au niveau de la "gouttière".

De plus, et ceci me semble plus probant, si cette structure était déterminée par des phénomènes évaporatoires, les eaux à son niveau devraient être plus concentrées et avoir subi un traçage isotopique. Or c'est justement dans les puits situés au niveau de la "gouttière" que l'on rencontre les eaux les moins minéralisées de la transversale et les plus légères isotopiquement (-5 ‰ vs SMOW).

- En ce qui concerne le dôme de Kimi-Kimi, certains hydrogéologues (SCHROETER, com. pers.) pensent qu'il serait déterminé par une mise en charge due à la présence sous-jacente de la grande nappe artésienne du Continental Terminal reconnue au Nigéria et qui viendrait se biseauter dans la région de Mao.

On a vu par les études isotopiques qu'une partie non négligeable des pluies venaient recharger la nappe, qui par ailleurs ne subit guère de déperdition par évaporation, car elle est pour l'essentiel contenue dans un aquifère sableux. Il est donc vraisemblable que les pluies contribuent à maintenir cette structure hydrologique ; mais elles ne l'expliquent pas.

- Au début des travaux, je pensais qu'il fallait faire intervenir une différence sédimentologique, la "gouttière" se situant le long d'un ancien rivage du lac, qui aurait déterminé des remontées capillaires plus intenses à son aplomb. Mais, les études granulométriques n'ont pas montré de variations et l'on retombe sur l'objection faite à l'hypothèse de SCHNEIDER, à savoir que les eaux devraient être les plus minéralisées, ce qui n'est pas le cas.

2. - INFLUENCES DES VARIATIONS DE NIVEAU DU LAC TCHAD AU COURS DU QUATERNAIRE RECENT (Holocène)

L'hydrogéologie actuelle, et les phénomènes d'halomorphie également, sont à regarder et à interpréter comme *la résultante de déterminismes*

actuels, mais aussi quaternaires. La figure 13 schématise les événements que je pense être à l'origine des structures piézométriques actuelles.

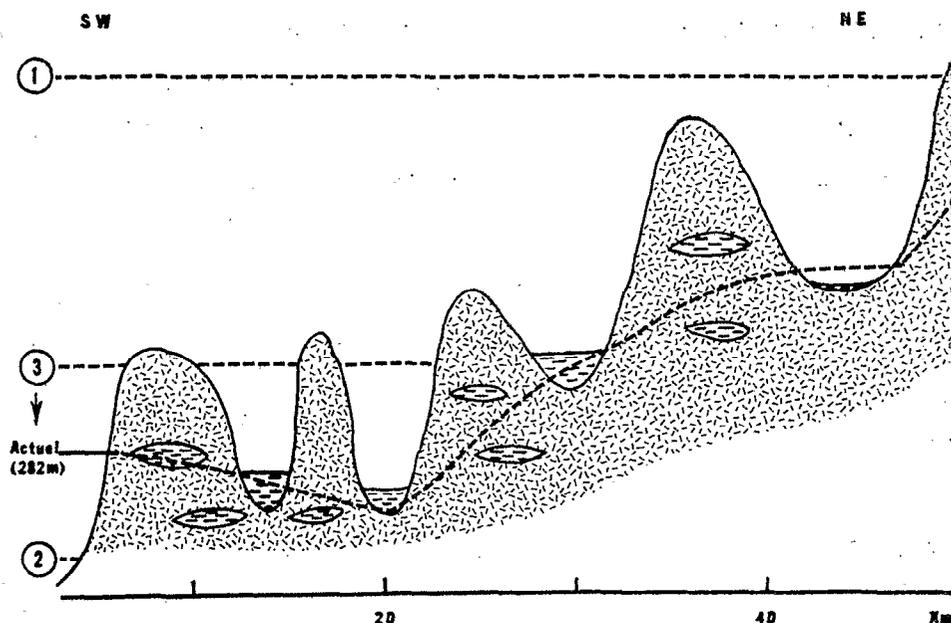


Figure 13. - Schéma interprétatif des variations hydrologiques durant l'Holocène.

Il y a 5400 ans B.P. (SCHNEIDER, 1967) le lac Tchad était à la cote 320 m ; les nappes contenues dans l'erg du Kanem étaient en équilibre avec ce plan d'eau (stade 1 de la fig. 13). Une phase aride, entre 2400 et 1900 ans B.P. (SERVANT, 1973) succéda à cette période d'extension lacustre. Le lac Tchad, surface d'eau libre, baissa de niveau et s'assécha assez rapidement. En revanche la nappe phréatique du Kanem ne baissa que très lentement ; en effet la majeure partie de l'aquifère est sableux et les seules surfaces potentiellement évaporantes, constituées par les sédiments argileux des fonds des interdunes, ne représentent au plus que quelques centièmes de sa surface totale.

Cette nappe se trouva par conséquent en position haute vis à vis du lac Tchad, plus ou moins asséché (stade 2 de la fig. 13). Elle le prit comme niveau de base, d'où un écoulement du NE vers le SW.

Le lac était à un niveau inférieur à 275 m (270 m), puisque la gouttière actuelle n'était pas à cette époque le point le plus bas, mais un simple point intermédiaire sur le trajet d'écoulement des eaux.

Par suite d'une recrudescence humide et d'une augmentation des apports fluviaux, le lac remonta à un niveau 287-290 m (1800 ans B.P. ; PIAS, 1970). Le niveau de la nappe du Kanem remonta moins vite, puisqu'elle ne recevait qu'indirectement les apports fluviaux et que seul un certain pourcentage de la tranche d'eau météorique venait l'enrichir, alors que le lac fonctionnait en pluviomètre et en collecteur fluvial. Cette situation correspond au stade 3 de la figure 13.

Le lac, de niveau de base qu'il était, devint point haut par rapport à toute une partie occidentale de la nappe du Kanem. D'où naissance d'une contre écoulement du SW vers le NE, *la rencontre des deux écoulements déterminant la dépression hydrologique* (stade 3 et actuel de la fig. 13).

Sur le flanc occidental de la gouttière, les fluctuations actuelles du niveau du lac Tchad influent directement, avec un décalage dans le temps, sur le niveau de la nappe phréatique. C'est ainsi que les lacs de Djikare et Bodou étaient asséchés et fonctionnaient en salines jusqu'en 1950 (période de bas niveau du lac). Ils ont été remis en eau de 1950 à 1970, puis se sont de nouveau asséchés par suite d'une élévation, puis d'une baisse de la nappe, consécutive à une fluctuation positive, puis négative du niveau du lac Tchad.

Du point de vue de la minéralisation, deux gradients convergent vers la dépression, dans les sens d'écoulement de la nappe. Si on élimine le "bruit de fond" constitué par les sédiments argileux des interdunes, le chimisme général de la nappe montre que les eaux de Lar Gartofo et Aous-soudé sont la résultante d'apports météoriques provenant du dôme de Kimi-Kimi, mélangés à des eaux plus concentrées en provenance du lac Tchad.

Ce sens d'écoulement NE-SW se retrouve dans les lacs "résiduels" du plateau de Bir-Louri (cf. chapitre IV), tandis que l'écoulement SW-NE se retrouve dans les lacs de bordure et les salines exploitées.

En définitive, on peut regarder *cette gouttière comme une anomalie hydrodynamique en voie de réajustement*. Si le niveau moyen du lac Tchad était stable à l'échelle décennale, séculaire ou millénaire, cette gouttière devrait se déplacer vers le lac, ce dernier se mettant alors en équilibre avec les nappes environnantes. Ce sont les fluctuations actuelles du lac qui viennent retarder ce réajustement, tandis que le dôme du Chitati est maintenu en place par les apports météoriques.

IV. - EVAPORATION D'UNE NAPPE D'EAU LIBRE ET DE LA NAPPE PHREATIQUE

L'eau étant le vecteur des sels, il apparaît nécessaire en premier lieu de déterminer le bilan hydrique du lac Tchad et des nappes phréatiques, c'est-à-dire d'évaluer l'évaporation qui les affecte.

On s'appuiera pour l'essentiel sur le récent travail de RIOU (1972), sur des travaux inédits des "Salins du Midi", sur des données physico-chimiques classiques (abaissement des tensions de vapeur par addition de sels en solution aqueuse) et sur des travaux sur le traçage isotopique de l'évaporation par GONFIANTINI (1965) et FONTES et GONFIANTINI (1967).

1. - L'EVAPORATION DES NAPPE D'EAU LIBRE

Pour apprécier l'évaporation d'une nappe d'eau libre (lac Tchad, lacs interdunaires) on peut utiliser toute une série de méthodes, ayant chacune leurs avantages et inconvénients.

A. METHODE DU BILAN HYDROLOGIQUE

Elle a été utilisée par les hydrologues (BOUCHARDEAU et LEFEVRE, 1957 ; TOUCHEBOEUF de LUSSIGNY, 1969) notamment dans le cas du lac Tchad pour évaluer la somme de l'évaporation et des infiltrations. Connaissant avec précision les apports fluviaux et météoriques ainsi que les variations de niveau du plan d'eau lacustre, il est possible de déterminer le bilan hydrique du lac pour des intervalles de temps quelconques. On aboutit à des pertes annuelles en eau de l'ordre de 2.350 mm, parmi lesquelles 2.150 mm sont imputables à l'évaporation et moins de 200 mm aux infiltrations.

B. UTILISATION DE LA FORMULE DE DALTON

On l'écrit sous la forme générale

$$E = f(u) (e_s - e_d) , \text{ dans laquelle}$$

$f(u)$ = fonction du vent

e_s = pression de vapeur d'eau saturante à la température de la surface de l'eau, en mb.

e_d = pression de vapeur d'eau au-dessus de la surface évaporante, en mb.

C'est une méthode simple et de précision acceptable qui a pu être comparée à la méthode du bilan hydrologique, notamment dans le cas du lac Hefner (Colorado).

Pour l'évaporation d'une petite surface (bac enterré en sol nu), RIOU (1972) propose la formule suivante :

$$E = 0,24 u_{200} (e_s - e_d)$$

E = évaporation en mm/jour

u_{200} = vitesse du vent en m/s, mesurée par un anémomètre placé à 200 cm au-dessus du sol.

Dans le cas des petites surfaces, l'évaporation est influencée par les caractéristiques de la surface environnante. Cet effet que l'on dénomme "effet d'oasis" traduit l'hétérogénéité entre la petite surface évaporante et son environnement immédiat.

C. - UTILISATION DE LA FORMULE DE PENMAN

Elle s'écrit :

$$E_s = \frac{\Delta_s^a Q/L + 2 \gamma E_a}{\Delta_s^a + 2 \gamma}$$

dans laquelle :

E_s = évaporation

$$\Delta_s^a = (e_a - e_s) (\theta_a - \theta_s)$$

Q = rayonnement net, en $\text{cal/cm}^2/\text{min}$.

L = énergie utilisée par l'évaporation, en $\text{cal/cm}^2/\text{min}$.

γ = constante psychrométrique

E_a = température de l'air, en °C

θ_a = température moyenne de l'air, en °C

θ_s = température de la surface évaporante, en °C

e_a = pression de vapeur d'eau saturante à la t° de l'eau sous-abri, en mb.

e_s = pression de vapeur d'eau saturante à la t° de la surface évaporante, en mb.

Disposant d'une longue série de mesures (10 ans) à la station de Bol-dune, RIOU (1972) a pu comparer les valeurs de l'évaporation mesurée (3231 mm) et celle de l'évaporation calculée par cette formule (3192 mm).

On voit que les résultats sont en bon accord dans le cas précis de l'évaporation d'une petite surface (bac Colorado de 1 m²).

A partir des données d'un bac et en utilisant quelques hypothèses simplificatrices, RIOU (1972) peut également estimer l'évaporation d'un grand réservoir qui s'écrit :

$$E_N = \frac{\Delta_N^a \quad Q/L + \lambda_N \quad \gamma E_a}{\Delta_N^a + \gamma}$$

λ_N étant un coefficient inférieur ou égal à 1 suivant la dimension de la nappe d'eau. Pour le lac Tchad, BOUCHARDEAU et LEFEVRE (1957) ont estimé $\lambda_N = 0,59$.

On obtient pour E_N la valeur moyenne annuelle de 2.339 mm, alors que par la méthode du bilan hydrologique les hydrologues ont obtenu une valeur de 2.350 mm.

2. - L'EVAPORATION D'UNE NAPPE D'EAU SOUTERRAINE

A. EVAPORATION EN BAC ET E T P

L'évapotranspiration potentielle, E T P, s'écrit sous la forme :

$$E T P = f \quad \frac{\Delta Q/L + \gamma E_a}{\Delta + \gamma}$$

dans laquelle f est un facteur de réduction pour passer de l'évaporation d'une nappe d'eau de même surface à celle de la surface dont on estime l'ETP indirectement à partir des mesures conduites sur bac.

A Fort-Lamy, sur 7 années d'observations RIOU (1972) obtient les résultats suivants :

ETP calculée = 1885 mm

ETP mesurée = 1876 mm

Sous climat sahélien, RIOU (1972) propose les facteurs de réduction suivants pour passer des données d'un bac Colorado enterré de 1 m² à l'estimation de l'ETP.

. mois frais : 0,67

. saison des pluies : 0,77

. saison chaude : 0,70 à 0,75

avec pour l'ensemble de l'année un facteur moyen de 0,715.

A Fort-Lamy, le coefficient pour passer l'ETP (lismètre à 0,50 m de la surface du sol) à l'évaporation d'un bac non enterré est de 0,85 sur une période d'observation de 5 ans et en utilisant de l'eau distillée (DUBOIS, comm. pers., 1970).

B. EVAPOTRANSPIRATION POTENTIELLE (ETP) ET EVAPOTRANSPIRATION REELLE (ETR)

C'est surtout à l'ETR qu'il faut s'intéresser pour l'étude du bilan hydrique des nappes phréatiques.

L'ETP est en effet la valeur de l'évaporation d'un climat déterminé, l'eau étant en permanence disponible. L'ETR représente en revanche la quantité réelle d'eau qui s'évapore. C'est ainsi que les climats arides ont les plus fortes ETP alors que leurs ETR sont nulles, par suite de l'absence d'eau à évaporer.

Pour la région du Kanem, la nappe phréatique étant partout présente à faible profondeur dans les interdunes, on peut retenir en première approximation (DUBOIS, comm. pers. 1970) :

$$ETR = 0,80 ETP \quad (1)$$

Cette relation est valable pour une nappe d'eau faiblement chargée en sels. Il conviendra d'y apporter un terme correctif dans le cas

de l'évaporation des saumures carbonatées sodiques des salines.

La figure 14 montre les variations de la pluviosité, de l'ETP et de l'ETR en fonction de la latitude (RIOU, 1972).

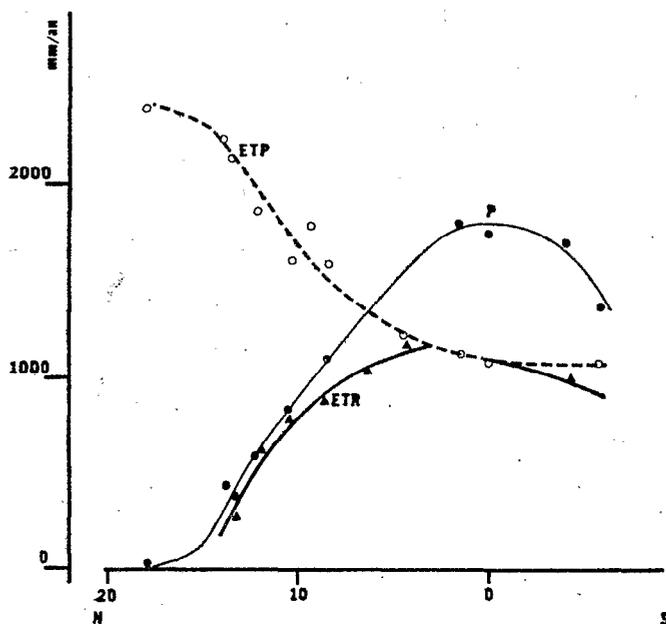


Figure 14. - Variations de la pluviosité, de l'ETP et de l'ETR dans la zone tropicale nord (d'après RIOU, 1972)

En zone sahélienne, il est possible de distinguer 3 phases dans l'année :

- . en début de saison des pluies, $P < ETP$, $ETR = P$
- . au coeur de la saison des pluies, $P > ETP$ et $ETR = ETP$
- . en fin de saison des pluies, $ETR < ETP$ et peut même s'annuler si les réserves en eau du sol disparaissent totalement.

3. - L'EVAPORATION D'UNE NAPPE PHREATIQUE MINERALISEE

On a vu que pour la nappe phréatique du Kanem; là où elle est subaffleurante, il est possible de retenir la formule

$$E T R_{\text{nappe}} = 0,80 E T P \quad (1)$$

avec :

$E T R$ = évaporation d'une nappe située à 0,50 m de la surface du sol sous un couvert limoneux

$E T P$ = évaporation mesurée à l'aide d'un bac à l'air libre.

Il faut maintenant évaluer l' $E T R$ d'une nappe subaffleurante, plus ou moins concentrée, telle qu'on la rencontre dans les salines.

On sait en effet que l'addition de sels dans une solution aqueuse provoque un abaissement de la tension de vapeur par suite de la diminution de l'activité de l'eau. Elle a comme résultat une réduction appréciable de l'évaporation d'une saumure par rapport à une eau douce, placée dans les mêmes conditions.

Cet effet a notamment été étudié d'un point de vue isotopique par voie expérimentale (GONFIANTINI, 1965), sur l'eau de mer des bassins salants de la Méditerranée (FONTES, 1968) et sur deux bassins hydrologiques sahariens (FONTES et GONFIANTINI, 1967) sur des eaux chlorurées sodiques.

On observe que l'augmentation de la teneur en isotopes lourds (^{18}O ou D) passe par un maximum et décroît ensuite. Ce comportement a été mis en évidence dans le cas notamment de l'évaporation de l'eau de mer et relié à la diminution de l'activité de l'eau par suite de l'augmentation de la salinité (GONFIANTINI, 1965).

Dans le cas d'une solution saline non saturée, l'activité du solvant varie au cours de l'évaporation. Si en première approximation, on admet que l'activité du liquide varie comme la concentration, on peut écrire en dessous de la saturation (FONTES et GONFIANTINI, 1967)

$$a = \frac{f \cdot a_0}{1 - a_0 (1 - f)}$$

où

a_0 = activité initiale du liquide

f = fraction restante du liquide

Reportée dans l'équation générale qui traduit l'état isotopique d'un liquide en voie d'évaporation, et après intégration, cette relation a permis à GONFIANTINI (1965) d'expliquer le comportement isotopique d'une solution saline se concentrant par évaporation jusqu'à saturation.

Pour l'établissement des bilans sommaires qu'on abordera dans la troisième partie, il suffit de retenir qu'aux "Salins du Midi" des mesures d'évaporation à l'air libre ont été réalisées sur des bacs remplis d'eau distillée d'une part et d'une solution de chlorure de sodium à saturation d'autre part. Les résultats ont été :

$$E_{(\text{NaCl})} = 0,60 E_{(\text{H}_2\text{O})} \quad (1')$$

Sachant que l'abaissement de la pression de vapeur par addition de sels en solution aqueuse est relativement voisin pour NaCl, NaHCO₃ et Na₂CO₃. 10 H₂O (Handbook of Physical Constants) et en combinant les deux relations (1) et (1'), il vient :

$$E_{(\text{Na}_2\text{CO}_3)} = 0,48 \text{ E T P}$$

En conséquence, pour les salines du Kanem où la nappe est partout subaffleurante et saturée vis à vis des sels carbonatés sodiques, on retiendra lors de l'établissement des bilans, la valeur $E_{\text{nappe}} = 0,48 \text{ ETP}$ soit en prenant la valeur de l'ETP à Boi voisine de 216 cm.

$$E_{(\text{nappe})} = 104 \text{ cm / an}$$

Cette valeur s'accorde assez bien avec celles qui ont été trouvées dans d'autres bassins clos évaporatoires comme celui du lac Deep Springs en Californie où JONES (1965) signale une évaporation des eaux salines sulfato-carbonatées comprise entre 75 et 130 cm/an ; au lac Katwé en Ouganda, pour le même faciès chimique, MORTON (1971) estime l'évaporation à 120 cm et à 108 cm pour des saumures affleurantes titrant 350 et 400 g. l⁻¹.

Ce chapitre consacré à l'hydrologie de surface et souterraine nous a montré que l'eau, même en zone sahélienne, était partout présente en abondance à faible profondeur. Vecteur des sels solubles issus de l'altération des bassins amont, cette eau va pouvoir s'évaporer de manière directe lorsque la nappe affleure (lac interdunaire) ou de façon capillaire lorsque la nappe est subaffleurende ("natronière").

Ainsi l'on voit que climat, morphologie et hydrologie convergent pour faire de la cuvette tchadienne un milieu propice aux accumulations salines.

L'évaporation directe conduira à une paragenèse saline syngénétique, l'évaporation capillaire à une paragenèse diagenétique précoce ou postsédimentaire.

DEUXIEME PARTIE

LES FAITS

Etude géochimique

Cette partie aborde l'étude géochimique des eaux de la nappe phréatique, des lacs interdunaires, des évaporites et des silicates sodiques néoformés. Dans chacun des cas, *des mécanismes génétiques* sont proposés ; il font largement appel à des données thermodynamiques existantes (pour les évaporites) ou obtenues dans ce travail (pour les silicates sodiques). Sans considérer le sédiment comme un *support amorphe*, notamment dans les phénomènes de sulfato-réduction, nous avons délibérément choisi d'aborder l'explication des paragenèses observées par le biais de la physico-chimie et de la thermodynamique.

- Chapitre III - Géochimie de la nappe phréatique
- Chapitre IV - Géochimie des lacs interdunaires
- Chapitre V - La distribution des évaporites dans le paysage
- Chapitre VI - Géochimie des silicates néoformés

CHAPITRE TROISIEME

Géochimie des eaux de
la nappe phréatique

La nappe phréatique du Kanem a été étudiée par SCHNEIDER (1967) lors de l'établissement des coupures au 1 : 500.000 ; il vient d'en publier une synthèse au 1 : 1.500.000 (1971).

Me plaçant à une autre échelle, j'ai étudié la partie superficielle de la nappe depuis Nguigmi jusqu'à Doum-Doum et sur plusieurs transversales depuis les rives du lac jusqu'au dôme du Chitati, soit sur près de 50 kilomètres. Cette étude s'est étendue sur 3 cycles saisonniers afin de déceler d'éventuelles fluctuations annuelles et interannuelles.

Les observations et prélèvements ont été faits dans les puits indigènes des interdunes et par des trous à la tarière. Chaque prélèvement a fait l'objet d'une analyse chimique complète pour les éléments majeurs et les éléments traces ainsi que d'une analyse isotopique de l'oxygène. Température, conductivité, pH et Eh ont été mesurés "in situ".

Je présenterai ici une synthèse des connaissances acquises sur la géochimie de la nappe phréatique sur la bordure septentrionale du lac Tchad.

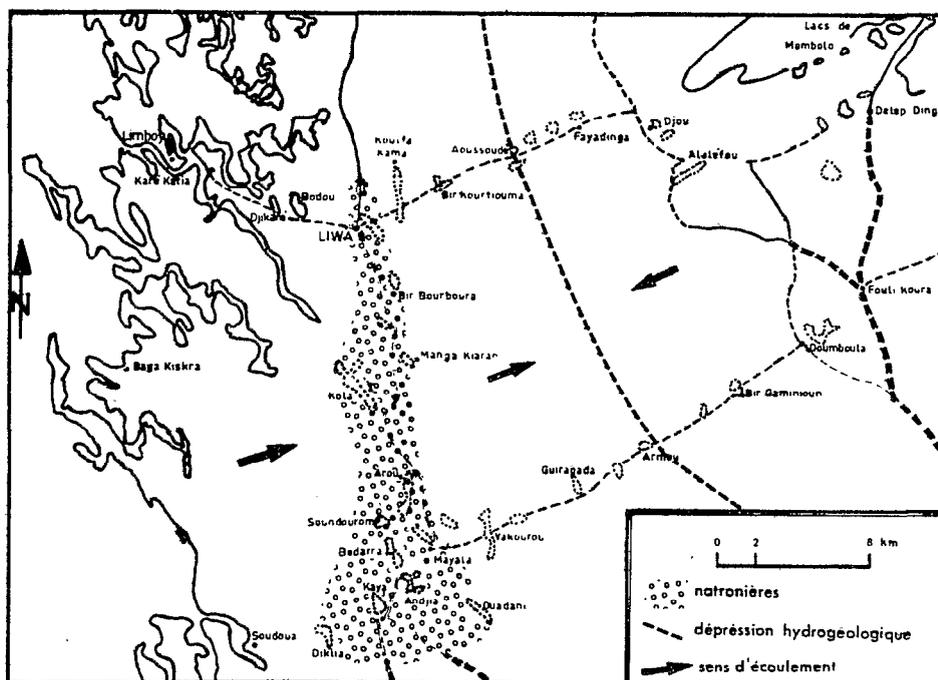


Figure 15. - La nappe phréatique dans la zone des natronières

I. - LES FACIES CHIMIQUES ET LEUR DETERMINISME

On a vu dans le chapitre précédent que, tant pour sa piézométrie ou son chimisme, la nappe phréatique actuelle n'est que le résultat d'une lente évolution commencée bien avant l'Holocène. Ses caractéristiques doivent être interprétées comme la résultante de déterminismes actuels, mais également quaternaires. Les datations au ^{14}C entreprises par l'UNESCO (GISCHLER, 1967) sont certainement sujettes à critique en raison du caractère bicarbonaté - carbonaté des eaux et des conditions particulières de la sédimentation chimique du bassin au cours du Quaternaire. Bien qu'ils aient pu subir un vieillissement radiogénique par dilution des teneurs en ^{12}C , les âges fournis par cette méthode (4.000 ans BP à l'Actuel) doivent cependant proposer une "fourchette" acceptable.

Une étude détaillée du front supposé d'infiltration par cette même technique révèle une distribution d'âges apparents s'étendant sur plus d'une période de ^{14}C (5730 ans) entre la base et le sommet de la nappe phréatique (FONTES et ROCHE, inédit.).

Au vu de ces remarques préliminaires, *il apparaît illusoire de chercher une filiation directe entre le chimisme du lac Tchad et celui de la nappe du Kanem*, que ce soit par l'intermédiaire de rapports ioniques ou par l'utilisation des isotopes stables. L'aquifère sableux dunaire et argileux des interdunes ne se comporte pas en simple support amorphe pour les eaux et les ions. L'interaction nappe-sédiment est permanente ; c'est l'étude de ses variations latérales qui rendrait le mieux compte de la distribution spatiale des faciès chimiques de la nappe phréatique. Une telle étude n'est évidemment possible que par la multiplication de sondages sur toute l'épaisseur de la nappe.

Dans le tableau 2 on a reporté la composition hydrochimique de la nappe phréatique selon deux transversales lac Tchad - isopièze 300 m. Les différents points de prélèvement sont indiqués sur la figure 15.

A l'évidence, il apparaît que le chimisme général de la nappe est perturbé par le "bruit de fond" constitué par les interdunes. Chaque dépression interdunaire constitue une dépression hydrologique, plus ou

N°	LOCALITE	Distance au Lac, km	Profond. cm	pH	Conduc. 25°C μ mhos.cm ⁻¹	Mélida sec. mg.l ⁻¹	SiO ₂ mg.l ⁻¹	Concentration mg. l ⁻¹							
								Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻
① 69	Lac, Karé Katia	0	0	8,9	772	958	108	3,0	2,1	2,7	0,9	0,1	0	0,6	8,0
72	Puits dune Liwa	4	340	8,2	992	658	46	1,6	0,8	4,9	1,8	0,4	1,8	0,2	7,5
74	Puits ouadi Liwa	4,5	140	8,3	2380	1540	76	3,8	1,1	17,7	0,6	5,8	1,2	0,3	16,7
83	" Koufa Kema	7	205	8,3	1297	940	71	0,9	0,2	8,8	2,1	0,6	2,1	0,6	8,3
84	" Bir Kourtioume	9	257	7,7	1105	780	56	2,7	1,2	4,5	2,3	0,3	5,6	0,4	4,9
85	" Acoussouf	13	278	7,4	466	364	71	1,1	0,3	1,7	1,3	0,2	0,8	0,2	3,0
86	" Fayadina	17	70	7,5	403	306	93	0,5	0,2	2,7	0,6	0,1	0,4	0,2	3,2
87	" Djou	20	77	8,4	1065	740	120	1,6	0,8	7,3	1,0	0,6	0	1,4	9,7
231	" Mombolo	33	40	6,8	118	88	66	0,5	0,2	0,2	0,1	0	0,2	0	0,7
② 99	Lac Soudou	0	0	8,8	690	552	90	1,6	1,9	2,3	1,0	0,1	0	2,0	5,3
101	Puits Bikhia	4	155	8,9	1564	1000	96	0,1	0,2	12,9	1,5	1,5	0,5	2,7	11,2
97	" Kaya	7	82	8,9	2835	2980	350	0,5	0,3	35,8	2,4	4,4	5,0	5,6	28,8
96	" Andja	9	155	8,4	1071	630	60	0,9	0,4	7,5	0,5	2,4	1,2	0,9	5,9
94	" Arsiou	23	145	7,6	405	331	-	0,8	0,1	2,1	0,9	0,1	0,3	0	3,1
93	" Ngoudo-ouadi	27	54	7,7	283	260	-	2,4	0,2	0,3	0,1	0,1	0	0	2,8
91	" Fouli-Kours	38	120	7,5	180	141	-	0,8	0,1	0,2	0,5	0	0,2	0	1,3

① Transversale Lac Tchad - Lac de Mombolo - ② Transversale Lac Tchad - Ouadi de Fouli-Kours

Tableau 2. - Composition hydrochimique de la nappe phréatique depuis les rives du lac Tchad jusqu'à l'isopièze 300 m

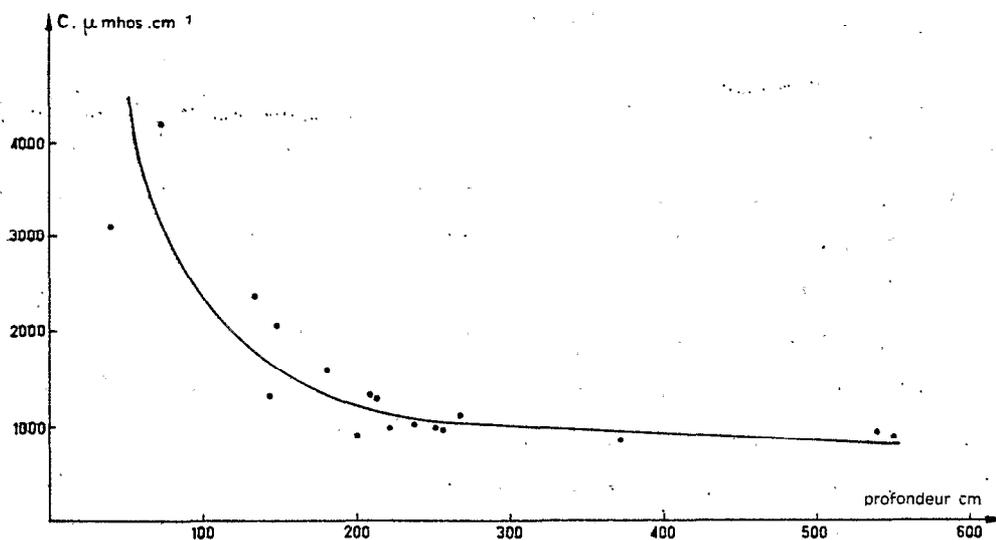


Figure 16. - Corrélation entre la minéralisation de la nappe et sa profondeur

moins marquée, dans la nappe phréatique ; chaque *ouadi** est donc alimenté par une nappe en creux à écoulement convergent. D'autre part cet "endo-réisme hydrogéologique" est encore accentué par la présence au fond des cuvettes de sédiments argileux qui contiennent bien souvent la frange capillaire et la marge de fluctuation de la nappe.

La figure 16 illustre bien la bonne corrélation qui existe entre la minéralisation totale de cette nappe et sa profondeur par rapport au sol.

Les données analytiques font apparaître les faits suivants. D'une manière générale, la minéralisation totale de la nappe (représentée par la conductivité) croît depuis le lac en s'enfonçant vers l'intérieur des terres. Elle atteint son maximum dans la zone des "natronières" (Liwa, Koufakama pour la transversale 1 ; Diklia, Kaya pour la transversale 2) où la nappe est proche de la surface. La conductivité diminue ensuite pour atteindre son minimum au niveau de la "gouttière hydrogéologique" (Aoussoudé, Arniou), précisément dans la zone où la nappe est la plus profonde. Au-delà de la "gouttière" l'interprétation est plus difficile à cause de l'implantation des puits dans les parties subaffleurantes de la nappe où s'exerce l'évaporation capillaire. Il semble cependant que la minéralisation diminue en allant vers le nord-est où les sources alimentant les lacs de Mombolo et de Fouli-Koura sont des eaux très douces d'origine essentiellement météorologique (cf. Chapitre IV.).

Sur la figure 15 on a noté le sens d'écoulement général de la nappe phréatique ainsi que les gradients de concentration qui l'affectent. Ce sens d'écoulement est également attesté par les mesures d'âge radiométrique apparent des eaux de la nappe (GISCHLER, 1967). Elles montrent un vieillissement à mesure que l'on s'éloigne du dôme du Chitati (Nokou = 2660 ± 55 ; Ngouri = 3110 ± 60 ; Dibinintchi = 3810 ± 60 ans B.P.).

A l'examen du tableau 2, on note une diminution des alcalino-terreux au profit des alcalins avec une augmentation de la concentration, ce qui traduit la tendance à la précipitation de calcite faiblement magnésienne ou bien un échange de bases avec des lentilles argileuses.

* *ouadi* = dérivé de *oued* ; désigne une dépression interdunnaire dans la langue locale.

Le comportement des anions est beaucoup plus difficile à interpréter. On s'aperçoit en effet que certaines eaux présentent des teneurs élevées en sulfates, dépassant parfois même les carbonates (Bir-Kourtiouma), ou en chlorures (Liwa), sans que ces eaux soient les plus concentrées.

Les eaux de la nappe phréatique sont ici loin d'avoir atteint une concentration suffisante pour précipiter les sels les plus solubles. En conséquence, les faciès chloruré ou sulfaté sodique ne peuvent pas être expliqués, dans ce cas précis, par des précipitations de sels carbonatés enrichissant d'une manière relative les anions restant en solution.

Ces anomalies dans le *faciès chimique régional bicarbonaté sodique de la nappe du Kanem* correspondent à des phénomènes de dissolution d'évaporites anciennes contenues dans les lentilles argileuses de l'erg (série des SOULIAS, SERVANT, 1973 ; cf. fig. 12).

Cette dissolution est illustrée par les observations d'autres chercheurs :

- DIELEMAN et DE RIDDER (1963) ont pu, grâce à des sondages, échantillonner la nappe à plusieurs niveaux dans le polder de Bol-Guini. C'est ainsi qu'au forage P₁₆ à 2 m de profondeur la nappe située dans le limon présente un faciès bicarbonaté calcique avec très peu de sulfates. A 10 m de profondeur, dans le sable limoneux sous-jacent, la nappe est sensiblement deux fois plus concentrée avec un faciès sulfaté-calcique.

Toujours à Bol, au forage T₃, la nappe à 10 m de profondeur (aquifère sableux 200 - 500 μ) présente un faciès sulfaté sodique avec très peu de bicarbonates. A 50 m de profondeur, dans un aquifère de sable moyennement grossier (500 - 1500 μ), elle montre un faciès bicarbonaté calcique.

Les deux eaux P₁₆ (10 m) et T₃ (10 m) à faciès sulfaté-sodique ont un produit d'activité ionique* (PAI) vis à vis du gypse ($a_{Ca^{2+}} \cdot a_{SO_4^{2-}}$) égal à $10^{-5,0}$ et $10^{-4,8}$. A 25°C, la constante d'équilibre de la réaction de précipitation du gypse est de $10^{-4,4}$ (MARSHALL et SLUSHER, 1966). Ces deux eaux sont légèrement sous-saturées vis-à-vis du gypse et donc en

* Pour le détail des calculs on se reportera au chapitre cinquième. Dans la suite du texte, le produit d'activité ionique sera désigné par le sigle PAI.

position d'en dissoudre. Il semble bien que cette phase solide (gypse) régit les activités des ions Ca^{2+} et SO_4^{2-} de ces deux eaux.

Les eaux P₁₆ (2 m) et T₃ (50 m) sont bicarbonatées calciques. Leur PAI vis à vis du gypse est de $10^{-6,0}$ et $10^{-5,7}$; elles sont donc très largement sous-saturées.

En revanche elles sont proches de l'équilibre avec la calcite.

- Entre Mao et Ziguéi, la nappe profonde de 7 à 10 m présente des zones localement très concentrées à tendance sulfatée sodique. SCHNEIDER (1971) penche pour une dissolution de sels déposés pendant la période aride de 7.500 ans B.P.

- Toujours à Bo1, CHEVERRY (1971) se plaçant au point de vue pédologique observe qu'en bas de pente dunaire certains horizons du sol ont une salure à base de sulfates de sodium et de calcium qui n'a aucun rapport avec les caractéristiques chimiques de la nappe actuelle et qui semble ancienne.

En résumé on peut dire que les eaux "anormalement" concentrées de la nappe sont *sulfatées sodique ou calcique*.

Il ne peut s'agir de concentrations par évaporation lorsque la nappe est profonde et dans un aquifère sableux qui ne se prête pas à des processus capillaires.

Seules semblent probables des concentrations par dissolution de lentilles évaporitiques. Il n'en demeure pas moins, la réoxydation de sulfures étant peu vraisemblable à ces profondeurs, que se pose le problème de la pérennité des caractéristiques du milieu de sédimentation chimique au cours de l'Holocène.

J'aborderai plus en détail cette question dans le chapitre suivant et dans le chapitre VIII. Mais on peut déjà signaler que la paragenèse actuelle est largement dominée par les carbonates sodiques, sulfates de calcium et de sodium étant l'exception plutôt que la règle.

On entrevoit déjà une *accentuation du confinement au cours de l'Holocène*. Si les eaux avaient la possibilité entre deux voies de concentration, drainée-oxydante et confinée-réductrice, leur choix s'est progressivement réduit à celui qu'illustrent de nos jours les "natronnières" du Kanem.

II. - LES IONS MAJEURS ET LES ELEMENTS TRACES.

Les principales caractéristiques de la nappe ont été groupées et résumées à l'aide des figures 17 à 24 dans lesquelles sont reportées les analyses de 146 eaux prélevées dans le quadrilatère Limboya - Soudoua - Fouli - Koura - Mombolo.

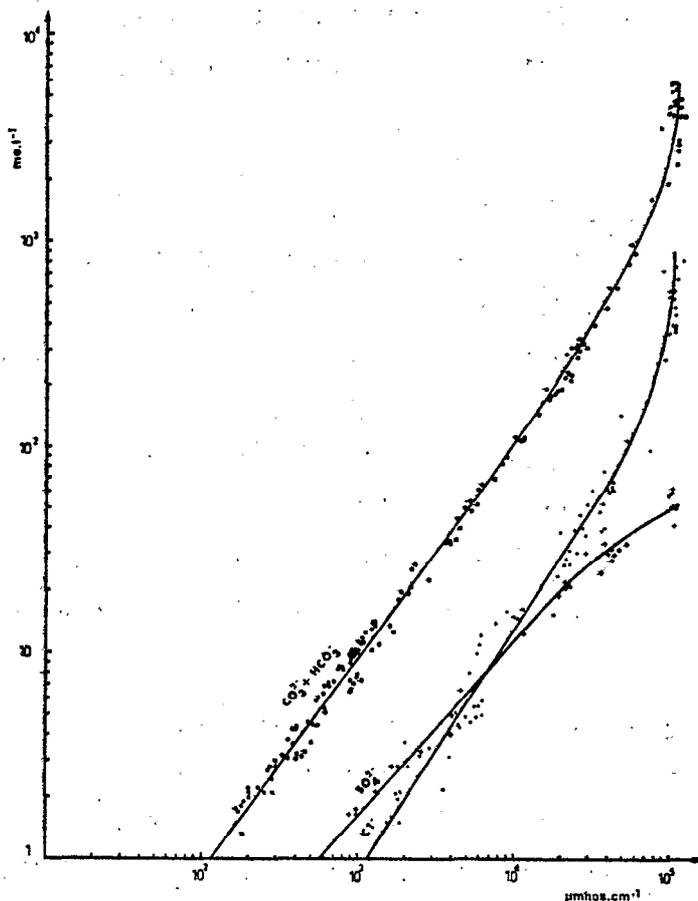


Figure 17. - Corrélation conductivité - concentration des anions

La figure 17 montre la corrélation qui existe entre la concentration totale, représentée ici par la conductivité, et la teneur en chacun des anions. Carbonates et bicarbonates sont les mieux représentés, suivis par les sulfates et les chlorures. $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$ et Cl^- augmentent d'une manière analogue (droites parallèles sur la figure 17) jusqu'aux fortes

conductivités où les chlorures croissent plus vite. Ceci ne fait que traduire la précipitation de minéraux carbonatés et l'enrichissement relatif des eaux en chlorures.

Les sulfates quant à eux présentent dès le départ une augmentation de leur concentration moins forte ; ils diminuent ensuite et présentent des teneurs inférieures à celles des chlorures pour une valeur de la conductivité voisine de $6.000 \mu\text{mhos.cm}^{-1}$. Ceci rend compte du blocage des ions SO_4^{2-} par réduction biologique dans la majorité des interdunes.

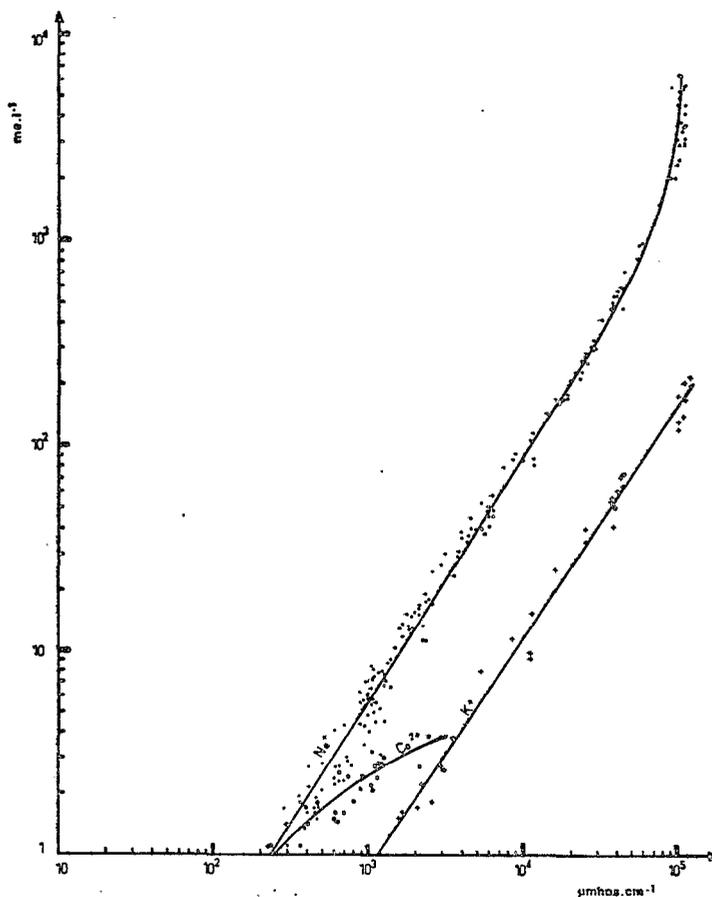


Figure 18. - Corrélation conductivité - concentration des cations

Dans la figure 18 les cations sont également mis en corrélation avec la conductivité. On n'a pas figuré l'ion Mg^{2+} dont le comportement est particulièrement complexe (précipitation dans les calcites magnésiennes, avec les silicates, etc...). Sodium et potassium se concentrent parallèlement, tandis que le calcium, dont la teneur est voisine de celle

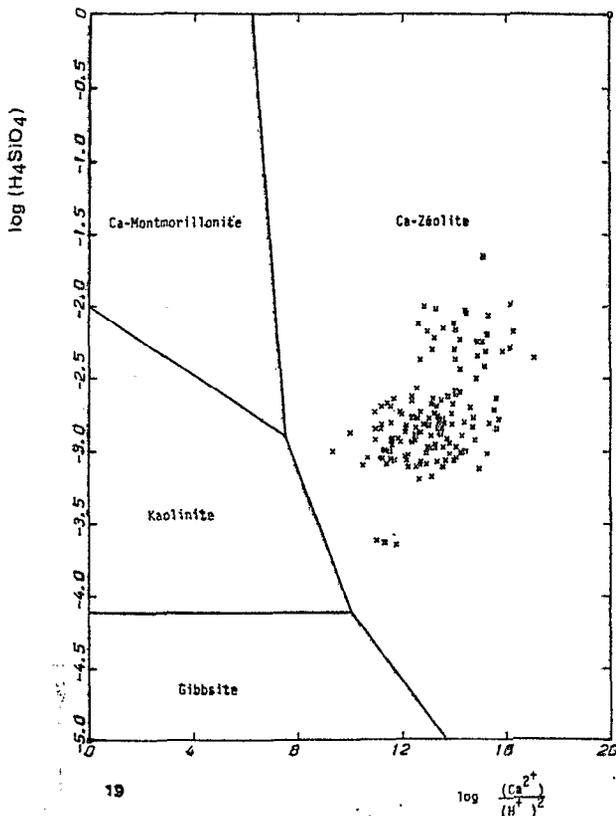


Figure 19 - Diagramme d'équilibre zéolite - montmorillonite - kaolinite - gibbsite - solution à 25° C et 1 atm.

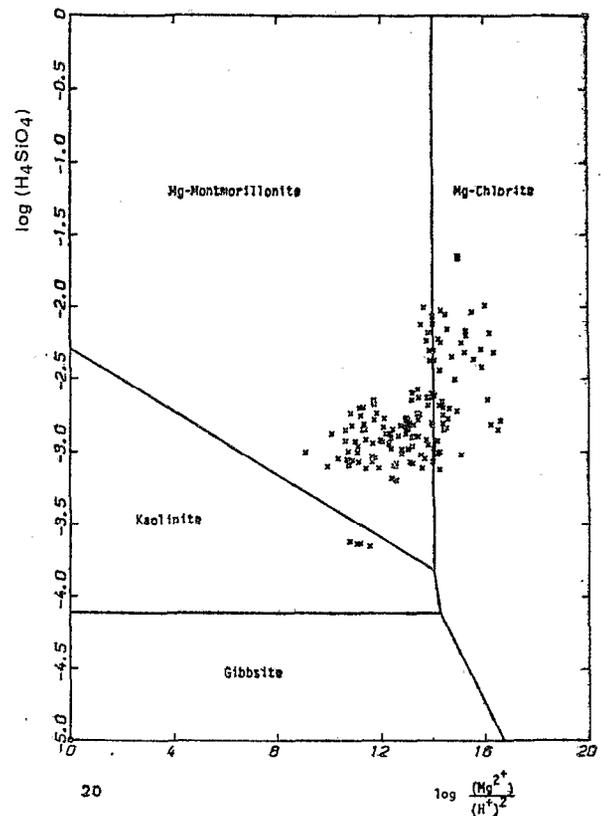


Figure 20 - Diagramme d'équilibre chlorite - montmorillonite - kaolinite - gibbsite - solution à 25° C et 1 atm.

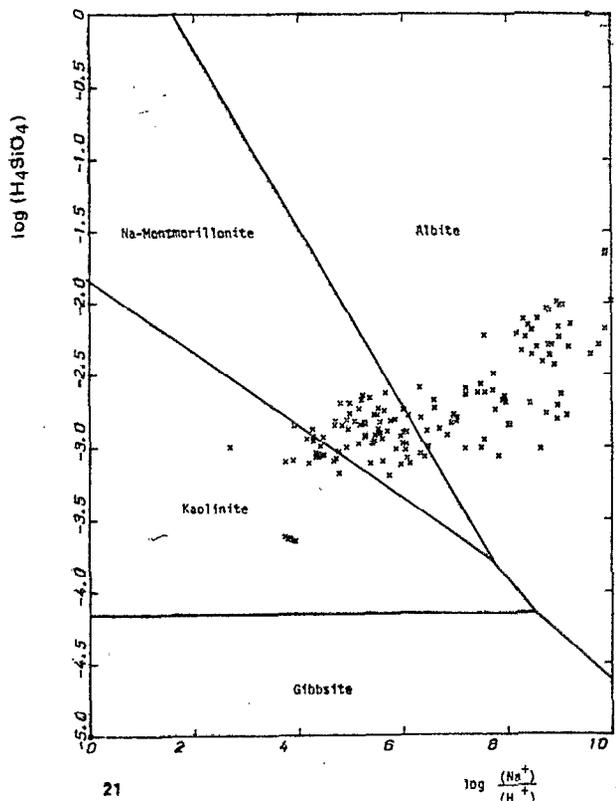


Figure 21 - Diagramme d'équilibre albite - montmorillonite - kaolinite - gibbsite - solution à 25° C et 1 atm.

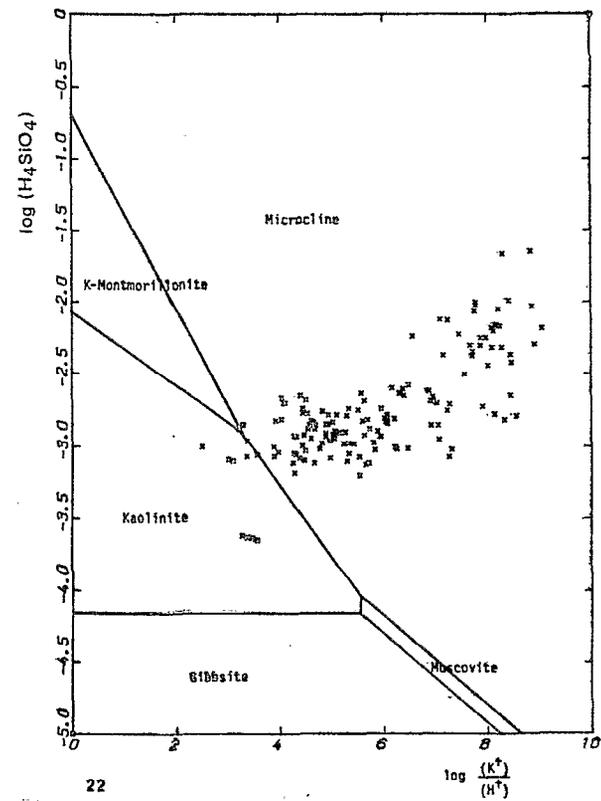


Figure 22 - Diagramme d'équilibre microcline - muscovite - montmorillonite - kaolinite - gibbsite - solution à 25° C et 1 atm.

du sodium dans les eaux les moins concentrées, montre une diminution précoce qui correspond à la précipitation de calcite.

Dans les figures 19 à 22 les eaux ont été replacées, à l'aide d'un programme élaboré à la "Johns Hopkins University" de Baltimore, dans plusieurs diagrammes d'équilibre :

$$- \log (\text{Ca}^{2+})/(\text{H}^+)^2 / \log (\text{H}_4\text{SiO}_4)$$

$$- \log (\text{Mg}^{2+})/(\text{H}^+)^2 / \log (\text{H}_4\text{SiO}_4)$$

$$- \log (\text{Na}^+)/(\text{H}^+) / \log (\text{H}_4\text{SiO}_4)$$

$$- \log (\text{K}^+)/(\text{H}^+) / \log (\text{H}_4\text{SiO}_4)$$

Ce genre de diagrammes nous renseigne sur le sens d'évolution des eaux, en particulier vis à vis des phases solides susceptibles de précipiter. Ces diagrammes, introduits en géochimie par GARRELS (1960) et HELGESON *et al* (1969), ont été repris récemment par divers chercheurs (TARDY, 1969 ; LENOIR, 1972) et appliqués à des problèmes d'altération. Je renvoie donc le lecteur à ces auteurs pour ce qui concerne leur méthode d'établissement.

La figure 19 montre que la totalité des eaux se range dans le domaine de stabilité de la zéolite calcique ; dans la figure 20, la majorité des eaux appartient au champ de stabilité de la *montmorillonite magnésienne*, quelques-unes à celui de la chlorite magnésienne et quatre seulement à celui de la kaolinite. La dispersion est beaucoup plus grande dans la figure 21 : les eaux les plus concentrées se rangent dans le domaine du feldspath sodique, les eaux moyennement concentrées dans le champ de stabilité de la *montmorillonite sodique*, enfin les plus diluées dans celui de la kaolinite. Dans la figure 22, la majorité des eaux est contenue dans le domaine du *feldspath potassique* tandis que huit des plus diluées sont dans le domaine de stabilité de la kaolinite et quatre sont à la limite kaolinite-feldspath potassique.

La figure 23 montre la corrélation qui existe entre le pH et la teneur totale en espèces carbonatées ($\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-$) des eaux de la nappe phréatique. Cette évolution, augmentation du pH avec l'accroissement de l'alcalinité totale, est typique des milieux relativement ouverts à l'atmosphère (cf. fig. 59, Chapitre IX pour des explications détaillées).

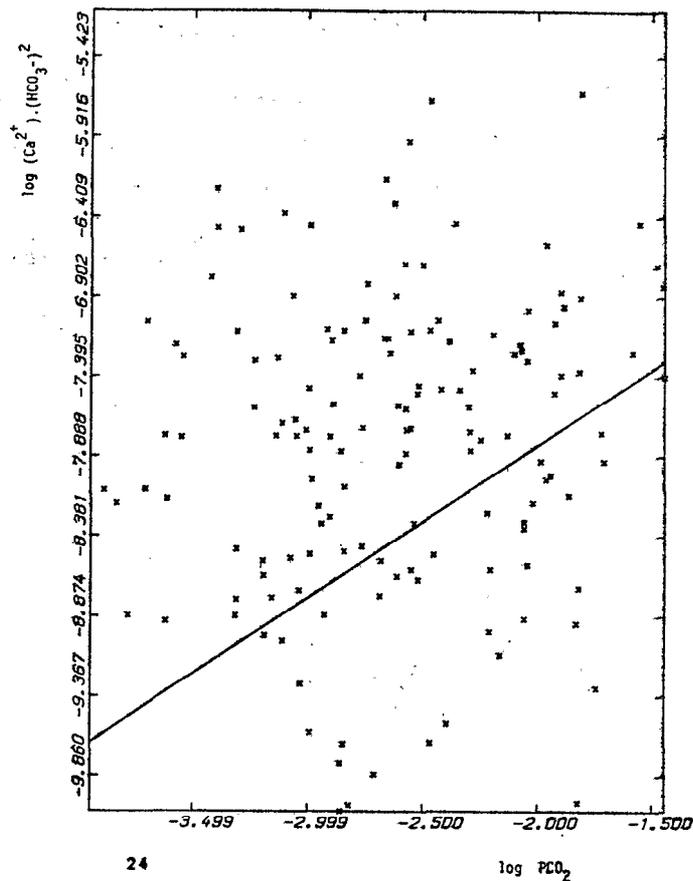
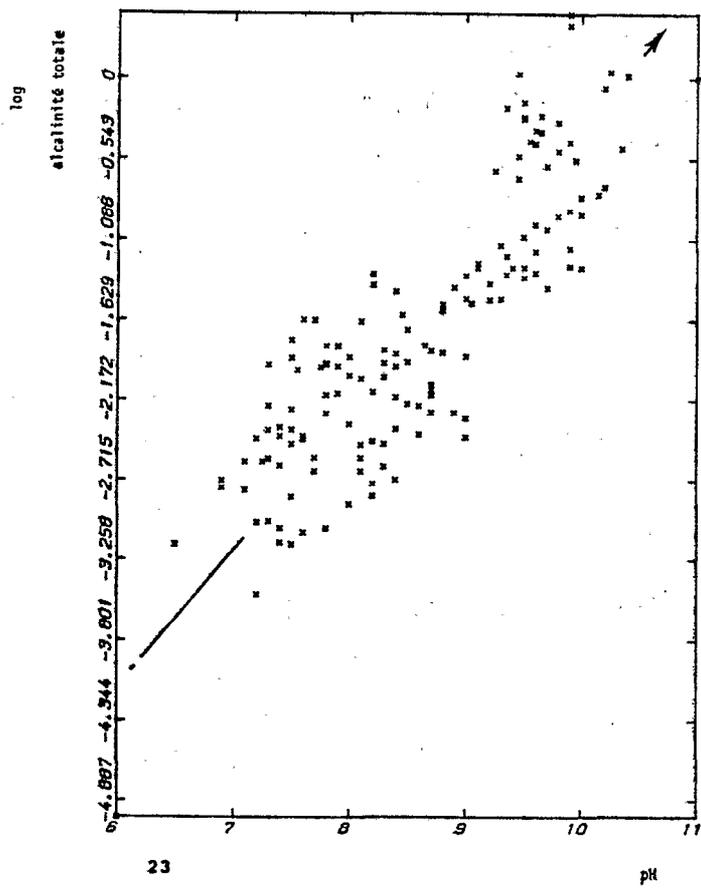
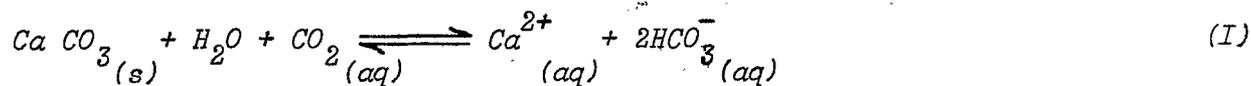


Figure 23. - Corrélation entre l'alcalinité totale et le pH

Figure 24. - Diagramme de l'état de saturation des eaux en calcite

La figure 24 est un diagramme de l'état de saturation des eaux en calcite. La réaction d'équilibre utilisée a été :



dont la constante d'équilibre

$$K_1 = \frac{a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{HCO}_3^-}^2}{p \text{ CO}_2} = 10^{-5,8} \quad (I')$$

En ordonnée on a reporté le logarithme décimal du produit $(a_{Ca^{2+}} \cdot a_{HCO_3^-}^2)$ et en abscisse le logarithme décimal de la pression partielle de CO_2 , calculés par l'intermédiaire d'un programme*.

La droite en trait plein correspond à l'équilibre (1) ; elle sépare deux domaines : le domaine inférieur correspond à la sous-saturation, le domaine supérieur à la sursaturation vis à vis de la calcite.

Le diagramme nous montre que sur 146 eaux, 37 seulement sont sous-saturées vis à vis de la calcite. Cette tendance correspond bien aux faits que l'on examinera dans le chapitre cinquième, à savoir que *la précipitation de calcite est le premier évènement qui survient dans l'évolution des eaux de la nappe phréatique.*

Ce diagramme est également intéressant puisqu'il nous enseigne que la gamme des pressions partielles de CO_2 dans la nappe est très étendue allant de $10^{-1,5}$ à $10^{-4,0}$, la pression partielle pour une atmosphère courante étant de $10^{-3,5}$ (350 ppm de CO_2 dissous). Seules, onze eaux sont sous-saturées en gaz carbonique par rapport à l'atmosphère, les autres étant sursaturées et se groupant dans leur majorité dans l'intervalle $10^{-2,3}$ et $10^{-3,2}$. Cette sursaturation traduit le déséquilibre qui existe entre l'eau et l'atmosphère par suite de la difficulté des échanges. Elle implique que durant l'évaporation, directe ou capillaire, se produira une perte en CO_2 , et conséquemment une augmentation du pH.

Dans le tableau 3 on a reporté les teneurs en éléments traces des eaux des deux transversales (cf. tableau 2). Les teneurs croissent évidemment avec l'augmentation de la concentration des eaux et reflètent l'évolution vers le faciès bicarbonaté sodique.

Pour le détail des calculs de la pression partielle de CO_2 d'une eau donnée, voir GARRELS et MACKENZIE, 1967.

Echantillon	Mn	Pb	Ga	Bi	Mo	Sn	V	Cu	Zn	Ni	Co	Ti	Cr	Sr	Ba	Li	Rb
①																	
E 89	8	< 8	< 8	< 8	9	< 8	8	10	< 80	< 8	< 8	8	8	180	80	6	80
72	30	< 8	< 8	< 8	14	< 8	88	12	< 80	< 8	< 8	8	8	80	8	8	80
74	15	< 15	< 15	< 15	30	< 15	30	45	< 150	< 15	< 15	15	15	150	150	15	45
83	3	< 10	< 10	< 10	45	< 10	18	27	< 100	< 10	< 10	18	3	450	27	4	80
84	8	< 10	< 10	< 10	80	< 10	18	24	< 100	< 10	< 10	16	< 3	800	80	4	80
85	8	< 3	< 3	< 3	95	< 3	< 8	9	< 35	< 3	< 3	8	1	150	36	1	36
86	9	< 3	< 3	< 3	3	< 3	< 3	9	< 30	< 3	< 3	3	1	150	30	1	9
87	70	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	< 10	21	< 70	< 10	< 10	21	2	140	20	2	70
②																	
E 90	5	< 5	< 5	< 5	5	< 5	5	10	< 50	< 5	< 5	15	< 1	100	15	1	40
101	3	< 10	< 10	< 10	10	< 10	20	20	< 100	< 10	< 10	10	< 3	100	< 30	< 3	80
87	90	< 30	< 30	< 30	< 90	< 30	80	80	< 300	< 30	< 30	300	80	300	< 90	30	240
98	1,8	< 8	< 8	< 8	30	< 8	18	12	< 80	18	< 8	18	8	120	18	2	48
94	8	< 3	< 3	< 3	15	< 3	8	33	< 30	< 3	< 3	8	3	90	30	8	30
93	80	< 3	< 3	< 3	9	< 3	9	28	< 30	3	< 3	13	8	280	90	3	< 3
91	14	< 1	< 1	< 1	4,2	< 1	4,2	14	< 14	1,4	< 1	4,2	1,4	42	14	28	14

Tableau 3. - Concentration en éléments traces des eaux de la nappe phréatique du Kanem, en $\mu\text{g. l}^{-1}$

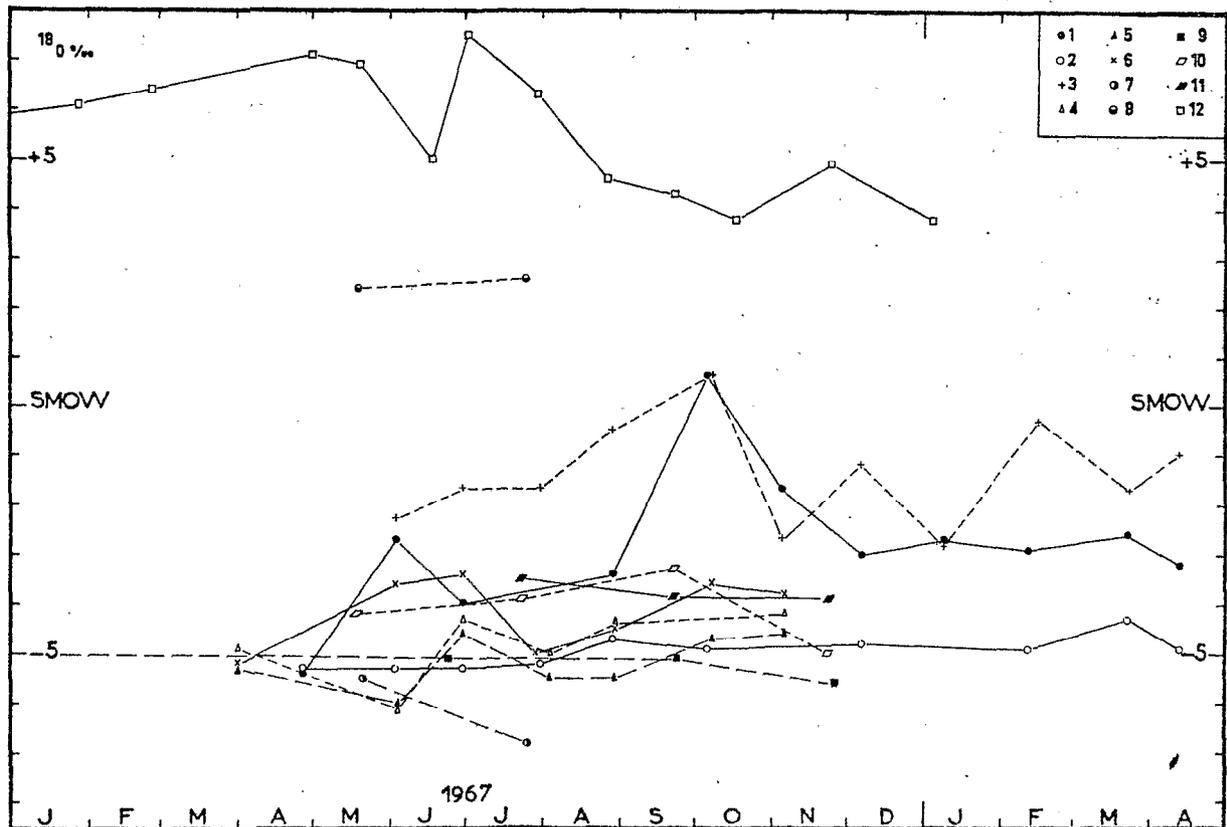


Fig. 25. Évolution dans le temps de la composition isotopique des eaux des nappes phréatiques du Kanem.
1. Djou - 2. Aoussoulé 3. Kouffa-Kama - 4. Bedara - 5. Andjia - 6. Kaya - 7. Daguil - 8. Source du Polder de Bol Guini - 9. Puits de Matala - 10. Nié - 11. Dolon - 12. Lac Tchad à Bol.

III. - LES ISOTOPES DE L'OXYGENE

Les résultats isotopiques concernant notamment les rapports du lac Tchad avec la nappe phréatique ont déjà fait l'objet de publications (FONTES *et al.*, 1969 et 1970). On n'en retiendra ici que les faits essentiels.

Dans l'ensemble, les eaux de la partie superficielle de la nappe du Kanem ont des compositions isotopiques comprises entre -3 et -6 ‰. La majeure part des valeurs est même groupée entre -5 et -6 ‰. Cependant deux points d'eau peuvent atteindre des valeurs plus élevées. La nappe au puits de Koulfra-Kamaa a une teneur en ^{18}O qui reste comprise entre +0,6 et -3 ‰. De leur côté, les eaux du puits de Djou montrent des variations importantes avec des valeurs de l'ordre de -5 ‰, montée vers un maximum de +0,6 ‰ et redescende vers des valeurs de l'ordre de -3,2 ‰ au cours d'une année.

Tous les autres points d'eaux sont beaucoup plus stables au cours du temps ; en particulier le puits d'Aoussoudé montre une remarquable constance autour de -5 ‰ (fig. 25). L'homogénéité de ces valeurs s'observe également dans l'espace depuis Doum-Doum jusqu'à la transversale de Liwa sur près de 200 km.

En conclusion on peut dire que l'influence de l'eau météorique est prédominante dans la nappe phréatique, au point de rendre indécélable la participation isotopique de l'eau du lac à l'alimentation de la nappe phréatique, du moins dans sa tranche tout à fait supérieure.

CHAPITRE QUATRIEME

Géochimie des lacs
interdunaires

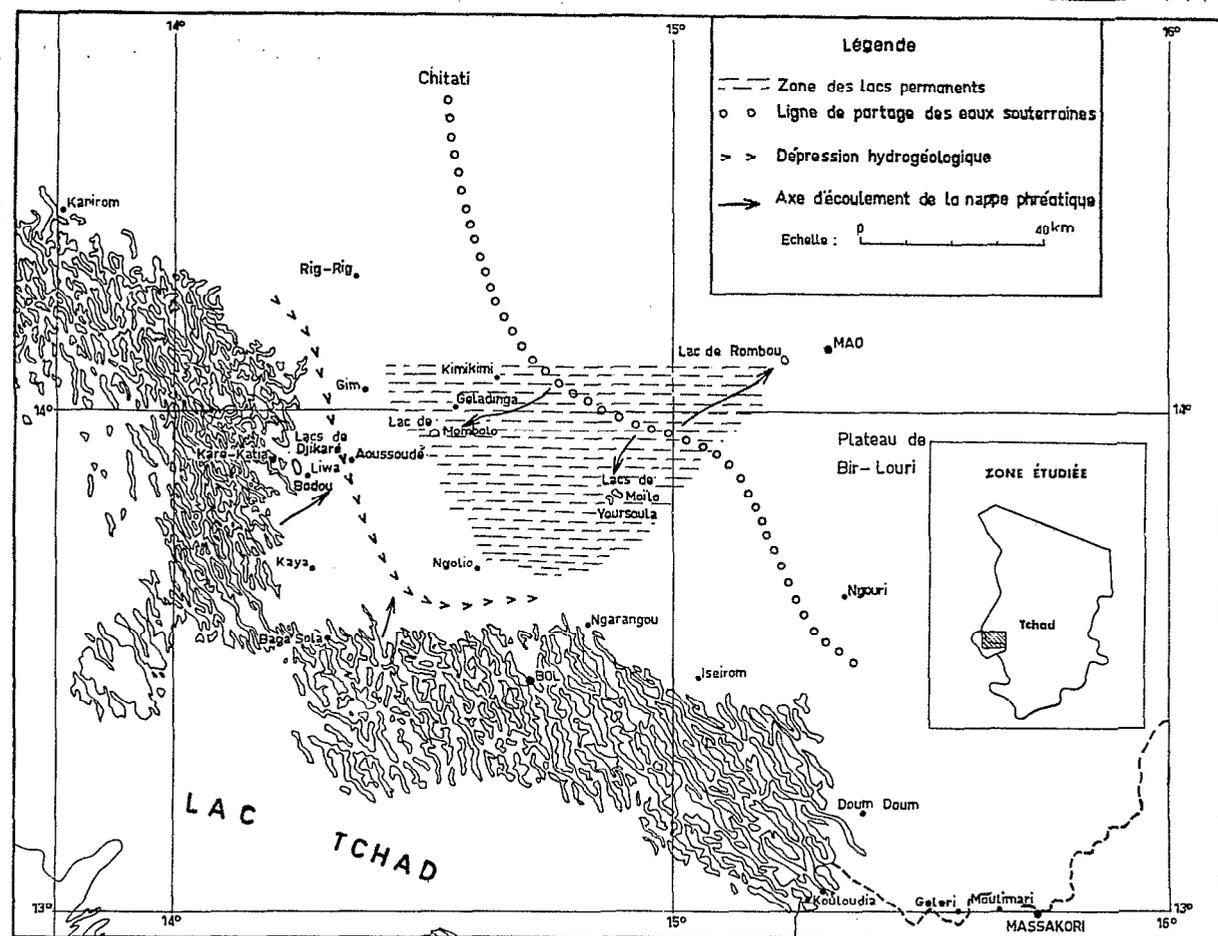


Figure 26. - Carte de situation des lacs permanents du Kanem

La présence de lacs clos, de mares permanentes et de sources d'eau douce sous climat subaride est un fait courant qui a suscité de nombreuses études (ANDERSON, 1958 ; BENTOR, 1961 ; FAURE, 1966 ; LANGBEIN, 1961). En zone présaharienne, la permanence de telles étendues d'eau ne peut être assurée que lorsque les apports d'eau douce par affleurement de la nappe phréatique compensent l'énorme déficit précipitations-évaporation (GUICHARD, 1957).

L'existence de ces lacs est en fait déterminée par la rencontre de deux facteurs :

- un facteur morphologique : dépressions interdunaires fermées recoupant la surface de la nappe phréatique et conduisant à un "endoréisme hydrogéologique" local,

- un facteur climatique : l'évaporation jouant d'une manière différentielle sur eau libre et sur la nappe phréatique, protégée par l'écran dunaire, ne fait qu'accentuer l'endoréisme.

I. - SITUATION GEOGRAPHIQUE

La région étudiée comme on l'a déjà signalé correspond à un erg ancien, orienté NNW-SSE (fig. 26). En s'éloignant de la bordure du lac Tchad, on passe progressivement vers le nord-est à une vaste zone tabulaire, le plateau de Bir Lourî : les dépressions interdunaires y sont moins marquées. Elles redeviennent très profondes dans la région de Mao (DUPONT, 1967). Orientés NNW-SSE, ces lacs sont de dimensions modestes (1.000 à 1.500 m sur 500 à 800 m).

Si morphologiquement et génétiquement les lacs étudiés sont semblables, du moins différent-ils par leur histoire récente, liée aux variations actuelles et holocènes du niveau du lac Tchad. Des études hydrogéologiques (SCHNEIDER, 1967) ont montré que la surface piézométrique de la nappe phréatique est marquée par une dépression qui longe toute la bordure septentrionale du lac Tchad (fig. 26). Cette disposition a pour conséquence une double alimentation latérale de la zone déprimée, depuis le sud-ouest par les infiltrations du lac Tchad, depuis le nord-est par l'écoulement des eaux de la nappe phréatique du Chitati.

Les lacs étudiés peuvent se répartir en deux types :

1. - LACS DE BORDURE (DJIKARE, BODOU)

Situés sur le flanc ouest de la "gouttière hydrogéologique", ils occupent des dépressions profondes qui déterminent un endoréisme hydrogéologique marqué.

Leur existence est liée aux variations interannuelles de niveau du lac Tchad. Ainsi, les deux lacs étudiés étaient totalement asséchés en 1950, période de bas niveau du lac Tchad. A la suite des études isotopiques, il paraît cependant plus vraisemblable de penser qu'il s'agit en fait d'une régulation de leur niveau, plus par transmission des pressions que par un véritable cheminement des eaux depuis le lac Tchad.

2. - LACS "RESIDUELS" (MOMBOLO, MOILO, YOURSOULA, ROMBOU)

Situés au-delà de la dépression hydrogéologique, ils ne sont alimentés que par l'écoulement de la nappe du Chitati. Leur existence n'est pas liée aux variations actuelles du niveau du lac Tchad, mais à celles de la nappe phréatique du Chitati, elle-même dépendante des variations interannuelles des précipitations qui présentent de grands écarts. Mis à part le lac de Rombou, ils occupent des dépressions peu marquées, d'où un endoréisme nettement moins accentué que celui qui caractérise les lacs de bordure.

II. - REGIME HYDROGEOLOGIQUE

Les fluctuations annuelles et interannuelles du niveau des différents lacs sont dues aux différences entre les apports (précipitations, débit annuel des sources) et les pertes (évaporation, fuites latérales).

Les variations de niveau ont été suivies grâce à un limnigraphe à Karé-Katia et des échelles limnimétriques dans les différents lacs étudiés avec relevé décadaire.

Les observations sont résumées dans les figures 27 et 28.

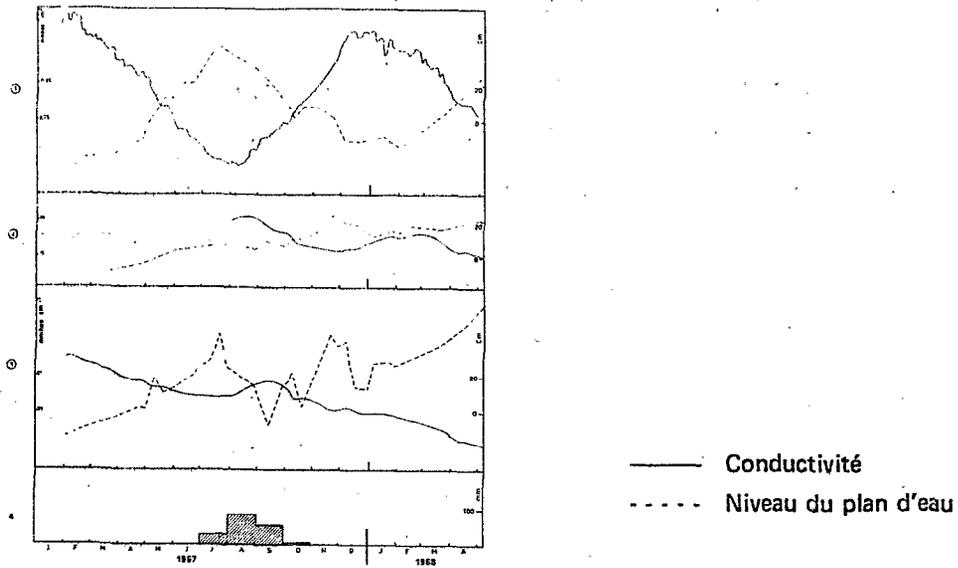


Figure 27. - Variations annuelles du niveau et de la conductivité du lac Tchad et des lacs de bordure

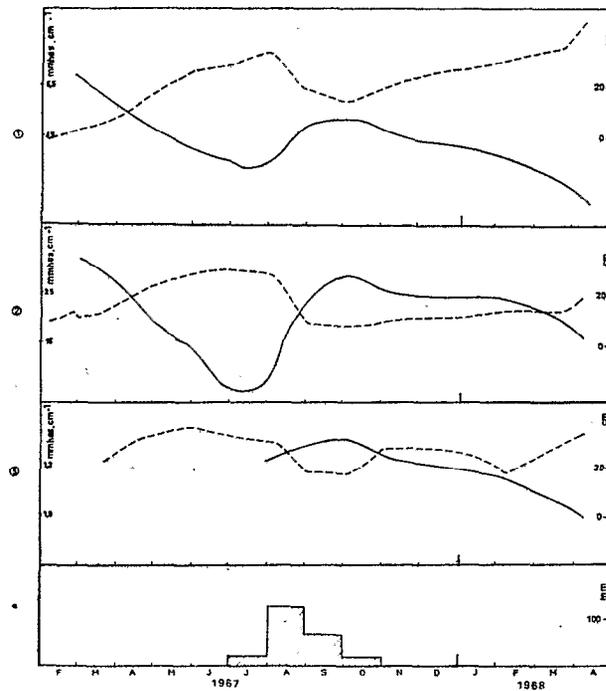


Figure 28. - Variations annuelles du niveau et de la conductivité des lacs résiduels.

1. - LAC TCHAD A KARE-KATIA ET LACS DE BORDURE

A Karé-Katia, le lac Tchad présente sa pointe de crue dans la première quinzaine de janvier ; elle se maintient jusqu'au début de février (fig. 27). On assiste ensuite à une baisse régulière avec étiage dans les premiers jours du mois d'août. L'effet combiné des précipitations et de l'arrivée de l'onde de crue du Chari provoque à partir de septembre une remontée régulière du niveau.

Les lacs de bordure passent très rapidement de leur minimum (fin juillet) à leur maximum (fin août-début septembre) après les fortes pluies du mois d'août. Au cours des dix mois suivants, le niveau baisse d'abord rapidement (fin septembre), puis progressivement.

La remontée observée à partir de la mi-décembre au lac de Djikare (situé à 5 km de Karé-Katia), et la pointe moins marquée au lac de Bodou correspondent à l'arrivée de l'onde de crue du lac Tchad, véhiculée par la nappe dunaire.

Les variations interannuelles de niveau sont importantes. C'est ainsi que les précipitations déficitaires de 1967 n'ont pas permis à ces lacs d'atteindre les niveaux du cycle précédent. Les abaissements ont été de 15 cm pour le lac Tchad et de 33 cm pour le lac de Bodou.

2. - LACS RESIDUELS

Ils passent très rapidement de leur minimum (mi-juillet) à leur maximum (fin septembre) au cours de la saison des pluies (fig. 28). Le palier observé de novembre à janvier pour Rombou, moins marqué pour Mombolo et Moïlo, correspond à un équilibre entre les pertes par évaporation de la petite saison sèche et les apports par la nappe phréatique, rechargée par les infiltrations durant la saison des pluies. La baisse devient plus rapide à partir de février, correspondant à une augmentation des pertes dues à l'accroissement de l'évaporation durant la saison sèche.

Là encore, la faiblesse des précipitations observées en 1967 n'a pas permis d'atteindre les niveaux du cycle précédent ; les abaissements ont été de 20 cm pour le lac de Rombou et de 35 cm pour le lac de Mombolo.

III. - REGIME HYDROCHIMIQUE

Pour tous les lacs, la concentration de l'eau varie dans le temps en fonction d'un régime annuel en relation avec les fluctuations hydrologiques. Ce régime est formé d'une succession de périodes de concentration et de dilution dont les effets ne se compensent pas exactement d'une année à l'autre.

La mesure de la conductivité des eaux s'est révélée comme un paramètre suffisant pour suivre les variations de concentration dans le temps.

1. - VARIATIONS ANNUELLES DE LA CONDUCTIVITE

Pour les lacs étudiés, conductivité et niveau du plan d'eau sont liés et évoluent en sens inverse (fig. 27 et 28).

Toute baisse du plan d'eau s'accompagne d'une augmentation de la conductivité et réciproquement ; cela correspond à des périodes de concentration lorsque l'évaporation domine les apports et à des périodes de dilution dans le cas inverse. Les maximums de conductivité sont enregistrés aux étiages, les minimums aux plus hautes eaux.

2. - COMPOSITION CHIMIQUE DES DIFFERENTS LACS

A. COMPOSITION HYDROCHIMIQUE EN ELEMENTS MAJEURS (fig. 29)

Le tableau 4 résume les résultats des analyses concernant :

- . les eaux du lac Tchad sur le front d'infiltration supposé de son rivage nord-est,
- . les eaux de la nappe littorale dunaire,
- . les eaux des lacs de bordure et de la nappe phréatique qui les alimente (Djikare, Bodou),
- . les eaux des lacs résiduels et de la nappe phréatique du Chitati qui les alimente (Mombolo, Moïlo, Yoursoula, Rombou).

B. VARIATIONS HYDROCHIMIQUES ENTRE BORD, CENTRE ET PROFONDEUR DES DIFFERENTS LACS

Aucune variation notable n'a pu être décelée par la conductivité

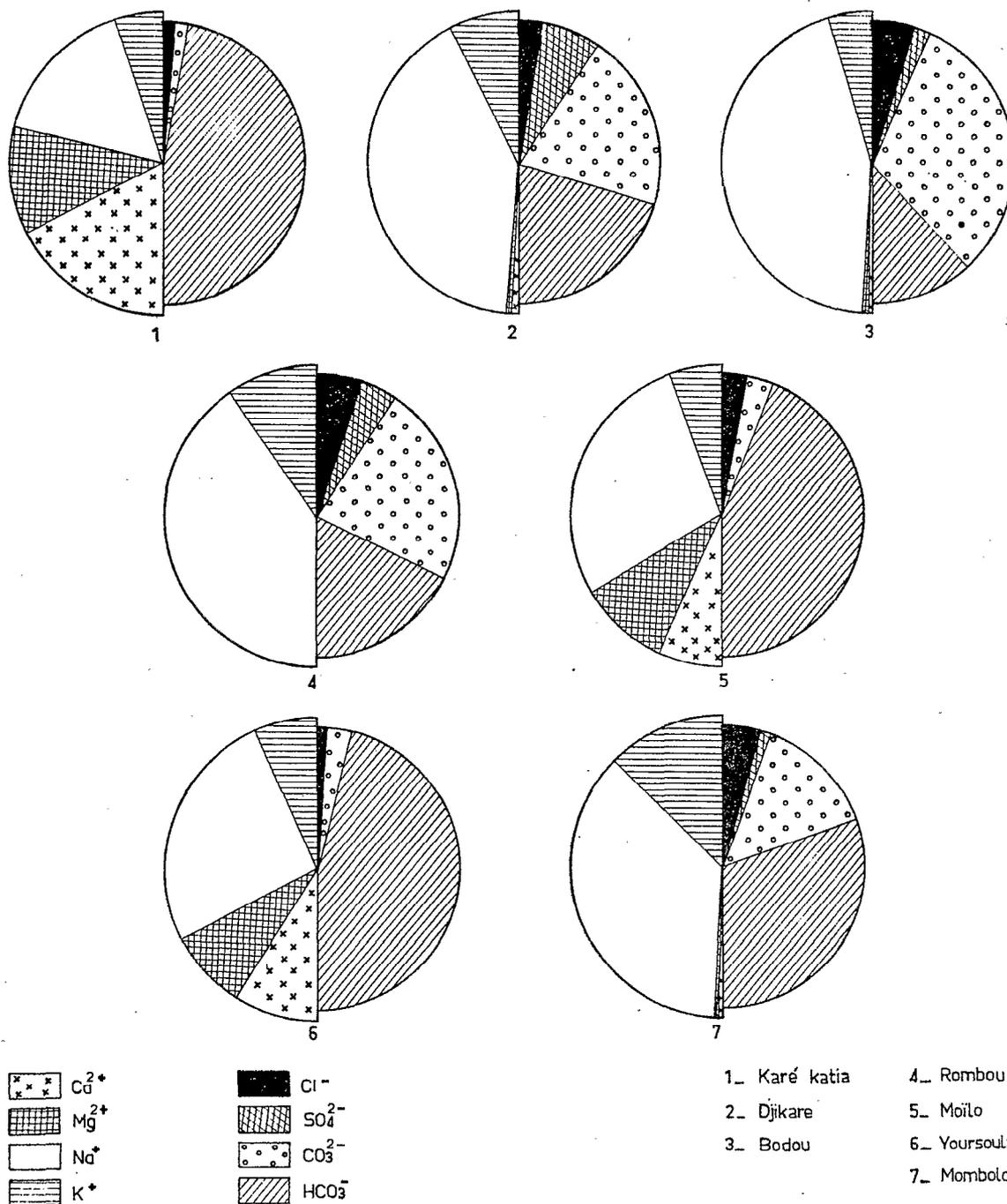


Figure 29. - Composition chimique relative moyenne des différents lacs

Date	Lieu de prélèvement	pH	Conductivité 25 °C µmhos cm ⁻¹	Résidu sec mg l ⁻¹	SiO ₂ mg l ⁻¹	Concentration en me.l ⁻¹									
						Ca	Mg	Na	K	S ⁺	S ⁻	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃
07.67	Lac Tchad à Bol.....	8,1	217	199	50	0,8	0,6	0,7	0,2	2,3	2,4	0,1	0,1	0,0	2,2
---	--- à Baga-Sola.....	8,2	180	182	48	0,8	0,3	0,5	0,2	1,8	1,7	0,0	0,1	0,0	1,8
---	--- à Soudoua.....	8,6	622	550	91	1,4	1,7	2,8	1,1	7,0	7,0	0,1	0,0	1,6	5,3
---	--- à Baga-Kiskra.....	9,0	475	356	45	2,5	0,5	1,8	0,5	5,3	5,5	0,0	0,0	1,0	4,5
---	--- à Karé-Katia.....	8,6	931	662	89	3,1	2,6	3,5	1,2	10,1	10,5	0,2	0,0	1,1	9,2
07.67	Nappe dunaire à Bol.....	7,6	388	345	69	1,4	0,8	0,6	1,1	3,9	4,3	0,6	0,1	0,0	3,6
---	--- à Baga-Sola..	7,7	267	267	55	1,3	0,6	0,7	0,2	2,8	2,8	0,0	0,1	0,0	2,7
---	--- à Soudoua....	8,4	1.045	812	140	2,6	3,4	3,7	1,7	11,4	11,7	0,1	0,1	0,5	11,0
---	--- à Baga-Kiskra	7,8	555	---	102	1,6	0,9	2,7	0,6	5,8	5,6	0,2	0,0	0,0	5,4
---	--- à Karé-Katia.	7,8	1.044	742	86	2,5	2,2	5,8	1,4	11,9	12,5	0,6	0,0	0,0	11,9
10.67	Nappe dunaire à Djikare....	7,6	2.522	1.710	---	1,8	1,5	17,0	6,4	26,7	28,0	1,0	3,4	0,0	23,6
---	--- à Bodou.....	7,6	1.391	1.520	---	2,2	2,7	10,7	1,5	17,1	16,7	0,6	0,3	0,0	15,8
---	Lac de Djikare.....	9,9	17.379	13.925	29	0,8	2,4	166,0	37,0	206,2	227,7	10,5	27,7	120,5	69,0
---	--- Bodou.....	9,9	42.591	40.060	136	0,6	1,8	580,0	64,0	646,4	699,0	63,0	30,0	472,0	134,0
10.67	Nappe dunaire à Mollo.....	7,4	406	310	51	2,1	0,6	1,6	0,1	4,4	4,5	0,1	0,1	0,0	4,3
---	--- à Mombolo...	6,5	118	---	60	0,5	0,3	0,2	0,1	1,1	0,9	0,0	0,2	0,0	0,7
10.67	Lac de Yoursoula.....	8,7	741	573	64	1,3	1,2	4,0	1,4	7,9	8,4	0,0	0,0	1,0	7,4
---	--- Mollo.....	8,5	1.191	886	57	2,0	1,1	7,1	2,4	12,6	13,3	0,7	0,0	1,0	11,6
---	--- Mombolo.....	9,5	5.741	4.240	190	0,3	0,3	48,6	14,8	64,0	66,9	4,9	0,0	33,4	28,6
---	--- Rombou.....	10,0	18.666	11.795	230	0,0	0,5	170,0	45,0	215,5	238,0	24,0	19,0	148,0	47,0

Tableau 4. - Composition chimique des eaux du lac Tchad, de la nappe phréatique et des lacs du Kanem

S⁺ = somme des cations

S⁻ = somme des anions

et l'analyse chimique dans la distribution latérale et verticale des eaux des différents lacs étudiés. La tranche d'eau se révèle dans chacun d'eux d'une grande homogénéité. Les eaux du bord sont légèrement moins minéralisées que les eaux du centre des lacs ; la dilution provoquée par les apports d'eau douce des sources de bordure semble en être la cause.

C. TENEURS EN ELEMENTS-TRACES

Les éléments-traces ont été dosés par spectrographie d'émission d'arc au laboratoire de spectrographie de l'O.R.S.T.O.M. à Bondy, sous la direction de M. PINTA ; l'uranium a été dosé au laboratoire du C.E.A. de Chatillon-sous-Bagneux sous la direction de M. GRIMBERT.

Les résultats sont résumés dans le tableau 5. Les teneurs croissent avec l'augmentation de la concentration des eaux. L'évolution est particulièrement significative en ce qui concerne les eaux du lac Tchad et des lacs de bordure (Djikare, Bodou).

TABLEAU 5
Teneurs en éléments-traces des eaux des lacs du Kaem ($\mu\text{g.l}^{-1}$).

N°	Mn	Pb	Ga	Bi	M	Sn	V	Cu	Zn	Ni	Co	Ti	Cr	Sr	Ba	Li	Rb	S	U (ppb)
1	10	5	5	5	5	5	5	2,5	50	5	1	5	1,5	500	150	1,5	50	806,5	2,0
2	30	100	100	100	100	100	30	30	1000	100	30	100	30	3000	1000	30	1000	6.880,0	26,0
3	140	480	480	480	240	480	140	140	4800	480	140	720	140	140	1400	140	4800	15.340,0	52,0
4	7	10	10	10	3	10	5,5	2,1	100	10	3	10,5	3	70	7	2,1	70	331,2	1,0
5	6,4	10	10	10	3	10	4	2,4	100	10	3	8	3	240	80	8	80	587,8	2,2
6	12	40	40	40	12	40	12	12	400	40	12	12	12	120	40	12	120	976,0	36
7	48	160	160	160	48	160	48	48	1600	160	48	160	48	480	1600	48	1600	6.576,0	1,6

1. Lac Tchad à Karé-Katia.
2. Lac de Djikaré.
3. Lac de Bodou.

4. Lac de Yoursoula.
5. Lac de Moïlo.
6. Lac de Mombolo.
7. Lac de Bombou.

S = somme

A Karé-Katia les éléments-traces se répartissent de la façon suivante : $\text{Sr} > \text{Ba} > \text{Rb} = \text{Zn}$, ce qui correspond bien au caractère bicarbonaté calcique des eaux, les éléments-traces alcalino-terreux (Sr et Ba) dominant alors largement les alcalins (Rb).

A Djikare, où les eaux sont 20 fois plus concentrées, le faciès demeure sensiblement identique $\text{Sr} > \text{Ba} = \text{Rb} = \text{Zn}$, mais les rapports Sr/Rb

et Ba/Rb qui étaient respectivement de 10 et 3 pour le lac Tchad tombent à 3 et 1, traduisant l'évolution des eaux vers un faciès carbonaté sodique ; les éléments-traces suivent l'évolution des éléments majeurs, c'est-à-dire la montée des alcalins et la baisse des alcalino-terreux.

L'évolution vers le faciès carbonaté sodique est totalement réalisée au lac de Bodou où la formule devient $Rb = Zn > Ba > Ti > Sr$; les rapports des alcalino-terreux sur les alcalins (Sr/Rb et Ba/Rb) tombent respectivement à 0,03 et 0,3, la minéralisation totale étant environ 50 fois supérieure à celle des eaux de Karé-Katia.

Le même sens d'évolution se retrouve pour les éléments-traces des eaux des lacs résiduels. Les lacs faiblement minéralisés (Yoursoula et Moïlo) présentent les faciès $Zn > Sr = Rb$ et $Sr > Zn > Ba = Rb$. En passant aux lacs fortement minéralisés (Mombolo et Rombou), carbonatés sodiques, les faciès deviennent $Zn > Sr = Rb > Ba$ et $Ba = Rb > Zn > Sr$. Les rapports Sr/Rb passent de 1 et 3 à 0,3 et 1.

3. - EVOLUTION IONIQUE DANS L'ESPACE

Les résultats analytiques ont été reportés sur un diagramme losangique (PIPER, 1944). L'augmentation de la concentration se traduit par le passage du faciès bicarbonaté calcique au faciès carbonaté sodique (fig. 30).

A. LAC TCHAD ET LACS DE BORDURE

Sur le rivage nord-est du lac Tchad, depuis Bol jusqu'à Karé-Katia, des études en cours (CARMOUZE, 1968) montrent que le faciès cationique change d'une manière significative au-delà de la "Grande Barrière".

De bicarbonatées calciques, les eaux deviennent bicarbonatées sodiques au-delà de la "Grande Barrière" et subissent déjà une concentration notable au fond de certains "bahrs" (bras du lac s'enfonçant à l'intérieur des terres) : Na^+ domine alors largement Ca^{2+} (Na^+/Ca^{2+} : 1,12 à Karé-Katia et 1,94 à Soudoua).

SO_4^{2-} et Cl^- sont peu représentés ou du moins difficilement dosables à ces concentrations par les méthodes d'analyses utilisées. Les pH sont basiques (8,6 à 9,0), traduisant la présence de carbonates dissous.

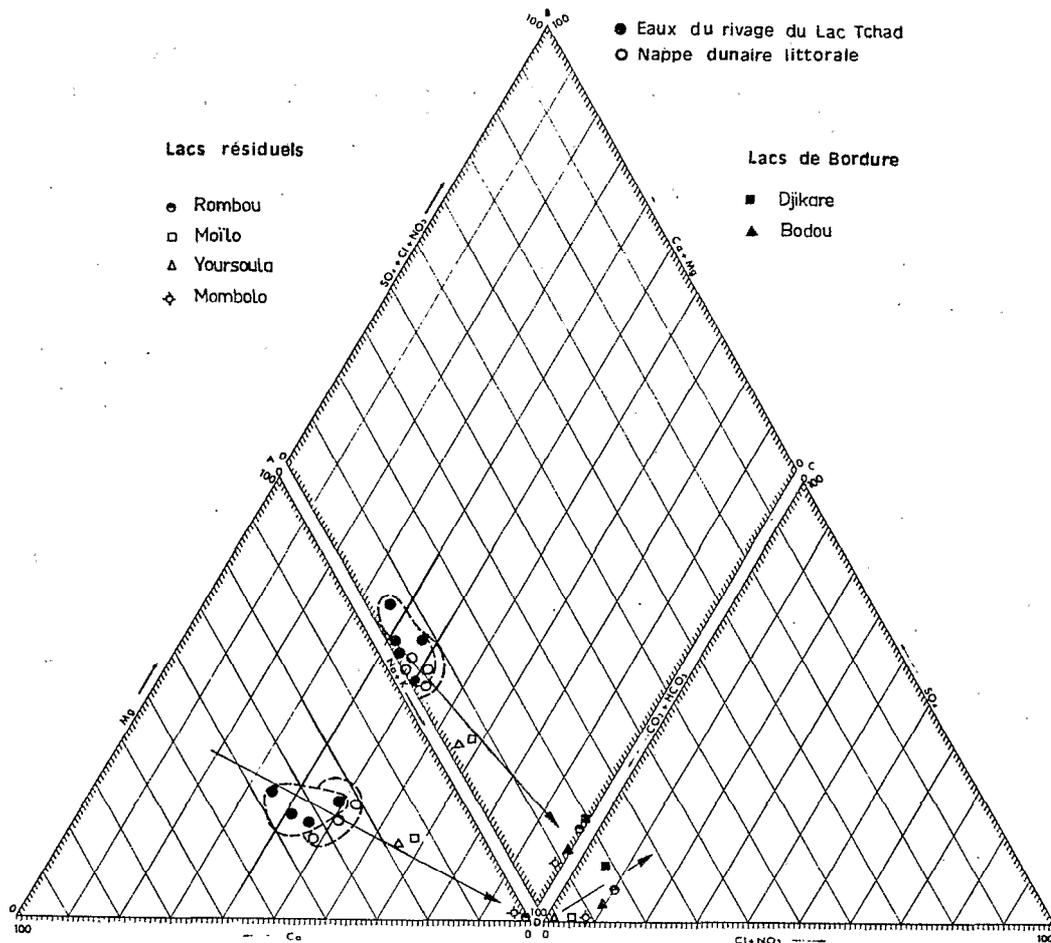


Figure 30. - Evolution ionique des eaux des lacs du Kanem avec la concentration

Les titres alcalimétriques sont toujours supérieurs aux titres hydrotimétriques* ; les titres natroniques sont toujours positifs (DELECOURT, 1946).

Par rapport aux eaux du rivage du lac Tchad, les sources d'affleurement des lacs de bordure présentent une chute brutale des alcalino-terreux et une augmentation des alcalins ; ceci est dû à la précipitation de CaCO_3 par suite d'une baisse de tension de CO_2 à l'émergence. Un encroûtement calcaire actuel, sous forme de tufs, se manifeste en effet sur la bordure ouest de ces lacs.

* $\text{Titre hydrotimétrique (TH)} = 5 (\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+})$

$\text{Titre alcalimétrique (TA)} = 5 (\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^-)$

$\text{Titre natronique (TN)} = 5 (\text{Na}^+ + \text{K}^+ - \text{Cl}^-)$, exprimés en me.l^{-1} .

Soumises à l'évaporation directe, les eaux libres de ces lacs présentent alors des rapports $\text{Na}^+/\text{Ca}^{2+}$ très élevés, traduisant la précipitation de CaCO_3 , la limite de solubilité de ce sel étant atteinte ; ce calcaire se retrouve notamment sur le flanc est du lac de Bodou, sous forme d'une dalle constamment nourrie.

Le rapport $\text{SO}_4^{2-}/\text{Cl}^-$ diminue tandis que $\text{CO}_3^{2-} + \text{HCO}_3^- / \text{SO}_4^{2-}$ augmente. En aucune manière on ne peut invoquer la précipitation du gypse puisqu'il n'y a pas assez de Ca^{2+} pour saturer les carbonates qui précipitent avant ce dernier. D'autre part les mesures de potentiel d'oxydoréduction, toutes largement positives ($+150\text{m V} < \text{Eh} < +350\text{m V}$) pour les eaux affleurantes et celles de la nappe phréatique baignant dans l'aquifère sableux, s'accordent mal avec un milieu réducteur pouvant être le siège de processus de réduction biologique des sulfates.

Il convient cependant de garder présent à l'esprit l'histoire récente de ces lacs qui, asséchés il y a une quinzaine d'années, étaient le siège d'intenses accumulations salines et dans lesquels le natron fut exploité.

Les mesures dont nous disposons montrent que la nappe phréatique qui baigne dans l'aquifère argileux des salines exploitées constitue un milieu réducteur ($-100\text{m V} < \text{Eh} < -350\text{m V}$). La mise en eau de ces ouadis par suite d'une remontée de la nappe phréatique, consécutive à une période de hautes eaux du lac Tchad, aurait conduit à la superposition de deux milieux totalement distincts au point de vue physico-chimique :

. un milieu aéré, oxygéné, constitué par les eaux libres du lac nouvellement formé.

. un milieu réducteur, celui des sédiments argileux tapissant le fond du lac (ZOBELL, 1946 ; KRUMBEIN et GARRELS, 1952).

Le passage des eaux de la nappe dunaire à travers les couches argileuses pourrait provoquer une réduction partielle des sulfates qui rendrait compte de la baisse des teneurs relatives de cet ion entre les eaux des sources et les eaux libres des lacs.

Se concentrant alors par évaporation, les eaux deviennent hypercarbonatées sodiques ("natronées").

Tableau 6. - Evolution ionique dans le temps des eaux du lac Tchad et des lacs de bordure

Origine	Date	pH	Conduc- tivité 25 °C µmbhos cm ⁻¹	Résidu sec mg l ⁻¹	SiO ₂ mg l ⁻¹	Concentration en me.l ⁻¹									
						Ca	Mg	Na	K	S ⁺	S ⁻	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃
Karé-Katia.....	26.01.67	8,5	600	526		2,2	1,7	2,2	0,7	6,8	6,8	0,1	0,1	0,8	5,8
	23.03.67	8,0	644	458		2,5	1,7	2,3	0,8	7,3	7,0	0,1	---	0,2	6,7
	01.06.67	8,3	772	588		3,0	2,1	2,7	0,9	8,7	8,7	0,1	---	0,6	8,0
	30.07.67	8,1	931	662	89	3,1	2,6	3,5	1,2	10,5	10,5	0,2	---	1,1	9,2
	29.08.67	8,2	850	---	83	2,7	2,6	3,6	1,2	10,1	9,9	0,7	---	0,6	9,1
	06.10.67	8,0	757	540	40	2,4	2,1	3,1	1,1	8,6	8,6	---	---	1,6	7,0
	06.10.67	8,3	690	538	46	2,9	1,6	2,7	0,8	8,0	7,7	0,1	---	0,0	7,6
	12.02.68	8,4	684	540	---	3,0	1,5	2,9	0,9	8,3	7,9	0,1	0,1	0,0	7,7
Djikare.....	23.03.67	---	10.219	---	---	2,0	1,6	143,0	29,0	175,6	178,9	9,0	23,4	71,0	72,5
	31.07.67	9,2	16.602	13.602	---	0,8	3,0	159,0	37,2	200,0	214,2	10,0	24,2	102,0	78,0
	29.08.67	9,2	16.361	---	---	0,8	2,2	166,0	36,0	205,0	210,1	10,0	21,1	103,0	76,0
	06.10.67	9,9	17.379	13.925	---	0,8	2,4	166,0	37,0	206,2	227,7	10,5	27,7	120,5	69,0
	05.12.67	9,8	18.500	14.900	---	0,7	3,3	172,0	38,0	214,0	244,1	10,6	30,1	142,0	62,0
	12.02.68	10,2	17.800	14.500	---	1,4	2,5	150,0	42,0	195,9	253,5	10,0	25,1	157,8	60,6
Bodou.....	01.02.67	9,7	35.500	35.820	---	0,7	1,6	462,0	53,0	517,3	566,7	49,0	24,7	365,0	128,0
	23.03.67	9,5	36.144	37.936	---	2,0	2,0	500,0	54,2	558,2	594,0	54,0	20,0	374,0	146,0
	01.06.67	9,6	39,675	40.600	---	1,6	2,8	565,0	59,0	628,4	714,6	64,0	30,6	456,0	164,0
	31.07.67	9,6	41.810	42.045	177	0,6	2,1	584,0	70,0	656,7	716,2	62,0	32,2	430,0	192,0
	06.10.67	9,9	42.591	40.000	136	0,6	1,8	580,0	64,0	646,4	699,0	63,0	30,0	172,0	134,0
	06.12.67	9,1	42.700	40.300	---	0,9	1,5	560,0	73,2	635,6	664,6	70,0	27,6	409,0	168,0
	12.02.68	10,3	47.164	46.000	165	0,4	0,1	585,5	43,0	629,0	661,4	47,5	31,9	465,0	117,0

S⁺ = somme des cations

S⁻ = somme des anions

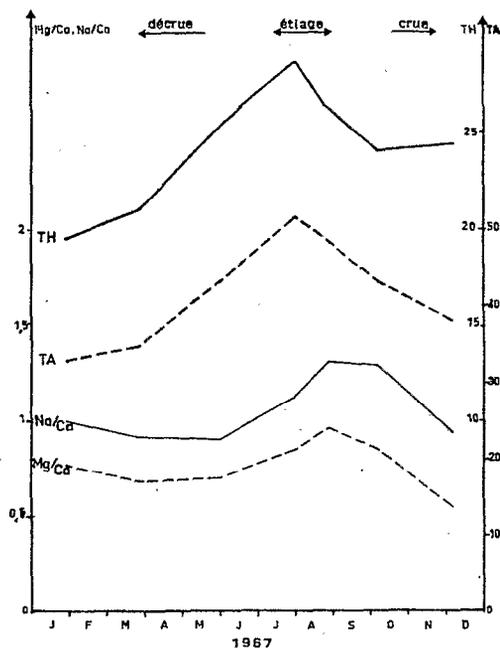


Figure 31. - Variations saisonnières des paramètres hydrochimiques du lac Tchad à Karé-Katia

B. NAPPE PHREATIQUE DU CHITATI ET LES LACS RESIDUELS

Les eaux de la nappe du Chitati qui alimentent les lacs résiduels sont très faiblement minéralisées, à pH voisin de la neutralité ou légèrement acide. Leur faciès est bicarbonaté calcique ; leur titre alcalimétrique est supérieur au titre hydrotimétrique ; leur titre natronique est positif.

Les eaux libres de ces lacs subissent la même évolution que celles des lacs de bordure. Les rapports Mg^{2+}/Ca^{2+} et Na^+/Ca^{2+} augmentent ; les pH deviennent très nettement basiques. Les eaux deviennent alors natronées.

4. - EVOLUTION IONIQUE DANS LE TEMPS

Les résultats analytiques des prélèvements échelonnés tout au long de l'année 1967 sont résumés dans les tableaux 6 et 7.

A Karé-Katia, la concentration suit la variation de la conductivité. Elle est maximale fin juillet à l'étiage, baisse fin août par dilution par les pluies ; elle est ensuite régulière avec la remontée du niveau du lac.

Les rapports des ions entre eux suivent une évolution analogue ; Mg^{2+}/Ca^{2+} , Na^+/Ca^{2+} , titres hydrotimétrique et alcalimétrique augmentent progressivement avec la décrue, passent par un maximum à l'étiage (fin juillet-août) et diminuent ensuite avec la remontée du niveau des eaux du lac (fig. 31).

Pour les lacs de Bodou et de Mombolo, la concentration suit également la variation de la conductivité, avec un maximum à l'étiage, fin juillet ; une chute, fin août, provoquée par la dilution par les précipitations précède une augmentation avec la décrue.

Il est en revanche plus difficile d'interpréter les variations des rapports des ions entre eux. Les rapports Mg^{2+}/Ca^{2+} et Na^+/Ca^{2+} sont maximaux à l'étiage, baissent avec la montée du plan d'eau (dilution), augmentent avec la baisse du plan d'eau (concentration). Ces variations ne font que traduire les différences de solubilité entre les différents sels dissous.

Actuellement, les lacs les plus concentrés ne sont en état de saturation que vis-à-vis de $CaCO_3$; ils ne donnent lieu qu'à la précipitation

TABLEAU 7
Évolution ionique dans le temps des eaux des lacs résiduels.

Origine	Date	pH	Conduc- tivité 25 °C µmhos cm ⁻¹	Résidu sec mg l ⁻¹	SiO ₂ mg l ⁻¹	Concentration en me.l ⁻¹									
						Ca	Mg	Na	K	S+	S-	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃
Mollo.....	21.03.67	—	1.100	—	—	1,8	2,6	7,7	1,6	13,7	13,7	0,7	0	0,8	12,2
	30.05.67	—	1.276	—	—	1,8	1,9	7,2	2,5	13,4	14,8	0,7	Tr.	2,0	12,1
	29.06.67	8,9	1.300	1.040	—	0,6	2,9	7,9	2,6	14,0	14,4	0,7	0	2,4	11,3
	06.08.67	8,7	1.284	1.007	134	1,0	2,5	5,9	2,7	12,1	14,4	0,8	Tr.	3,0	10,6
	29.08.67	8,1	1.134	—	116	1,0	2,2	7,1	2,3	12,6	12,8	0,8	Tr.	2,0	10,0
	04.10.67	9,0	1.164	825	111	1,0	2,1	6,5	2,2	11,8	12,7	0,6	0	1,4	10,7
	05.11.67	8,7	1.176	927	92	2,0	1,3	6,9	2,2	12,4	12,8	0,6	0	1,5	10,7
	05.12.67	8,2	1.190	887	—	2,0	1,1	7,1	2,4	12,6	13,3	0,7	0	1,0	11,6
	09.02.68	8,8	1.170	870	130	2,1	1,6	7,9	2,4	14,0	13,8	0,6	0,1	0	13,1
Mombolo.....	28.01.67	9,4	4.370	3.692	—	0,3	0,3	37,0	11,6	49,2	49,7	4,5	0,2	35,0	10,0
	29.03.67	9,4	4.812	3.212	—	0,3	0,3	38,5	12,5	51,6	55,6	4,9	0,2	16,0	34,5
	03.06.67	9,5	5.787	5.280	—	0,5	0,3	48,8	15,2	64,8	70,1	5,9	0,2	30,4	33,6
	29.06.67	10,0	5.854	4.800	205	0,2	0,5	44,0	16,1	60,8	78,3	5,2	0,3	36,4	36,4
	01.08.67	9,6	6.164	4.852	215	0,4	0,3	45,0	17,2	62,9	71,5	5,0	0,5	29,0	37,0
	29.08.67	9,3	5.578	—	175	0,3	0,2	42,0	15,3	57,8	63,4	5,5	0,2	32,0	26,0
	06.10.67	9,7	5.581	4.060	142	0,2	0,2	37,5	14,0	51,9	61,6	5,0	0,3	31,0	25,3
	05.11.67	10,2	5.455	4.290	174	0,4	1,2	46,0	14,5	62,1	67,8	5,5	0,3	31,0	28,0
	07.12.67	9,5	5.741	4.240	190	0,3	0,3	48,6	14,8	64,0	66,0	4,9	—	33,4	28,6
12.02.68	10,3	5.962	4.800	—	0,2	0,1	54,0	16,0	70,3	67,7	4,9	0,1	31,3	31,4	
Rombou.....	21.03.67	—	16.149	—	—	0	0,8	222,0	54,2	277,0	287,0	29,0	21,9	134,0	103,0
	30.05.67	—	26.690	—	—	0,4	0	293,0	75,0	368,4	409,9	41,0	17,8	248,0	103,0
	06.08.67	9,8	28.018	24.135	156	0,3	0,2	299,0	77,6	377,1	377,1	38,0	30,8	242,0	75,0
	29.08.67	9,7	18.938	—	235	0,8	0,2	195,0	49,8	245,8	249,7	25,0	20,7	156,0	48,0
	04.10.67	10,0	18.666	14.795	230	0	0,5	170,0	45,0	215,5	238,0	24,0	19,0	148,0	47,0
	05.11.67	10,4	19.075	15.780	—	0,5	0,2	175,0	24,0	199,7	249,1	25,0	19,1	160,0	45,0
	05.12.67	9,9	18.850	—	—	0,4	0,1	260,0	48,0	308,5	364,3	26,0	20,3	262,0	56,0
	08.02.68	10,2	21.100	20.400	—	0,5	0,1	226,0	55,5	282,1	269,0	27,0	21,2	156,0	64,8

de calcite faiblement magnésienne.

Dans ces mêmes lacs (Djikare, Bodou, Rombou et Mombolo), la baisse des eaux s'accompagne, sur leurs bordures, du dépôt d'efflorescences salines, composées de trona ($\text{NaHCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$) et de halite qui sont redissoutes lors de chaque remontée des eaux.

IV. - ESSAI DE BILAN DYNAMIQUE

1. - MINERALISATION DES LACS DE BORDURE

Le lac de Bodou a une superficie approximative de 37,5 ha et une profondeur moyenne d'environ 2 m ; son volume liquide est de 750.000 m^3 .

Entre février 1967 et février 1968, la baisse absolue du plan d'eau a été de 0,33 m, soit une diminution de volume de 123.750 m^3 . Cette baisse représente pour la période considérée le déficit des apports (précipitations + débit des sources) par rapport à l'évaporation.

Si nous prenons comme valeur moyenne de l'évaporation sur eau libre 2 m, les pertes totales ont été de 750.000 m^3 . Les précipitations ont été de 0,16 m, soit un apport global réparti sur les 37,5 ha de 60.000 m^3 .

Nous pouvons calculer l'apport de la nappe durant cette période :

$D = E - (P + Q)$, avec D = déficit P = précipitations

E = évaporation Q = apport de la nappe phréatique

$Q = E - (D + P) = 750.000 - (123.750 + 60.000) = 566.250 \text{ m}^3$.

Ceci représente un apport journalier de 1550 m^3 ou encore un apport de $1,5 \text{ m}^3/\text{m}^2/\text{an}$.

En février 1967 la minéralisation des eaux du lac était de $35 \text{ g} \cdot \text{l}^{-1}$. Du fait de l'endoréisme morphologique et hydrologique, ce lac représente un bassin clos, d'où les sels dissous ne sont pas évacués. La contraction de volume correspond à un coefficient d'augmentation de la minéralisation de :

$$\frac{V}{V - D} = \frac{750.000}{750.000 - 123.750} = 1,19$$

La minéralisation des eaux par suite de la baisse du plan d'eau serait donc passée de 35g.l^{-1} à $41,65\text{g.l}^{-1}$.

Durant cette même période les sels solubles amenés par le débit des sources (566.250 m^3) se sont retrouvés dilués dans un volume de 626.250 m^3 , soit un coefficient de dilution de 0,90. La minéralisation moyenne des sources étant de 2g.l^{-1} , la part de ces dernières dans l'augmentation de la minéralisation totale du lac aurait été de $1,80\text{g.l}^{-1}$. Ainsi entre février 1967 et février 1968, pour un volume liquide passé de 750.000 m^3 à 626.250 m^3 , la minéralisation serait passée de 35g.l^{-1} à $43,45\text{g.l}^{-1}$ ($41,65 + 1,80$). Ces résultats sont en bon accord avec les résultats d'analyse chimique pour lesquels le résidu sec est passé de 35g.l^{-1} à 46g.l^{-1} durant la période considérée.

On assiste donc à une concentration progressive dans le temps des eaux de ces lacs. Les limites de solubilité des sels les plus solubles (carbonatés et bicarbonatés sodiques) n'étant pas atteintes, leur minéralisation actuelle n'est pas contrôlée par des phénomènes physico-chimiques de précipitation de sels, mais uniquement par leur bilan hydrologique (pertes-apports). Les seuls phénomènes physico-chimiques exerçant une régulation minime sur leur minéralisation sont la précipitation de calcaire sur le fond et d'efflorescences salines sur les bordures durant les décrues.

2. - MINERALISATION DES LACS RESIDUELS

Les lacs résiduels présentent des degrés de minéralisation variés, mais relativement peu élevés si l'on admet qu'ils correspondent à des "reliques" d'une ancienne extension lacustre dont l'âge se situerait vers 6.000 ans B.P. pour les plus élevés en altitude (300 m).

Il convient tout d'abord de souligner que ces lacs occupent, sur le plateau de Bir-Louri, des dépressions peu marquées, à la différence des lacs de bordure ; aussi l'endoréisme morphologique et hydrogéologique y est-il moins accentué. C'est à mon avis un des facteurs qui pourrait expliquer leur faible salure actuelle en regard de celle qu'ils devraient avoir s'ils ont fonctionné en surface évaporante depuis 6.000 ans B.P.

Les sources d'affleurement alimentant ces lacs sont pratiquement des eaux d'origine météorique, légèrement minéralisées par leur

cheminement dans les dunes (source de Mombolo = 100mg.l^{-1}) ; les récentes études isotopiques (source de Mombolo = -5% vs SMOW) le confirment.

Si l'on admet que les pertes par évaporation ont toujours été compensées par les apports (sources et pluies), ces lacs devraient largement avoir atteint la sursaturation vis-à-vis du trona (400g.l^{-1}). Or, leur minéralisation actuelle et l'absence de dépôts salins sur leur fond ne peut s'expliquer que par une *fuite latérale des sels*, se diluant dans une réserve météorique. Cette évacuation est d'autant plus facile que l'endoréisme est peu marqué et qu'un gradient hydraulique de la nappe existe depuis la zone des lacs de Mombolo ($\approx 300\text{ m}$) en direction de la dépression hydrogéologique ($\approx 275\text{ m}$) qui borde le lac Tchad. Bien que ne disposant pas de relevés piézométriques dans cette région, l'évacuation des sels selon une direction est-ouest trouve sa matérialisation dans les différences de minéralisation qui existent entre les puits des flancs est et ouest des divers lacs étudiés.

Les différences suivantes ont été relevées :

L A C	Conductivité de la nappe phréatique, micromhos.cm^{-1}	
	Flanc est	Flanc ouest
Moïlo.....	406	852
Mombolo.....	108	1.960

Ces lacs résiduels ne représenteraient en fait qu'un lieu de transit des eaux de la nappe phréatique du Chitati, localement concentrées par évaporation directe. En revanche les lacs de bordure constitueraient, du fait de leur modelé plus marqué, autant de pièges possibles pour une accumulation locale de sels solubles pouvant aller en cas d'assèchement complet jusqu'à la cristallisation de sels carbonatés sodiques. Tel fut le cas du lac Djikare qui a fonctionné en saline jusqu'en 1950, avant d'être remis en eau par une remontée de la nappe phréatique, consécutive à une période de hautes eaux du lac Tchad.

3. - EVALUATION DES TONNAGES POTENTIELS DE SELS CRISTALLISABLES

Pour le calcul, j'ai pris comme données la superficie, la profondeur moyenne, la concentration totale et les pourcentages en poids des ions Ca^{2+} et Na^+ donnés par l'analyse chimique pour les différents lacs en mars 1967.

Le faciès hydrochimique de ces lacs étant le même que celui de la nappe phréatique des salines, j'ai porté les calculs, sur les sels qui devraient normalement cristalliser : calcite, gaylussite, trona (MAGLIONE, 1968), en admettant que les ions Ca^{2+} et Na^+ s'engagent en totalité dans le réseau d'une seule des 3 espèces minéralogiques considérées.

La calcite, CaCO_3 , a une masse molaire de 100 ; la gaylussite, $\text{CaCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$ de 296 et le trona, $\text{NaHCO}_3 \cdot \text{Na}_2\text{CO}_3 \cdot 2\text{H}_2\text{O}$ de 226.

Ainsi P tonnes de Ca^{2+} correspondent à

$$\frac{P \cdot 100}{40} = 2,5 \text{ Pt de calcite ;}$$

$$\frac{P \cdot 296}{40} = 7,4 \text{ Pt de gaylussite.}$$

De même P tonnes de Na^+ correspondent à

$$\frac{P \cdot 226}{69} = 3,37 \text{ Pt de trona.}$$

TABLEAU 8

Poids (en tonnes) des sels potentiellement cristallisables.

Lacs	Calcite	Gaylussite	Trona
Djikare.....	39,0	115,4	4.290,0
Bodou.....	61,2	181,3	24.835,0
Mombolo.....	9,9	29,4	1.735,0
Rombou.....			2.510,0
Moïlo.....	115,4	343,4	760,3
Yoursoula.....	117,6	348,3	534,2

Le tableau 8 résume les tonnages des sels potentiellement cristallisables dans le cas d'un assèchement complet des lacs considérés sans changement de composition relative de leurs eaux.

Ces sels se déposeraient sous forme d'une dalle plus ou moins continue dont l'épaisseur peut être estimée par défaut (en se basant sur la densité du minéral trona) à 10 mm au lac de Djikare et à 33 mm au lac de Bodou.

Les lacs, notamment ceux de bordure, ont connu des périodes d'assèchement et de remise en eaux en relation avec les variations inter-annuelles du niveau du lac Tchad. Au cours du Quaternaire récent, un modèle analogue à celui du Kanem actuel avait une certaine extension. La grande solubilité des sels carbonatés et bicarbonatés sodiques fait que lors d'une nouvelle ingression lacustre, de tels lacs asséchés, avec leurs dépôts salins, ont dû constituer autant de "micromilieus confinés basiques" qui ont dû marquer de leur empreinte la sédimentation chimique lacustre (silicatée, carbonatée) et le développement de la faune et de la flore de ces lacs. Aussi leur étude géochimique peut-elle aider à mieux comprendre certains aspects de la sédimentation chimique et biochimique (diatomées) du Quaternaire récent, en fin ou en début de séquence.

CHAPITRE CINQUIEME

La distribution des évaporites
dans le paysage

On aborde dans ce chapitre la géochimie des évaporites. Après une description rapide de la paragenèse et de ses caractères cristallographiques, l'accent sera mis sur les diverses étapes qui conduisent une dépression interdunaire à l'état de "natronières" où les ions se distribuent dans le paysage en fonction de leurs solubilités respectives.

Enfin un modèle thermodynamique simple sera proposé pour rendre compte des deux paragenèses observées, carbonatée et chlorosulfatée sodique.

I. - INVENTAIRE ET DONNEES CRISTALLOCHIMIQUES DE LA PARAGENESE

Comme je l'ai signalé dans l'introduction, mon objectif fut dans un premier temps d'établir la paragenèse évaporitique des interdunes salifères du Kanem.

Depuis les observations des premiers explorateurs et notamment celles de COURTET (1905), FOUREAU, du commandant MOLL, cités par LACROIX (1905), la présence d'évaporites au fond des creux interdunaires avait été signalée comme un fait constant sur la bordure septentrionale du lac Tchad (Kanem).

Si les analyses chimiques des sels présents furent nombreuses (TILHO, 1911; PIAS, 1963 ; SCHNEIDER, 1967), contribuant ainsi à la fausse dénomination de "natronières" qui s'attache à ces salines, aucune analyse physique (diffractométrie des rayons X, ATD, ATP, spectrométrie infrarouge) n'avait été effectuée.

En fait, à l'issue de cette étude c'est une liste de 12 minéraux salins et de 4 silicates sodiques néoformés (dont un trouvé et décrit pour la première fois dans une saline du Kanem) qui a pu être dressée, sans que cette liste soit nécessairement close.

Ces minéraux sont suffisamment rares pour qu'il soit intéressant d'en décrire les propriétés optiques qui, jointes à la diffractométrie des rayons X, ont permis leur identification. Ces propriétés optiques des phases solides sont empruntées à PALACHE *et al* (1966).

En introduction au paragraphe plus particulièrement consacré aux mécanismes génétiques, il est possible de distinguer dès maintenant deux paragenèses radicalement opposées : *carbonatée* d'une part et *sulfato-chlorurée* d'autre part.

1. - PARAGENESE CARBONATEE SODIQUE

Les minéraux rencontrés appartiennent au système $Na_2CO_3 - CaCO_3 - NaHCO_3 - H_2O$ (fig. 32), caractéristique des évaporites d'origine continentale. Ils peuvent être divisés en deux groupes : les minéraux carbonatés calco-sodiques et les minéraux carbonaté-bicarbonatés sodiques. Des dix minéraux naturels qui constituent ce système, seuls la pirssonite ($Na_2CO_3 \cdot CaCO_3 \cdot 2H_2O$), la shortite ($Na_2CO_3 \cdot 2CaCO_3$) et la wegscheiderite ($3NaHCO_3 \cdot Na_2CO_3$) n'ont pas été mises en évidence à ce jour au Tchad.

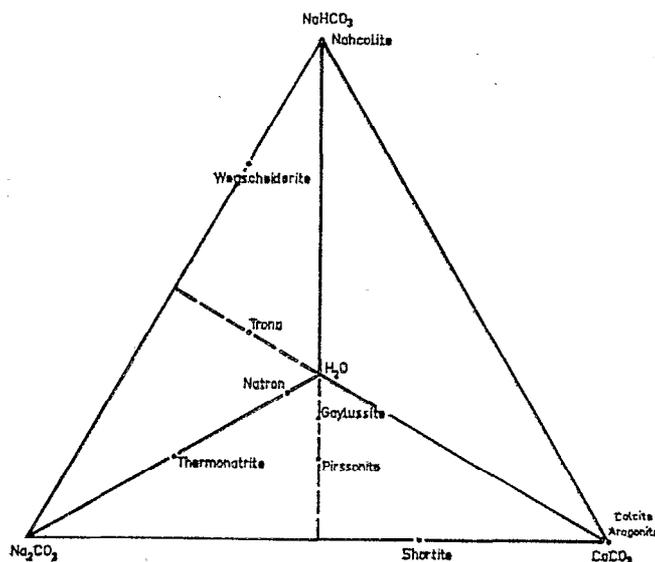


Figure 32. - Composition des minéraux en mole % dans le système $Na_2CO_3 - NaHCO_3 - CaCO_3 - H_2O$

A. MINÉRAUX CARBONATES CALCO-SODIQUES

Les minéraux de ce groupe sont relativement communs dans les dépôts évaporitiques continentaux du Pléistocène à l'Actuel.

Leurs occurrences ont été décrites par BOUSSINGAULT (1966), PRATT (1896), GALE (1914), FOSHAG (1933), PALACHE *et al* (1966), SMITH et PRATT (1957), ROONEY *et al* (1969). La shortite n'a été trouvée que dans les horizons salifères de la formation éocène de la Green River (Wyoming, U.S.A.) ; elle fut décrite pour la première fois par FAHEY (1939).

a) Calcite

CaCO_3 . Rhomboédrique. Groupe spatial $R\bar{3}C$. Cristaux incolores et transparents, sauf dans le cas des pseudomorphoses de gaylussite où ils sont violemment colorés en noir ; clivage $\{10\bar{1}1\}$ parfait ; couleurs d'interférence de 3e et 4e ordre sur des fragments de clivage de 0,01 mm d'épaisseur ; uniaxe négatif.

Toutes nos calcites sont *faiblement magnésiennes* ($\text{Mg} \ll 6\%$). Dans les sommets des profils les plus soumis à la salinisation, les cristaux noirs de calcite, de 1 à 2 mm de longueur proviennent d'une pseudomorphose de cristaux de gaylussite.

Principales raies de diffraction des rayons X : 3,03 (10) - 2,28 (7) - 2,09 (7) - 1,910 (9) - 1,873 (8) - 1,600 (6).

b) Gaylussite

$\text{Na}_2\text{Ca}(\text{CO}_3)_2 \cdot 5\text{H}_2\text{O}$. Monoclinique, 2/m. Cristaux incolores et transparents en forme de coins avec $\{110\}$, $\{011\}$ et $\{001\}$ comme faces dominantes. Biaxe négatif.

Principales raies de diffraction : 6,41 (10) - 3,176 (8) - 2,699 (8) - 2,611 (8) - 2,486 (7) - 1,905 (8).

B. MINÉRAUX CARBONATE -BICARBONATES SODIQUES

Des minéraux de ce groupe, trona, nahcolite et thermonatrite sont les plus communs et sont présents en divers endroits du monde. Comme récentes études sur la nahcolite, on peut citer BANNISTER (1929), FOSHAG (1940), HAINES (1959), SMITH et HAINES (1954), BRADLEY et EUGSTER (1969). De récentes descriptions de dépôts de trona ont par ailleurs été données par SMITH et PRATT (1957), BAKER (1958), HAINES (1959), EUGSTER et SMITH (1955), BRADLEY et EUGSTER (1969), ROONEY *et al* (1969).

La thermonatrite est connue comme constituant banal des croûtes d'efflorescence sous des climat arides. Elle se présenterait également sous forme de dépôts lités en Russie (PALACHE *et al*, 1966). Le natron cristallise à partir de saumures carbonatées en hiver ; il est présent dans les sédiments du lac Owens en Californie et de certains lacs de Hongrie et d'Egypte.

La wegscheiderite est connue dans les seules zones salines de la Green River Formation (FOSHAG, 1940 ; FAHEY et YORKS, 1963).

a) *Nahcolite*

$NaHCO_3$. Monoclinique, $P2_1/n$. Cristaux prismatiques $\{001\}$ colorés en marron par des inclusions argileuses avec $\{110\}$ et $\{010\}$ dominants. Très communément maclés selon $\{101\}$; clivage parfait $\{101\}$. Extinction oblique. Biaxe négatif.

Principales raies de diffraction : 2,95 (10) - 2,60 (8) - 2,19 (7) - 2,03 (7) - 1,963 (6) - 1,888 (6).

b) *Trona*

$Na_3H(CO_3)_2 \cdot 2H_2O$. Monoclinique, $C2/c$. Cristaux incolores et transparents, allongés $[010]$ et également aplatis $\{001\}$. Clivage parfait $\{100\}$. Couleur d'interférence du 1er au 3e ordre sur des cristaux aciculaires de 0,1 à 1 mm de long. Extinction oblique. Biaxe négatif.

Principales raies de diffraction : 9,42 (8) - 3,06 (10) - 2,65 (10) - 2,05 (7) - 1,734 (7) - 1,651 (7).

c) *Natron*

$Na_2CO_3 \cdot 10H_2O$. Monoclinique, $2/m$. Cristaux tabulaires $\{010\}$, incolores et transparents avec différents développements de (100) et (DD1). Extinction oblique. Couleurs d'interférence du 1er au 3e ordre sur des grains de 0,01 à 0,1 mm de diamètre. Biaxe négatif.

Principales raies de diffraction : 5,3 (7) - 4,03 (5) - 2,89 (10) - 2,80 (8) - 2,57 (6) - 2,43 (8).

d) *Thermonatrite*

$Na_2CO_3 \cdot H_2O$. Orthorhombique, $Pmmm$. Cristaux finement lamellaires $\{DD1\}$, incolores et transparents ; également tabulaires $\{010\}$ ou allongés (100). Couleurs d'interférence d'ordre très élevé sur des grains de 0,1 mm de section . Biaxe négatif.

Principales raies de diffraction : 2,755 (10) - 2,670 (8) - 2,461 (7) - 2,359 (9) - 1,997 (7) - 1,606 (8).

Dans la paragenèse du Kanem, ce minéral correspond à un produit de déshydratation du natron, instable au-dessus de 32° C.

2. - PARAGENÈSE CHLORO-SULFATÉE SODIQUE

Nous avons rangé dans ce type de paragenèse, 6 minéraux. Cependant deux de ces derniers (gypse et halite) sont communs aux deux types de paragenèse mais connaissent leur plein développement dans la seconde. Gypse et halite n'apparaissent qu'aux rayons X dans la matrice carbonatée sodique tandis qu'ils s'individualisent sous forme de cristaux bien formés dans la paragenèse chloro-sulfatée.

A. MINÉRAUX CHLORURES

a) Halite

$NaCl$. Cubique, Fm 3 m. Cristaux cubiques et octaédriques, incolores et transparents. Isotrope. Clivage $\{001\}$ parfait.

Principales raies de diffraction : 2,814 (9) - 1,990 (10) - 1,625 (6) - 1,259 (10) - 1,149 (10) - 0,938 (10).

b) Northupite

$Na_3Mg(CO_3)_2$. Cl. Cubique, Fd 3 m. Les cristaux octaédriques contiennent quelquefois des inclusions d'argile disposées de manière symétrique. Incolore et transparent, mais également jaune pâle à gris et brun, couleur due aux inclusions d'argile ou de matière organique. Isotrope avec parfois des biréfringences anormales distribuées en secteurs.

Principales raies de diffraction : 8,00 (8) - 2,09 (10) - 2,48 (10) - 2,12 (5) - 1,75 (5) - 1,61 (5).

Ce minéral rare fut décrit pour la première fois au lac Searles en Californie par FOOTE (1895). Il a ensuite été signalé au lac Borax, Californie par VONSEN (1935), dans la Green River Formation, Wyoming par FAHEY (1962) et plus récemment au lac Katwé, Ouganda par NIXON *et al* (1971).

B. MINÉRAUX SULFATES

a) Gypse

$CaSO_4 \cdot 2H_2O$. Monoclinique, A 2/n. Cristaux non maclés très communs. Cristaux tabulaires plus ou moins épais $\{010\}$ avec $\{\bar{1}11\}$, $\{120\}$ et $\{\bar{1}03\}$. Normalement légèrement allongé (001) ou par extension de

{111} ; également prismatique (001). Macle très fréquente sur {100} . Clivage {010} , {100} et {011} . Incolore et transparent. Biaxe positif, extinction fortement oblique.

Principales raies de diffraction : 4,29 (10) - 3,06 (6) - 2,87 (7) - 2,68 (6) - 2,07 (6) - 1,79 (5).

b) *Bloedite (ou Astrakhanite)*

$Na_2 Mg (SO_4)_2 \cdot 4H_2O$. Monoclinique, $P2_1/a$. Cristaux en courts prismes (001), souvent très modifiés ; également formes massives granulaires ou compactes. Incolore, vitreux, quelquefois bleu-vert ou rouge, couleur due à de petites inclusions. Biaxe négatif.

Principales raies de diffraction : 2,785 (10) - 2,644 (9) - 1,862 (10) - 1,680 (8) - 1,133 (8) - 1,066 (8) -

c) *Mirabilite*

$Na_2SO_4 \cdot 10H_2O$. Monoclinique, $P2_1/a$. Les principales formes sont {100} , {110} , {010} et {001} : Souvent prismatique suivant [010] ou en croûtes efflorescentes. Clivage parfait suivant {100} . Incolore et transparent à blanc et opaque. Biaxe négatif. Faciès très comparable à celui du borax.

Principales raies de diffraction : 5,5 (10) - 4,80 (5) - 3,22 (7) - 2,52 (5) - 1,311 (4).

d) *Thénardite*

Na_2SO_4 . Orthorhombique, $Fddd$. Les cristaux peuvent être dipyramidaux {111} avec des troncutures mineures ou tabulaires {010} et striés avec {101} comme larges faces ; ils sont rarement prismatiques {100} . Le minéral se présente le plus souvent sous forme de croûtes pulvérulentes et d'efflorescences. Macle commune sur {110} produisant des groupes cruciformes. Clivage {010} parfait, {101} moyen. Coloré par des impuretés. Biaxe positif.

Principales raies de diffraction : 4,62 (8) - 3,10 (8) - 2,82 (10) - 1,860 (8) - 1,275 (6) - 1,135 (6).

Il s'agit, dans la paragenèse du Kanem, du produit de déshydratation de la mirabilite au-dessus de 32°C.

II. - LA PHASE D'ASSECHEMENT D'UN BRAS DU LAC TCHAD

Dans ce paragraphe, j'essaierai de mettre en évidence les étapes qui conduisent une dépression interdunaire récemment exondée (par baisse du lac ou création d'un polder) vers l'état de "saline". On assistera à une distribution des sels, à la fois *dans le temps et dans l'espace en fonction de leurs solubilités respectives.*

On verra d'ailleurs dans la troisième partie qu'à l'échelle du bassin tchadien, depuis les zones amont de départ jusqu'aux zones aval de sédimentation, toute une série de "pièges" fonctionnent et qu'on a là une véritable *"ventilation des ions"* à petite échelle (BOCQUIER, 1971).

Pour l'instant, je vais décrire les phénomènes à l'échelle d'un interdune, pris comme *modèle évolutif élémentaire.*

En premier lieu, il convient d'insister sur la grande importance du modèle d'un interdune vis à vis de la nappe phréatique en particulier en ce qui concerne la dynamique des ions de cette dernière (fig.11). Dans le chapitre IV j'ai mis l'accent sur les deux types de lacs interdunaires que l'on rencontre :

. les lacs de bordure dont la dénivelée importante ne permet ni au eaux ni aux sels de la nappe phréatique affleurante d'être évacués.

.. les lacs "résiduels" où la faible dénivelée de l'interdune permet un drainage et une évacuation efficace des eaux qui ne font que transiter et dont les sels n'ont pas le temps de se concentrer jusqu'à des valeurs extrêmes.

Je n'ai pas étudié les premières étapes des mécanismes d'halomorphie*. Dans l'équipe multidisciplinaire, ce rôle revenait à CHEVERRY (1968, 1971). C'est donc à ses observations que j'emprunterai l'essentiel des lignes qui suivent, en réutilisant ses données analytiques, purement pédologiques, par le biais de la thermodynamique.

* *halomorphie* = salure affectant les sédiments
alcalinisation = salure de faciès carbonaté sodique
salinisation = salure de faciès sulfaté sodique.

La mise en place d'un polder à Djiboulboul (20 km au NE de Bol), par l'établissement d'un barrage, a permis de suivre les premières étapes de l'augmentation de la salure d'un sédiment en voie d'exondation. Cet exemple est par ailleurs intéressant car il permet d'imaginer l'évolution d'un bras interdunaire s'asséchant progressivement à la suite d'une baisse de niveau du lac Tchad, comme cela s'est produit à plusieurs reprises au cours de l'Holocène.

On examinera tout à tour l'évolution de la nappe lacustre résiduelle se concentrant par évaporation et l'évolution des sédiments imbibés.

1. - EVOLUTION DE L'EAU LACUSTRE RESIDUELLE.

En 3 ans (mars 1967 - février 1970), les eaux lacustres emprisonnées derrière le barrage ont baissé de 280 cm, malgré un apport par infiltrations grossièrement évalué à 300 cm. Cette forte contraction en volume s'est parallèlement accompagnée d'une augmentation de la minéralisation globale des eaux, sensiblement de 20 fois.

On donne ci-dessous, l'analyse de l'eau du lac Tchad au pied du barrage (Ch₂) et celle de l'eau lacustre résiduelle prélevée au milieu du polder (Ch₆).

	Ch ₂	Ch ₆
Conductivité, mmhos. cm ⁻¹	0,21	4,05
pH	7,5	9,3
Ca ²⁺ , me.l ⁻¹	0,8	0,1
Mg ²⁺	0,6	0,2
Na ⁺	0,6	42,0
K ⁺	0,2	7,7
Cl ⁻	tr.	1,9
SO ₄ ²⁻	0,1	0,7
CO ₃ ²⁻	0	23,0
HCO ₃ ⁻	2,1	23,0

L'augmentation de la concentration durant l'évaporation s'accompagne de changements importants dans le chimisme des eaux ; les compositions relatives et absolues des eaux les plus concentrées (Ch₆) sont significativement différentes des eaux dont elles sont issues.

Le changement majeur concerne la forte réduction des teneurs en alcalino-terreux dans les eaux résiduelles, plus importante pour le calcium que pour le magnésium. Ce fait peut être expliqué par la précipitation de calcite faiblement magnésienne et de gaylussite. A la surface des vases, CHEVERRY (1971) a mis en évidence par diffractométrie des rayons X des calcites faiblement magnésiennes ($\leq 5\%$ Mg).

Par l'intermédiaire d'un programme de calcul j'ai testé les diverses eaux pour examiner leur état de saturation vis-à-vis des phases solides susceptibles de précipiter : calcite, gaylussite, gypse et dolomite.

Les variables à prendre en considération sont la température, la pression partielle de CO_2 , l'activité de l'eau, les molalités m et les coefficients d'activité γ des espèces dissoutes. En première approximation on estime $T = 25^\circ\text{C}$, $P \text{ total} = 1 \text{ atm.}$, $p\text{CO}_2 = 10^{-3,5}$ et $a_{\text{H}_2\text{O}} = 1$.

Après avoir déterminé la force ionique par l'intermédiaire de la relation $I = \frac{1}{2} \sum m_i z_i^2$, dans laquelle :

I = force ionique

m_i = molalité de l'ion i

z_i = valence de l'ion i

on utilise l'équation de Debye-Hückel pour calculer les coefficients d'activité de chacun des ions (GARRELS et CHRIST, 1967) :

$$\log \gamma_i = \frac{-A z_i^2 I}{1 + a_i B I}$$

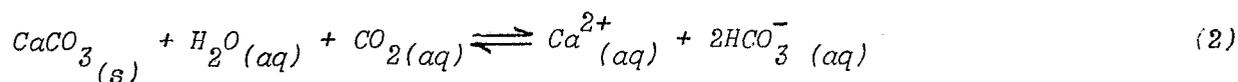
dans laquelle :

A, B = constantes dépendant de la température et de la nature du solvant

a_i = mesure de l'ion hydraté

Cette équation reste valable jusqu'à des forces ioniques de 0,5. L'activité de chaque ion est alors calculée par la relation $a_i = m_i \cdot \gamma_i$.

L'équilibre de la calcite dans des eaux bicarbonatées peut être représenté par la réaction



pour laquelle la constante d'équilibre calculée à 25°C à partir des énergies libres de formation données dans la littérature (BERNER, 1971) est égale à :

$$K_2 = \frac{a_{Ca^{2+}} \cdot a_{HCO_3^-}^2}{p_{CO_2}} = 10^{-5,8} \quad (2')$$

Pour qu'il y ait saturation ou sursaturation d'une eau donnée vis-à-vis de la calcite stoechiométrique ($a_{CaCO_3} = 1$), le produit d'activité ionique ($PAI = a_{Ca^{2+}} \cdot a_{HCO_3^-}^2 / p_{CO_2}$) de la solution coexistante doit être $\geq 10^{-5,8}$.

La phase de calcitisation mise en évidence dans les premiers stades de l'halomorphie (polders) comme dans les produits ultimes ("natro-nière") se révèle formée de calcites faiblement magnésiennes ($Mg \leq 5\%$; détermination semiquantitative par diffractométrie des rayons X).

Si l'on admet que la solution solide représentée par la calcite faiblement magnésienne a un comportement idéal, l'activité de la calcite n'est plus égale à l'unité mais devient $a_{CaCO_3} = 0,95$. En remplaçant par sa valeur dans l'équation , il vient :

$$K_2 = 10^{-5,78}$$

En conséquence, le fait que les calcites soient magnésiennes n'enlèvent en rien à la validité des calculs conduits sur l'état de saturation des eaux.

Les résultats de ces calculs sont donnés dans le tableau 9. Mis à part les trois premières eaux qui correspondent au lac Tchad au large de Bol, au lac au pied du barrage et à un ruisseau d'infiltration au pied du barrage (côté polder), toutes les eaux résiduelles, au fur et à mesure qu'elles se concentrent sont saturées par rapport à la calcite.

Ces calculs, joints aux observations de terrain, indiquent que *le premier évènement dans l'évolution chimique des eaux d'origine lacustre (dans le temps et dans l'espace) est la précipitation de calcite.*

Pour une eau précipitant de la calcite par évaporation progressive, certaines restrictions thermodynamiques sont imposées :

n°	Force ionique	m Ca ²⁺	γ _{Ca²⁺}	a Ca ²⁺	m HCO ₃ ⁻	γ _{HCO₃⁻}	a HCO ₃ ⁻	m Na ⁺	γ _{Na⁺}	a Na ⁺	pCO ₂	PAI calcite	PAI gaylussite
Ch ₁	0,0019	28.10 ⁻⁵	0,83	10 ^{-3,64}	14.10 ⁻⁴	0,95	10 ^{-2,87}	36.10 ⁻⁵	0,95	10 ^{-3,46}	10 ^{-2,24}	10 ^{-7,1}	10 ^{-17,5}
Ch ₂	0,0029	40.10 ⁻⁵	0,79	10 ^{-3,50}	20.10 ⁻⁴	0,94	10 ^{-2,72}	60.10 ⁻⁵	0,94	10 ^{-3,25}	10 ^{-2,17}	10 ^{-6,7}	10 ^{-16,5}
Ch ₃	0,0031	40.10 ⁻⁵	0,79	10 ^{-3,51}	22.10 ⁻⁴	0,94	10 ^{-2,67}	60.10 ⁻⁵	0,94	10 ^{-3,25}	10 ^{-2,32}	10 ^{-6,5}	10 ^{-16,0}
Ch ₄	0,026	30.10 ⁻⁵	0,56	10 ^{-3,77}	22.10 ⁻³	0,86	10 ^{-1,73}	21.10 ⁻³	0,86	10 ^{-1,74}	10 ^{-2,08}	10 ^{-5,1}	10 ^{-10,0}
Ch ₅	0,039	17.10 ⁻⁵	0,51	10 ^{-4,05}	24.10 ⁻³	0,83	10 ^{-1,70}	30.10 ⁻³	0,83	10 ^{-1,61}	10 ^{-3,05}	10 ^{-4,4}	10 ^{-7,9}
Ch ₆	0,052	5.10 ⁻⁵	0,47	10 ^{-4,62}	29.10 ⁻³	0,81	10 ^{-1,69}	42.10 ⁻³	0,81	10 ^{-1,46}	10 ^{-3,08}	10 ^{-4,9}	10 ^{-8,1}

Tableau 9. - Etat de saturation des eaux lacustres résiduelles vis à vis de la calcite et de la gaylussite

$$P A I \text{ (calcite)} = a_{Ca^{2+}} \cdot a_{HCO_3^-}^2 / p_{CO_2}$$

$$P A I \text{ (gaylussite)} = a_{Ca^{2+}} \cdot a_{Na^+}^2 \cdot a_{HCO_3^-}^2 / p_{CO_2}^2$$

n°	a Ca ²⁺	m SO ₄ ²⁻	γ _{SO₄²⁻}	a SO ₄ ²⁻	m Mg ²⁺	γ _{Mg²⁺}	a Mg ²⁺	a HCO ₃ ⁻	a H ⁺	PAI gypse	PAI dolomite
Ch ₁	10 ^{-3,64}	5.10 ⁻⁶	0,82	10 ^{-5,40}	18.10 ⁻⁵	0,83	10 ^{-3,83}	10 ^{-2,87}	10 ^{-7,5}	10 ^{-9,0}	10 ^{+3,8}
Ch ₂	10 ^{-3,50}	5.10 ⁻⁵	0,79	10 ^{-4,41}	3.10 ⁻⁴	0,79	10 ^{-3,62}	10 ^{-2,72}	10 ^{-7,5}	10 ^{-7,9}	10 ^{+2,4}
Ch ₃	10 ^{-3,51}	5.10 ⁻⁵	0,78	10 ^{-4,41}	3.10 ⁻⁴	0,79	10 ^{-3,62}	10 ^{-2,67}	10 ^{-7,5}	10 ^{-7,9}	10 ^{+2,5}
Ch ₄	10 ^{-3,77}	75.10 ⁻⁶	0,54	10 ^{-4,39}	2.10 ⁻⁴	0,57	10 ^{-3,94}	10 ^{-1,73}	10 ^{-8,2}	10 ^{-8,2}	10 ^{+5,2}
Ch ₅	10 ^{-4,05}	6.10 ⁻⁴	0,48	10 ^{-3,54}	2.10 ⁻⁴	0,52	10 ^{-3,98}	10 ^{-1,70}	10 ^{-9,2}	10 ^{-7,6}	10 ^{+6,9}
Ch ₆	10 ^{-4,62}	35.10 ⁻⁵	0,44	10 ^{-3,81}	1.10 ⁻⁴	0,48	10 ^{-4,32}	10 ^{-1,69}	10 ^{-9,3}	10 ^{-8,4}	10 ^{+6,3}

Tableau 10. - Etat de saturation des eaux lacustres résiduelles vis à vis du gypse et de la dolomite

$$P A I \text{ (gypse)} = a_{Ca^{2+}} \cdot a_{SO_4^{2-}}$$

$$P A I \text{ (dolomite)} = a_{Ca^{2+}} \cdot a_{Mg^{2+}} \cdot a_{HCO_3^-}^2 / a_{H^+}^2$$

. Ca^{2+} et HCO_3^- doivent être soustraits à la solution dans la proportion molaire 1/2

.. le produit d'activité ionique ($a_{Ca^{2+}} \cdot a_{HCO_3^-}^2$) de la solution doit rester constant, à pression et température constantes.

Comme en général les proportions molaires initiales ne sont pas égales, il découle que le rapport Ca^{2+}/HCO_3^- doit changer durant la précipitation de calcite. D'autre part, la seconde restriction ne permet pas de changements inverses dans les concentrations en Ca^{2+} et en HCO_3^- , c'est-à-dire que si Ca^{2+} augmente, HCO_3^- doit diminuer et réciproquement.

On conçoit alors clairement que la précipitation de la calcite qui survient très tôt ($I \leq 0,01$) dans l'histoire d'une eau *est une étape critique dans son évolution*. Cette première précipitation détermine si une eau qui s'évapore évoluera vers le faciès carbonaté ou vers un faciès calcique.

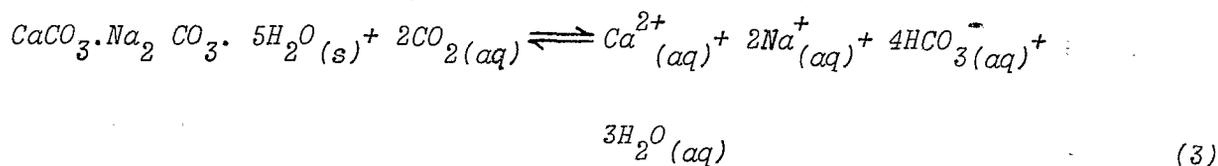
Ces remarques rejoignent celles de GARRELS et MACKENZIE (1967) et de HARDIE et EUGSTER (1970). Les eaux qui suivent la voie de l'enrichissement carbonaté perdent rapidement leurs ions alcalino-terreux ; en conséquence, les autres étapes de précipitation ne surviennent qu'aux concentrations élevées, requises pour la saturation en sels alcalins très solubles.

En revanche les eaux qui prennent la direction de l'enrichissement alcalino-terreux atteignent assez rapidement la saturation avec le gypse ($0,1 < I < 0,7$). Lorsque ce sel modérément soluble commence à précipiter une nouvelle et importante étape est atteinte. Elle détermine en effet, si une eau donnée deviendra riche en calcium et pauvre en sulfate ou l'inverse, Ca^{2+} et SO_4^{2-} n'étant jamais en égales proportions molaires.

Les eaux du lac Tchad (Ch_1 et Ch_2) ont un rapport molaire Ca^{2+}/HCO_3^- d'environ 1/5. La précipitation de calcite, soustrayant de la solution calcium et bicarbonate dans la proportion molaire 1/2, les eaux lacustres résiduelles évolueront nécessairement vers le *pôle carbonaté sodique*. Une tendance évolutive analogue s'observe au fond de certains bras de la partie nord du lac Tchad (CARMOUZE, 1969 ; ROCHE, 1969) et dans les lacs résiduels peu minéralisés étudiés dans le chapitre précédent (MAGLIONE, 1969).

La précipitation de la gaylussite, si elle survient, contribue encore à soustraire du calcium aux solutions résiduelles.

Elle est gouvernée par la réaction :

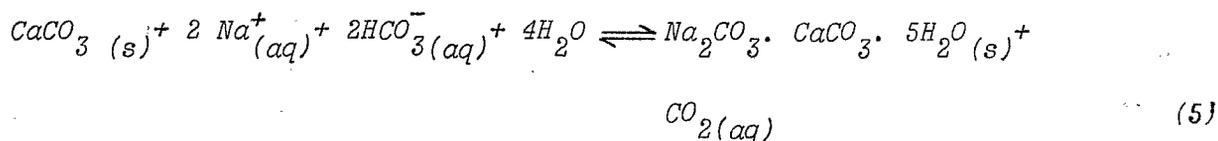
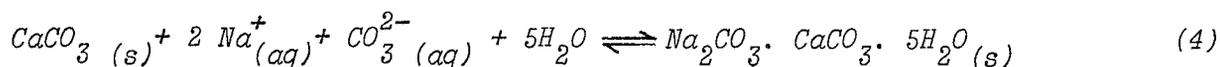


avec
$$K_3 = \frac{a_{\text{Ca}^{2+}} \cdot a_{\text{Na}^+}^2 \cdot a_{\text{HCO}_3^-}^4}{p_{\text{CO}_2}^2} \quad (3')$$

A 25°C, $K_3 = 10^{-50,4}$ en prenant pour la gaylussite une valeur de -806,30 Kcal/mole comme énergie libre de formation (HATCH, com. pers. 1972).

Les produits d'activité ionique correspondants pour les diverses eaux ont été calculés et reportés dans le tableau 9.

Toutes les eaux sont très largement sursaturées, même les plus diluées. Ces résultats sont difficiles à interpréter, mais semblent signifier que la nucléation n'est pas réalisée. En fait on verra que la plupart des cristaux de gaylussite dans les salines ne relèvent pas d'une mise en place par précipitation directe ; ils sont secondaires et correspondent à un produit de réaction entre la calcite primaire et des solutions carbonatées sodiques selon les réactions :

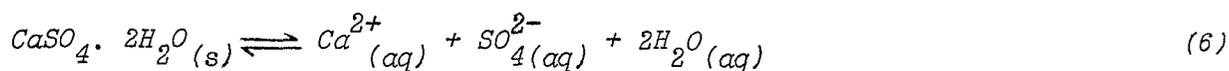


dont les constantes d'équilibre valent respectivement $10^{1,22}$ et $10^{-2,73}$.

Dans les eaux lacustres, l'ion sulfate n'est jamais une espèce importante. Survenant après la précipitation de la calcite, celle du gypse a peu de chances de se produire. On a vu en effet que la précipitation de calcite soustrait pratiquement la totalité du calcium aux solutions coexistantes.

J'ai cependant analysé les diverses eaux pour examiner leur état de saturation par rapport à ce minéral. Cette étape éventuelle de l'évolution d'une eau par évaporation est, comme je l'ai dit plus haut, importante : elle détermine le faciès, calcique ou sulfaté, vers lequel évoluera une eau donnée.

La précipitation du gypse est représentée par la réaction



avec

$$K_6 = a\text{Ca}^{2+} \cdot a\text{SO}_4^{2-} \cdot a^2 \text{H}_2\text{O} \quad (6')$$

Cette constante d'équilibre à 25°C et 1 atm est égale à $10^{-4,4}$ (MARSHALL et SLUSHER, 1966).

Comme les eaux lacustres résiduelles acquièrent après la précipitation de calcite des activités en calcium très faibles, il faudra attendre que la concentration par évaporation produise des activités en sulfate relativement élevées pour que le produit d'activité ionique ($a\text{Ca}^{2+} \cdot a\text{SO}_4^{2-}$) excède la valeur de saturation du gypse et que ce dernier précipite. Cet événement a peu de chances de se produire puisque nous savons que les eaux issues du lac Tchad sont très pauvres en sulfates.

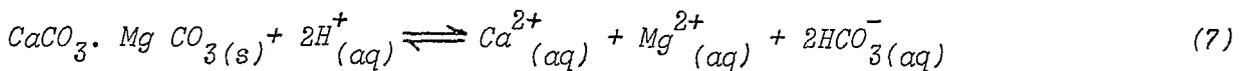
Les résultats des calculs du produit de l'activité ionique pour le gypse sont reportés dans le tableau 10.

Les valeurs du produit d'activité ionique s'échelonnent de $10^{-9,0}$ (lac Tchad) à $10^{-7,6}$ pour l'eau la plus concentrée. Ces valeurs représentent une sous-saturation de 3 à 4 ordres de grandeur, soit une très large sous-saturation. En conséquence, *la précipitation de gypse ne survient pas lors de l'assèchement des eaux lacustres résiduelles.*

Durant l'évaporation, la diminution en valeur relative et absolue des teneurs en magnésium, plus faible que pour le calcium, est cependant

importante. Une partie du magnésium précipite avec le calcium pour donner des calcites faiblement magnésiennes ($Mg \leq 5 \%$). Toutefois, les mécanismes rendant au mieux compte de la diminution précoce de la concentration en magnésium et de son contrôle à de faibles activités durant le cours de l'évaporation restent la *crystallisation de la dolomite et de la sépiolite* ou de tout autre silicate magnésien. CHEVERRY (1974) semble avoir mis en évidence des traces d'interstratifiés vermiculite-montmorillonite dans les sols des polders de Bol. J'ai montré au chapitre III que la majorité des eaux du Kanem se situait dans le champ de stabilité de la montmorillonite magnésienne. Cependant, ni la dolomite, ni la sépiolite n'ont été identifiées dans les polders ou les salines. La saturation en sépiolite survient pour des forces ioniques inférieures à 0,1, c'est-à-dire des eaux encore peu concentrées. Je n'ai pas pu tester les diverses eaux pour la saturation en sépiolite, aucune analyse de silice n'ayant été donnée par CHEVERRY (1971). En revanche, on les a analysées vis-à-vis de la dolomite : les résultats sont reportés dans le tableau 10.

La réaction rendant compte de la précipitation de dolomite s'écrit :



avec une constante d'équilibre à 25°C et 1 atm de pression totale

$$K_7 = \frac{a_{Ca^{2+}} \cdot a_{Mg^{2+}} \cdot a_{HCO_3^-}^2}{a_{H^+}^2} = 10^{3,6} \quad (7')$$

en prenant la valeur de 10^{-17} comme produit de solubilité de la dolomite (HSÜ, 1967).

Les produits d'activités ioniques pour les eaux lacustres résiduelles montrent des valeurs qui s'échelonnent de $10^{1,8}$ à $10^{6,9}$. Les trois premières eaux (Ch₁ à Ch₃) sont sous-saturées alors que les trois dernières (Ch₄ à Ch₆) sont saturées de 1 à 3 ordres de grandeur. Cependant la seule phase solide mise en évidence n'est constituée que par de la calcite faiblement magnésienne.

Il faut souligner que la valeur du produit de solubilité de la

dolomite est encore un objet de controverse et qu'en conséquence la sur-saturation peut n'être qu'apparente. D'autre part, comme les travaux expérimentaux à basse température l'ont montré (GRAF et GOLDSMITH, 1956 ; SIEGEL, 1961) la nucléation de dolomite stoechiométrique se heurte à des barrières cinétiques. Le magnésium, dans certains environnements sédimentaires actuels, s'intègre semble-t-il dans des protodolomites non stoechiométriques, riches en calcium (JONES, 1965 ; SHINN et al, 1965). Ce n'est que dans les sédiments anciens que l'on trouve de la dolomite vraie, ayant eu le temps de s'organiser.

En définitive, l'assèchement de la nappe lacustre emprisonnée derrière un polder ou dans une dépression interdunaire produit une *succession de dépôts salins en auréoles plus ou moins concentriques*, les plus solubles occupant les parties centrales.

Calcite et gaylussite sont les premières phases solides à cristalliser, très tôt dans l'histoire évolutive des eaux. Selon le faciès chimique des eaux qui s'évaporent, gypse et dolomite peuvent leur succéder.

Ces précipitations *étalées dans le temps, mais également dans l'espace*, gouvernent les teneurs en Ca^{2+} , Mg^{2+} , HCO_3^- , CO_3^{2-} et SO_4^{2-} des saumures résiduelles. Les espèces carbonatées sont dès le départ très largement dominantes par rapport aux alcalino-terreux. On aboutit donc, en fin de concentration par évaporation, à des saumures carbonatées alcalines. Elles déposent alors le trona, minéral stable à ces températures ($> 32^\circ C$) par rapport au natron et par rapport à la nahcolite, à la pression atmosphérique ($pCO_2 \simeq 10^{-3,5}$). Dans les phases ultimes, si les teneurs en chlorures sont suffisantes, on assiste au dépôt d'halite.

Une telle évolution, dans sa phase finale, a pu être observée lors de l'assèchement du lac de Bodou (MAGLIONE, 1970). Des bords vers le centre, on a observé la zonation nahcolite - trona - halite.

Comme j'ai déjà eu l'occasion de le souligner (MAGLIONE, 1970), l'assèchement d'une lame d'eau par évaporation directe conduit à une *précipitation par le haut*. On assiste ensuite à une prise en relais par la nappe phréatique d'origine dunaire ; celle-ci s'évaporant par capillarité à travers les sédiments argileux interdunaires est à l'origine de *précipitations par le bas*.

On verra plus loin que la zonation saline observée dans les "natronières" est la *résultante de ces deux mécanismes*.

2. - EVOLUTION DES SEDIMENTS LORS DE L'ASSECHEMENT : PHASE DE SALURE ALCALINE

Les eaux lacustres, lorsqu'elles se retirent et cessent d'imprégner les sédiments sous-jacents, présentent dans l'ensemble un degré de salure faible. Aussi leur effet sur les sédiments, peu intense, est-il limité à la tranche tout à fait superficielle des profils (15 à 20 cm).

CHEVERRY (1971) a décrit en détails les variations des caractéristiques des vases lacustres après leur exondation et leur exposition prolongée au soleil. Elles perdent environ 50 % de leur capacité de rétention et de gonflement de façon irréversible ; elles augmentent légèrement de densité apparente (1,3). Il apparaît un réseau de fentes de retrait qui s'accroît avec le dessèchement, leur profondeur atteignant jusqu'à 30 cm et leur largeur 10 cm.

L'accumulation saline (mesurée sur un extrait aqueux au 1/2), est limitée à la partie superficielle de ces vases. Son caractère est nettement *alcalin* ($\text{pH} > 8,2$), les espèces solubles représentées étant essentiellement les carbonate + bicarbonate, le sodium et le potassium.

La matière organique (30 %) est en partie dissoute dans les horizons superficiels aux pH élevés (10,0) et se mélange plus ou moins aux carbonates sodiques donnant une teinte noirâtre.

En conclusion, on peut retenir que la phase de salure affectant les sédiments argileux interdunaires lors de leur exondation présente un *caractère alcalin prononcé*. Cette phase de salure est due au faciès chimique des eaux du lac Tchad ou du lac interdunaire dont le caractère alcalin va s'accroissant avec une concentration par évaporation. Cependant, ce caractère alcalin prononcé est limité à la partie superficielle des vases et seule la calcite a été mise en évidence avec certitude (rayons X).

III. - LA PRISE EN RELAIS PAR LA NAPPE PHREATIQUE DUNAIRE

Les diverses phases de la mise en équilibre hydraulique d'un nouveau polder ont été décrites par CHEVERRY (1971) et peuvent s'appliquer aux phases d'assèchement d'un lac interdunaire. Retenons-en les faits majeurs.

Lorsque la lame d'eau lacustre s'assèche, elle se retire progressivement vers le centre de l'interdune ; une nappe phréatique dunaire en prend le relais, à partir des flancs de l'interdune. D'origine et de nature différentes, ces deux masses d'eaux n'ont, au départ, aucune liaison hydraulique, par suite du rôle de toit imperméable joué par les matériaux superficiels engorgés. La nappe phréatique ne s'établit à son profil piézométrique que lorsque l'assèchement et la structuration des sédiments diminuent l'épaisseur et ouvrent le toit imperméable par un réseau de fentes de dessiccation.

Ce phénomène se développe dans le temps des bords vers le centre de l'interdune.

Divers auteurs ont signalé l'hétérogénéité chimique des eaux de la nappe phréatique entre différents interdunes (ROCHE, 1970) et le long des bordures d'un même polder (DIELEMAN et DE RIDDER, 1963).

Ceci est essentiellement dû aux faibles gradients de la nappe dunaire qui, par la lenteur des mouvements qu'ils induisent, ne permettent pas une homogénéisation des faciès chimiques.

A l'échelle du bassin tchadien, des observations identiques ont été faites par SCHNEIDER (1971). Ce fait pose le problème d'évaporites anciennes qui se seraient déposées dans les dépressions interdunaires d'un erg antérieur à celui du Kanem. Je reviendrai sur cette question dans la troisième partie.

Quoi qu'il en soit, on conçoit dès maintenant que le faciès chimique de la nappe phréatique dunaire, qui prend le relais de la nappe lacustre, va jouer un rôle déterminant dans l'évolution des sédiments argileux interdunaires qu'elle imprégnera par remontées capillaires.

Reprenons l'exemple du polder de Djiboulboul. En bordure ouest de ce polder, la nappe phréatique, bien que faiblement salée, est plus riche (à concentration totale égale) en sulfates que les eaux du lac Tchad. Cette différence dans la nature anionique de la salure va évidemment avoir sur les sédiments argileux exondés des effets différents de ceux que provoquent les eaux lacustres résiduelles, alcalines.

Par ailleurs, ces effets vont se faire sentir de bas en haut, par remontées capillaires.

1. - EVOLUTION DE LA NAPPE PHREATIQUE DEPUIS LES BORDS VERS LE CENTRE DU POLDER

En bordure ouest du polder, la nappe présente les caractères suivants :

	Conductivité = 0,4 mmhos.cm ⁻¹	
	pH = 7,4	
Ca ²⁺	= 1,5 me.l ⁻¹	Cl ⁻ = 0,2 me.l ⁻¹
Mg ²⁺	= 0,9 me.l ⁻¹	SO ₄ ²⁻ = 1,3 me.l ⁻¹
Na ⁺	= 1,3 me.l ⁻¹	CO ₃ ²⁻ = 0,0 me.l ⁻¹
K ⁺	= 0,5 me.l ⁻¹	HCO ₃ ⁻ = 2,6 me.l ⁻¹

On a repris les données analytiques de CHEVERRY (1971) concernant la nappe phréatique de la bordure ouest (W) et est (E) du polder de Djiboulboul. Pour chacune des eaux, les produits d'activité ionique ont été calculés comme précédemment (II.1.A) pour la calcite, la gaylussite, le gypse et la dolomite. Les résultats sont donnés dans les tableaux 11 et 12.

On peut faire les constatations suivantes.

. Pour la calcite, les eaux de la bordure ouest sont sous-saturées ou proches de la saturation pour les eaux les plus centrales. Les eaux de la bordure est sont toutes sursaturées, d'environ un ordre de grandeur (10^{-5,1} à 10^{-4,6}). Ainsi, le relais de la nappe phréatique donne lieu à une *calcitisation* qui vient se surimposer à celle qu'avait produite l'évaporation des eaux lacustres. L'une se met en place par remontées capillaires, l'autre correspond à une cristallisation à partir d'une lame d'eau aérienne.

N°	Force ionique	m Ca ²⁺	γCa ²⁺	a Ca ²⁺	m HCO ₃ ⁻	γHCO ₃ ⁻	a HCO ₃ ⁻	m Na ⁺	γNa ⁺	a Na ⁺	pCO ₂	PAI calcite	PAI gaylussite
W ₁	0,0097	52.10 ⁻⁵	0,68	10 ^{-3,45}	45.10 ⁻⁴	0,90	10 ^{-2,39}	54.10 ⁻⁴	0,90	10 ^{-2,31}	10 ^{-1,84}	10 ^{-6,3}	10 ^{-13,9}
W ₂	0,0087	6.10 ⁻⁴	0,69	10 ^{-3,38}	50.10 ⁻⁴	0,91	10 ^{-2,34}	43.10 ⁻⁴	0,91	10 ^{-2,41}	10 ^{-2,19}	10 ^{-5,8}	10 ^{-13,1}
W ₃	0,0081	1.10 ⁻³	0,70	10 ^{-3,16}	26.10 ⁻⁴	0,91	10 ^{-2,62}	19.10 ⁻⁴	0,91	10 ^{-2,75}	10 ^{-1,87}	10 ^{-6,5}	10 ^{-15,4}
W ₄	0,0065	9.10 ⁻⁴	0,72	10 ^{-3,19}	32.10 ⁻⁴	0,92	10 ^{-2,53}	13.10 ⁻⁴	0,92	10 ^{-2,92}	10 ^{-2,18}	10 ^{-6,0}	10 ^{-14,7}
W ₅	0,0102	95.10 ⁻⁵	0,67	10 ^{-3,19}	55.10 ⁻⁴	0,90	10 ^{-2,30}	32.10 ⁻⁴	0,90	10 ^{-2,54}	10 ^{-1,95}	10 ^{-5,8}	10 ^{-13,5}
W ₆	0,0102	13.10 ⁻⁴	0,67	10 ^{-3,06}	45.10 ⁻⁴	0,90	10 ^{-2,39}	27.10 ⁻⁴	0,90	10 ^{-2,61}	10 ^{-1,54}	10 ^{-6,3}	10 ^{-14,7}
W ₇	0,0112	13.10 ⁻⁴	0,66	10 ^{-3,07}	52.10 ⁻⁴	0,89	10 ^{-2,33}	27.10 ⁻⁴	0,89	10 ^{-2,61}	10 ^{-1,98}	10 ^{-5,7}	10 ^{-13,6}
W ₈	0,0115	11.10 ⁻⁴	0,66	10 ^{-3,14}	66.10 ⁻⁴	0,89	10 ^{-2,23}	43.10 ⁻⁴	0,89	10 ^{-2,41}	10 ^{-1,78}	10 ^{-5,8}	10 ^{-13,6}
W ₉ *	0,0325	2.10 ⁻⁴	0,53	10 ^{-3,97}	26.10 ⁻³	0,84	10 ^{-1,65}	27.10 ⁻³	0,84	10 ^{-1,65}	10 ^{-2,50}	10 ^{-4,7}	10 ^{-8,8}
E ₁	0,0134	21.10 ⁻⁴	0,64	10 ^{-2,87}	72.10 ⁻⁴	0,89	10 ^{-2,19}	34.10 ⁻⁴	0,89	10 ^{-2,52}	10 ^{-2,34}	10 ^{-4,9}	10 ^{-11,7}
E ₂	0,0178	21.10 ⁻⁴	0,61	10 ^{-2,89}	11.10 ⁻³	0,88	10 ^{-2,02}	49.10 ⁻⁴	0,88	10 ^{-2,34}	10 ^{-2,37}	10 ^{-4,5}	10 ^{-10,9}
E ₃	0,0310	25.10 ⁻⁴	0,54	10 ^{-2,87}	25.10 ⁻³	0,85	10 ^{-1,68}	16.10 ⁻³	0,85	10 ^{-1,88}	10 ^{-1,42}	10 ^{-4,8}	10 ^{-10,5}
E ₄	0,0292	14.10 ⁻⁴	0,55	10 ^{-3,10}	24.10 ⁻³	0,85	10 ^{-1,70}	16.10 ⁻³	0,85	10 ^{-1,88}	10 ^{-1,44}	10 ^{-5,0}	10 ^{-10,7}
E ₅ *	0,0522	5.10 ⁻⁵	0,47	10 ^{-4,62}	28.10 ⁻³	0,81	10 ^{-1,65}	42.10 ⁻³	0,81	10 ^{-1,46}	10 ^{-3,07}	10 ^{-4,8}	10 ^{-11,0}

Tableau 11. - Etat de saturation des eaux de la nappe phréatique de Djiboulboul vis à vis de la calcite et de la gaylussite

W = échantillons de la bordure ouest du polder
E = échantillons de la bordure est du polder
* = eaux lacustres résiduelles du centre du polder

N°	aCa ²⁺	mSO ₄ ²⁻	γSO ₄ ²⁻	aSO ₄ ²⁻	mMg ²⁺	γMg ²⁺	aMg ²⁺	aHCO ₃ ⁻	aH ⁺	PAI gypse	PAI dolomite
W ₁	10 ^{-3,45}	13.10 ⁻⁴	0,68	10 ^{-3,09}	22.10 ⁻⁵	0,68	10 ^{-3,81}	10 ^{-2,39}	10 ^{-7,3}	10 ^{-6,5}	10 ^{+2,5}
W ₂	10 ^{-3,38}	75.10 ⁻⁵	0,68	10 ^{-3,28}	35.10 ⁻⁵	0,68	10 ^{-3,82}	10 ^{-2,34}	10 ^{-7,7}	10 ^{-6,6}	10 ^{+3,7}
W ₃	10 ^{-3,16}	12.10 ⁻⁴	0,69	10 ^{-3,08}	45.10 ⁻⁵	0,70	10 ^{-3,50}	10 ^{-2,62}	10 ^{-7,1}	10 ^{-6,2}	10 ^{+2,3}
W ₄	10 ^{-3,19}	6.10 ⁻⁴	0,71	10 ^{-3,37}	45.10 ⁻⁵	0,72	10 ^{-3,49}	10 ^{-2,53}	10 ^{-7,5}	10 ^{-6,5}	10 ^{+3,2}
W ₅	10 ^{-3,19}	95.10 ⁻⁵	0,68	10 ^{-3,20}	77.10 ⁻⁵	0,67	10 ^{-3,28}	10 ^{-2,30}	10 ^{-7,5}	10 ^{-6,3}	10 ^{+3,8}
W ₆	10 ^{-3,08}	12.10 ⁻⁴	0,68	10 ^{-3,08}	27.10 ⁻⁴	0,67	10 ^{-3,41}	10 ^{-2,39}	10 ^{-7,0}	10 ^{-6,1}	10 ^{+2,7}
W ₇	10 ^{-3,07}	12.10 ⁻⁴	0,85	10 ^{-3,11}	85.10 ⁻⁵	0,68	10 ^{-3,20}	10 ^{-2,33}	10 ^{-7,5}	10 ^{-6,1}	10 ^{+4,0}
W ₈	10 ^{-3,14}	9.10 ⁻⁴	0,64	10 ^{-3,24}	67.10 ⁻⁵	0,66	10 ^{-3,35}	10 ^{-2,23}	10 ^{-7,4}	10 ^{-6,3}	10 ^{+3,6}
W ₉ *	10 ^{-3,97}	5.10 ⁻⁵	0,51	10 ^{-4,80}	15.10 ⁻⁵	0,54	10 ^{-4,09}	10 ^{-1,65}	10 ^{-8,7}	10 ^{-8,5}	10 ^{+5,0}
E ₁	10 ^{-2,87}	0	0,62	-	17.10 ⁻⁴	0,64	10 ^{-2,80}	10 ^{-2,19}	10 ^{-8,0}	-	10 ^{+6,1}
E ₂	10 ^{-2,89}	11.10 ⁻⁴	0,58	10 ^{-3,16}	14.10 ⁻⁴	0,61	10 ^{-3,08}	10 ^{-2,02}	10 ^{-8,2}	10 ^{-6,0}	10 ^{+6,4}
E ₃	10 ^{-2,87}	12.10 ⁻⁵	0,51	10 ^{-4,19}	22.10 ⁻⁴	0,55	10 ^{-2,91}	10 ^{-1,66}	10 ^{-7,8}	10 ^{-7,0}	10 ^{+6,0}
E ₄	10 ^{-3,10}	45.10 ⁻⁵	0,52	10 ^{-3,63}	20.10 ⁻⁴	0,55	10 ^{-2,98}	10 ^{-1,70}	10 ^{-7,6}	10 ^{-6,7}	10 ^{+5,7}
E ₅ *	10 ^{-4,62}	35.10 ⁻⁵	0,44	10 ^{-3,81}	10.10 ⁻⁵	0,48	10 ^{-4,32}	10 ^{-1,69}	10 ^{-8,3}	10 ^{-8,4}	10 ^{+6,2}

Tableau 12. - Etat de saturation des eaux de la nappe phréatique de Djiboulboul vis à vis du gypse et de la dolomite

* = eaux lacustres résiduelles du centre du polder.

. En ce qui concerne la gaylussite, les valeurs obtenues pour les produits d'activité ionique sont justiciables des mêmes remarques que celles que nous avons faites pour les eaux lacustres.

. Les produits d'activité ionique pour le gypse sont bien regroupés et s'échelonnent entre $10^{-6,1}$ et $10^{-7,1}$, soit une sous-saturation de 2 à 3 ordres de grandeur. Délestées de leur calcium, en premier par la précipitation de calcite, les eaux de la nappe phréatique devront présenter : des activités en sulfates relativement élevées (de l'ordre de 10^{-2}) pour que le gypse puisse s'individualiser dans les profils.

. Pour la dolomite, on constate que les eaux de la bordure est sont nettement saturées alors que celles de la bordure ouest sont sous-saturées ou proches de la saturation. Là encore, les remarques que nous avons faites à propos des eaux lacustres s'appliquent aux eaux de la nappe phréatique.

En conclusion, on peut dire que *l'évènement majeur* qui survient dans les premières étapes évolutives de la nappe phréatique est, comme pour la nappe lacustre, *la précipitation de calcite*. Evènement important, puisqu'il détermine en partie (Ca^{2+} et HCO_3^- n'ayant que rarement des activités égales) le pôle anionique vers lequel évolue l'eau de la nappe en se concentrant par évaporation capillaire; il induit donc le type de paragenèse saline qui se mettra en place dans les salines.

2. - EVOLUTION DES SEDIMENTS SOUS L'ACTION DE LA NAPPE PHREATIQUE : PHASE SALINE

On reprendra l'exemple du polder de Djiboulbouï et celui des polders de Bol, exondés depuis 20 ans et étudiés par PIAS (1960) et CHEVERRY (1968).

Dans une séquence, depuis les bords vers le centre du polder, on distingue deux zones de comportement différent.

A. ZONE AMONT

Lorsque les eaux lacustres se retirent et cessent d'imprégner les sédiments, elles sont à un degré de salure faible. D'autre part, la nappe phréatique baisse assez rapidement en se mettant en équilibre avec la lame

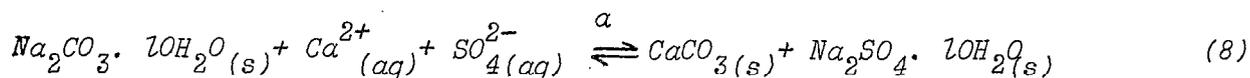
d'eau lacustre résiduelle. Les profils se structurent (fentes de dessiccation, etc...) rapidement et complètement jusqu'à la nappe.

Tout ceci crée une bonne aération de la nappe et l'absence de milieu réducteur ; le régime hydrique est de type capillaire et les sels s'accumulent en surface.

Les sels qui s'accumulent dans la phase soluble des sédiments sont neutres (sulfates de sodium, de calcium, de magnésium), le pH des horizons passant de valeurs élevées à des valeurs faiblement alcalines (7,9 à 7,4).

On assiste donc à une *désalcalinisation partielle* des profils de bas en haut et neutralisation du carbonate de sodium accumulé en surface lors de la phase de salure alcaline. La base des profils fournit le calcium, par la nappe et le complexe absorbant, tandis que les sulfates proviennent *pro parte* de la nappe et *pro parte* de l'oxydation des sulfures.

Le mécanisme rendant le mieux compte de ce passage d'une salure alcaline à une salure saline peut être représenté par la réaction suivante (MAGLIONE, 1970) :



$$\text{avec } K_8 = 1 / (Ca^{2+}) \cdot (SO_4^{2-}) = 10^{+8,7} \quad (8')$$

En se référant aux valeurs calculées pour le produit d'activité ionique du gypse et reportées dans le tableau 12, on constate que les eaux de la nappe phréatique montrent effectivement une tendance évolutive dans le sens (a) de la réaction ci-dessus.

Ce phénomène de désalcalinisation a été observé et décrit par les auteurs russes (KOVDA *et al.*, 1968) et hollandais (ENTE, 1964).

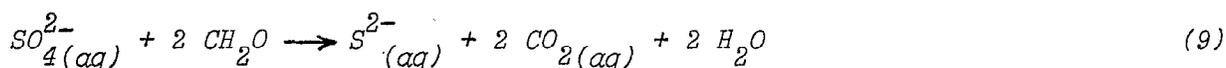
Lorsque la nappe descend, l'accumulation saline descend elle aussi. Entre 1964 et 1971, le lac Tchad a baissé d'environ 1,50 m et la nappe a baissé d'une hauteur du même ordre de grandeur.

Dans ces sols, CHEVERRY *et al.* (1972) signalent de la jarosite, $K Fe_3 (OH)_6 (SO_4)_2$.

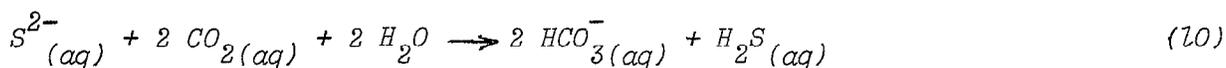
En définitive, la conséquence de cette seconde phase pour les zones de bordure est une *désalure et une désalcalinisation des profils*, c'est-à-dire un remplacement de sels carbonatés par des sels sulfatés.

B. ZONE AVAL

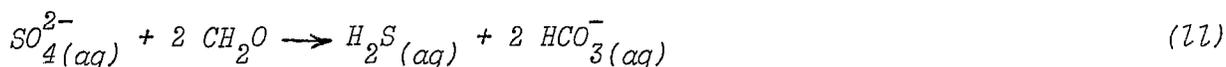
La zone aval des séquences (partie centrale de l'interdune) se caractérise par une nappe subaffleurante ou, à tout le moins, par des eaux stagnantes temporaires. Les sédiments se trouvent dans des états d'engorgement et de mauvaise aération permanents. Joint à la présence de matière organique à faible profondeur, ces états rassemblent toutes les conditions requises pour le développement de bactéries anaérobies sulfato-réductrices selon un mécanisme décrit dans les travaux de WHITTIG et JANITSKY (1963) et de TIMAR (1964, 1967). Les réactions rendant compte de l'oxydation de la matière organique et de la réduction des sulfates en sulfures (hydrotroïlite, FeS) ou sous forme hydrolysée (H₂S) peuvent être schématisées ainsi :



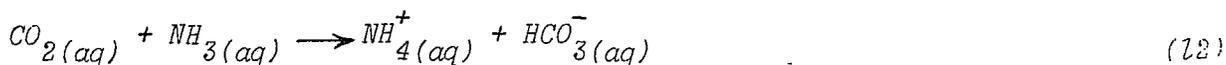
L'ion sulfure étant une base relativement forte, il réagit rapidement avec le gaz carbonique d'origine bactérienne pour former l'ion HCO₃⁻, base beaucoup plus faible :



En combinant les deux réactions, la réduction sulfato-bactérienne peut être représentée par la réaction suivante :

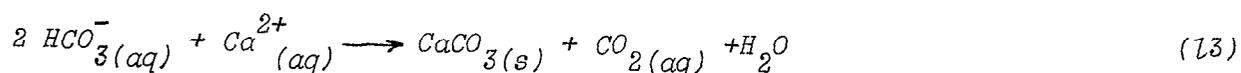


Une autre réaction importante produite par les bactéries anaérobies est celle de la désamination des amino acides dérivés des protéines pour former de l'ammonium (BERNER, 1968). On peut la schématiser ainsi :

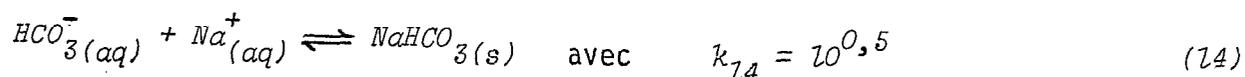


L'accroissement de la concentration en ions bicarbonates, causé par ces deux réactions amène le produit d'activité ionique pour le carbonate

de calcium à excéder la valeur de saturation. Celui-ci précipite alors suivant la réaction :



Cependant pour la plus grande part, les ions bicarbonates se combinent avec le sodium pour donner des sels carbonatés sodiques selon le schéma :



en prenant -203,6 Kcal/mole comme valeur de l'énergie libre de formation de la nahcolite (GARRELS et CHRIST, 1965).

Cette évolution vers le pôle carbonaté sodique est naturellement accentuée lorsque la nappe phréatique dunaire qui prend le relais possède des caractéristiques proches de celles des eaux lacustres.

On assiste à une amplification de la phase de salure alcaline dont le terme ultime est représenté par les "natronières", dans lesquelles les sels s'expriment minéralogiquement et sont exploités. On abordera les salines ("natronières") dans le paragraphe suivant.

Dès maintenant retenons *les deux grandes voies évolutives que suivent les eaux en se concentrant par évaporation* ; on les retrouvera dans le temps, mais également dans l'espace, à l'échelle d'un même interdune ou d'une région donnée.

Cette dichotomie (salure carbonatée/salure sulfatée) est induite par le faciès chimique des eaux qui s'évaporent, mais plus encore par les caractéristiques du milieu qu'elles imprègnent.

. Dans les interdunes présentant un drainage efficace de la nappe et dont les sédiments ont gardé leur capacité d'aération, les eaux prennent la voie de la concentration "oxydante" ; le terme final est alors une *saumure chlorosulfatée sodique*. Cette évolution est bien illustrée par l'exemple de l'île de Napal (MAGLIONE, 1970), où les eaux affleurantes sont bien aérées.

.. Lorsqu' une déficience du drainage de la nappe est observée, les eaux par suite de leur mauvaise aération, suivent la voie de la concentration "réductrice" ; les sulfates sont bloqués à l'état de sulfures et les saumures finales sont de type *carbonaté sodique*. L'exemple en est donné par les "natronières" du Kanem.

Cette opposition, milieu oxydant/milieu réducteur, qui existe dans les voies de concentration évaporatoire est à rapprocher de la dualité milieu lessivant/milieu confinant qui existe dans les milieux d'altération et de sédimentation (MILLOT, 1964).

Ainsi *les eaux et leurs ions proposent*, mais c'est en définitive le *milieu de sédimentation chimique* qui, par ses caractéristiques, *dispose* de leur évolution ultime. Toute une série de "filtres" (cristallisations ; réduction des sulfates ; oxydation des sulfures) fonctionne et oriente la nappe vers une voie de concentration déterminée.

Les caractéristiques du milieu sont également essentielles dans le comportement de la silice dissoute. La nature du milieu, oxydant ou réducteur, contrôle en effet le pH des eaux et donc le potentiel chimique de la silice. C'est en dernier ressort la nature du milieu qui contrôle l'apparition ou non d'une paragenèse silicatée sodique, spécifique des milieux hypercarbonatés sodiques.

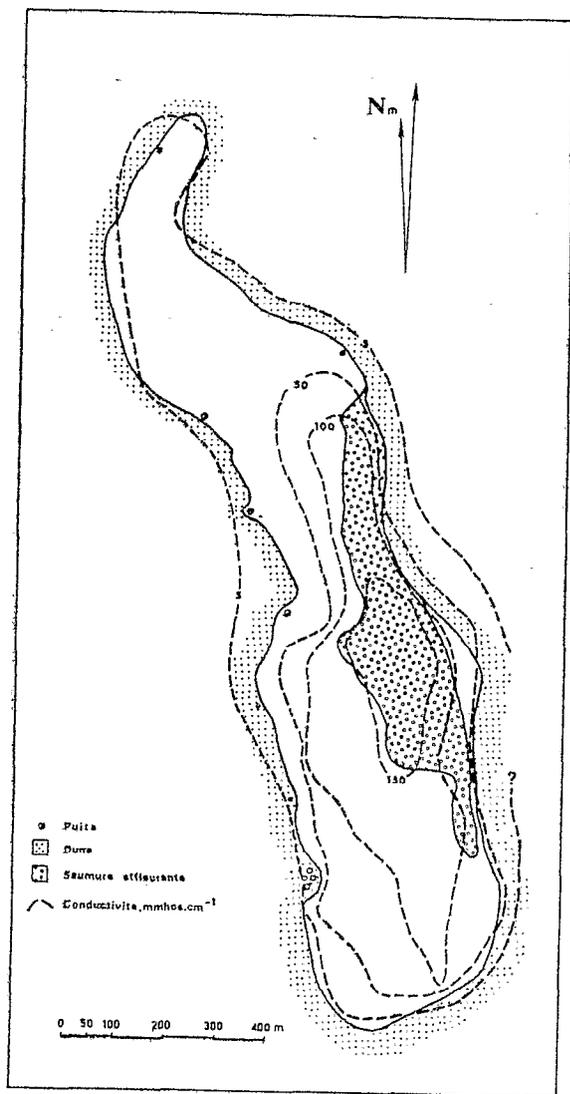


Figure 33. - Carte d'isoconductivité dans la saline de Liwa

IV. - LA PHASE ULTIME DE CONCENTRATION : LA NATRONIERE

Ce stade représente le terme final du piégeage des sels solubles dans les profils des interdunes. Mis en réserve sous forme de minéraux, les sels solubles sont soustraits des profils originels soit par l'exploitation humaine, soit par dissolution et évacuation dans le cas d'une remontée du niveau du plan d'eau de la nappe phréatique comme cela s'est réalisé à plusieurs reprises au cours de l'Holocène (SERVANT, 1973).

1. - LA VOIE REDUCTRICE CARBONATEE

Une dizaine de salines ont été étudiées en détail. Elles présentent suffisamment d'analogies, nuancées par des différences minimales dues à la morphologie de l'interdune et au chimisme de la nappe, pour que la description détaillée de l'une soit acceptée comme représentative de l'ensemble.

Je m'attacherai plus particulièrement au cas de la *saline de Liwa*.

A. CONCENTRATION AU NIVEAU DE LA NAPPE PHREATIQUE

Plus de quatre-vingts trous à la tarière, réalisés en décembre 1970 selon six transversales dans le sens d'écoulement de la nappe, permettent de tracer des cartes d'isoconductivité, d'isoanion et d'isocation. On ne reproduira ici que la carte de distribution des conductivités qui est suffisamment représentative de la manière dont se distribuent les salures de la nappe, à l'intérieur de la saline (fig. 33).

J'insisterai en revanche plus particulièrement sur une topographie d'environ 440 m de long, orientée sensiblement W.E. et située à mi-longueur de la saline. Tous les 20 mètres, depuis le flanc occidental de l'ouadi, des trous à la tarière ou des puits d'observation ont été réalisés jusqu'à la nappe phréatique. Chaque emplacement a subi un prélèvement d'eau en vue d'une analyse chimique complète et d'une analyse isotopique ; t°, pH, Eh et conductivité ont été mesurés "in situ".

Les profils, ou les sédiments remontés à la tarière, ont subi un examen macroscopique pour identifier les minéraux présents, puis une analyse diffractométrique aux rayons X afin de déterminer les phases solides en équilibre avec les saumures sous-jacentes.

L'examen du tableau 13 qui donne la composition chimique de la nappe le long de la transversale permet de faire un certain nombre de constatations.

N°	Distance au flanc W, m.	Profondeur cm	t°C	Conductivité mmhos.cm ⁻¹	pH	Eh mV	SiO ₂ mg.l ⁻¹	mmols. l ⁻¹					Σ 10 ³ vs MOCV			
								Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻		SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻
82	0	237	29,4	3,8	8,8	+190	90	0,2	0,05	40,4	2,1	4,64	1,20	1,67	28,12	+ 1,2
83	20	28	28,0	4,8	8,7	-200	140	0,2	0,05	66,0	1,5	16,10	1,35	1,95	38,04	+ 1,2
84	40	47	29,2	13,2	9,7	-175	118	0,15	0,05	182,0	5,4	35,30	3,60	40,41	96,58	+ 2,5
85	60	88	30,6	71,8	9,6	-170	463	0,15	0,05	1.700	54,0	292,0	37,5	480,52	494,4	
86	80	118	29,1	83,2	9,7	-165	563	0,10	0,05	2.320	70,0	364,0	31,5	723,84	496,15	+ 0,5
87	100	120	29,2	87,6	9,8	-130	488	0,10	0,05	3.520	76,0	509,0	22,0	1.033	646,9	
88	120	99	29,9	83,7	9,7	-130	650	0,10	0,05	3.560	80,0	560,0	33,0	1.002	627,3	+ 4,1
89	140	90	30,2	90,3	9,7	-125	450	0,05	0,05	3.520	55,0	332,0	21,0	1.133	696,3	
90	160	120	-	101,0	9,9	-120	538	0,05	0,05	4.240	52,0	310,0	30,0	1.617	532,9	+ 3,7
91	180	94	29,1	98,6	9,9	-110	590	0,05	0,05	4.300	88,0	581,0	24,2	1.441	488,8	
92	200	78	30,1	102,0	9,8	-105	556	0,05	0,05	3.920	88,0	535,0	27,5	1.307	552,5	+ 4,7
93	220	62	30,2	96,0	9,9	- 95	600	-	-	4.300	88,0	545,0	17,5	1.466	483,7	
94	240	54	29,0	99,4	10,1	- 80	756	-	-	4.800	116,0	650,0	80,0	1.766	413,2	+ 5,3
95	260	34	29,6	95,4	10,1	- 80	763	-	-	5.000	116,0	645,0	66,5	1.863	476,8	+11,9
96	280	0	31,4	98,4	10,3	- 75	1760	-	-	5.600	190,0	1.000	92,5	2.086	283,4	+ 8,9
97	300	0	32,0	95,6	10,1	- 50	1390	-	-	5.160	150,0	810,0	87,5	1.850	399,2	
98	320	53	30,0	97,3	-	-	581	-	-	4.600	80,0	342,0	30,5	1.795	414,3	+ 5,8
99	340	66	29,8	90,7	-	-	663	-	-	4.600	104,0	505,0	37,5	1.751	508,1	
100	360	56	29,8	97,5	10,0	- 60	620	0,05	0,05	4.460	76,0	445,0	35,0	1.670	549,4	+ 6,1
101	380	63	29,6	71,8	9,9	- 80	570	0,05	0,05	4.000	70,0	305,0	20,0	1.486	563,1	
102	400	64	29,6	30,0	9,7	- 60	538	0,1	0,05	490	57,0	25,8	40,0	126,8	130,6	+ 0,9
103	420	46	28,2	26,6	9,5	- 65	256	0,1	0,05	380	8,0	51,0	2,8	65,4	147,07	
104	440	164	-	30,2	9,5	+380	456	0,2	0,05	500	7,2	45,0	5,0	99,06	190,43	- 2,8

Tableau 13. - Variations de la composition chimique de la nappe phréatique de Liwa selon une transversale W-E

- Les températures de la nappe sont relativement homogènes et s'échelonnent entre 28° et 32°C. La partie orientale de la transversale est nettement plus concentrée que la partie occidentale ; ce fait est général pour l'ensemble des salines étudiées.

- Le gradient de concentration, modéré dans les quarante premiers mètres, s'accroît ensuite brutalement ; la nappe devient saturée vis-à-vis des sels carbonatés sodiques à partir de 100 m du bord ouest et le reste jusqu'à 40 m du bord est.

- Les pH sont d'emblée basiques et se stabilisent aux environs de 10,5 dans les parties centrales.

- Le potentiel d'oxydoréduction (Eh) n'est positif que dans une étroite bande en bordure est et ouest de la saline. Partout ailleurs, il est très largement négatif, confirmant ainsi le caractère réducteur accusé du milieu.

Sur un diagramme Eh - pH (fig. 34) j'ai reporté l'ensemble des eaux des différents milieux étudiés. On observe clairement la distribution des eaux en deux domaines.

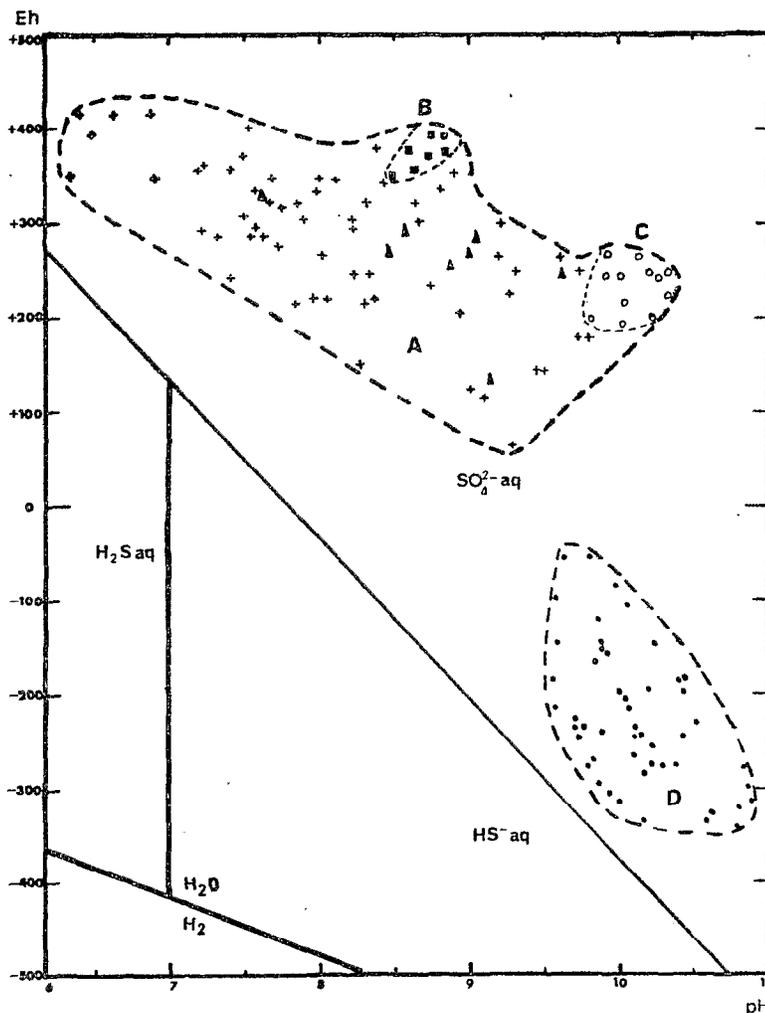


Figure 34. - Diagramme Eh - pH des eaux de la nappe phréatique du Kanem

Caractérisé par des Eh positifs et des pH alcalins à faiblement alcalins, le premier domaine correspond aux eaux du lac Tchad et à la nappe phréatique dans l'aquifère dunaire (A), aux lacs interdunaires peu (B) et très fortement minéralisés (C).

Le second domaine (D) regroupe l'ensemble des eaux de nappe des salines. Il est caractérisé par des potentiels redox très fortement négatifs et des pH très alcalins.

Par ces deux grandeurs physicochimiques, Eh et pH, on individualise donc nettement les deux grands milieux de sédimentation chimique, *drainé oxydant* et *confiné réducteur*, qui caractérisent les interdunes littorales du lac Tchad.

Du point de vue des cations, calcium et magnésium sont très peu représentés ; ils deviennent analytiquement indécélabiles dans les saumures les plus concentrées. Cependant, quelle que soit l'activité de ces deux ions, l'activité des espèces carbonatées est tellement élevée que le produit d'activité ionique de ces eaux excède toujours les constantes d'équilibre de la calcite et de la dolomite. C'est ainsi que le calcul de la saturation en calcite des eaux de la transversale montre une sursaturation s'échelonnant entre 1 à 2,5 ordres de grandeur. Là encore, le *premier évènement qui surviendra dans l'espace* (au lieu d'être dans le temps comme au paragraphe II de ce même chapitre) sera *la précipitation de calcites magnésiennes* qui délestera les eaux des ions calcium et magnésium.

A leur stade le plus concentré, les saumures seront constituées par 97 % de sodium et 3 % de potassium dans leur masse cationique.

Du point de vue bilan, le sodium ne pose pas de problème. On sait qu'il s'intègre dans tous les minéraux de la paragenèse saline. Le potassium en revanche n'a jamais été identifié dans une structure cristalline. Même dans les eaux résiduelles les plus concentrées, en fin de saison sèche, il ne présente pas de phénomène d'enrichissement relatif. La participation à des agrégations argileuses et à des néoformations feldspathiques paraît probable mais n'a pas été démontrée.

Au débouché des dunes les anions se présentent dans les proportions molaires suivantes : $Cl^- = 28 \%$, $SO_4^{2-} = 2,3 \%$, $CO_3^{2-} + HCO_3^- = 69,7 \%$.

Il apparaît donc que les proportions molaires restent sensiblement constantes, même à l'issue d'une évaporation intense ; tout au plus

doit-on noter un léger enrichissement des chlorures aux dépens des espèces carbonatées.

Les sulfates sont maintenus à ces faibles valeurs par le mécanisme de réduction sulfatobactérien dont j'ai déjà parlé au § III de ce même chapitre. Les fortes valeurs négatives du potentiel redox, la couleur noire des argiles et la forte odeur d'hydrogène sulfuré en portent témoignage.

Une analyse isotopique du rapport $^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$ a été effectuée sur la matière organique des argiles au niveau de la nappe dans la partie centrale de la saline. Elle présente une valeur de -19% $\delta^{13}\text{C}/\text{PDB}$ qui témoigne de son origine biogénique probablement due à une forte activité bactérienne (FONTES et MAGLIONE, inédit.).

À l'intérieur des espèces carbonatées, les bicarbonates diminuent et cèdent rapidement le pas aux carbonates. Ceci ne fait que traduire la précipitation de nahcolite qui s'accompagne d'une augmentation de pH. Dans les parties centrales, les teneurs en carbonates diminuent avec la précipitation du trona, puis de la thermonatrite contribuant ainsi à enrichir d'une manière relative les saumures résiduelles en chlorures.

La silice se comporte de façon analogue aux autres ions ; elle est affectée d'un très fort gradient de concentration au-delà des quarante premiers mètres de la bordure ouest. C'est dans les parties centrales que le concrétionnement de magadiite est actuellement le plus actif.

Sur des eaux très minéralisées, dont la force ionique dépasse celle de l'eau de mer ($I > 0,7$), les ions s'associent pour former des complexes (GARRELS et CHRIST, 1967). Il n'est alors plus possible de calculer avec une approximation acceptable les activités des ions en solution par la méthode applicable aux eaux diluées (cf. chap. V § II).

En revanche, le calcul de la pression partielle de CO_2 a été fait. Pour la partie de la nappe subaffleuranse, les valeurs s'échelonnent entre $10^{-3,2}$ et $10^{-2,2}$; pour les saumures affleurantes les valeurs oscillent autour de $10^{-3,3}$, c'est-à-dire qu'elles correspondent pratiquement à l'équilibre avec la pression partielle de CO_2 couramment admise pour l'atmosphère ($10^{-3,5}$). En revanche, les eaux de la nappe sont sursaturées de 0,3 à 1,3 ordres de grandeur. Ces chiffres ne font que traduire l'état de confinement du milieu et la difficulté des échanges avec l'atmosphère.

Si on reporte les eaux dans un diagramme log alcalinité totale - pH, on retrouve la tendance à l'augmentation du pH avec un accroissement de la somme des espèces carbonatées dissoutes.

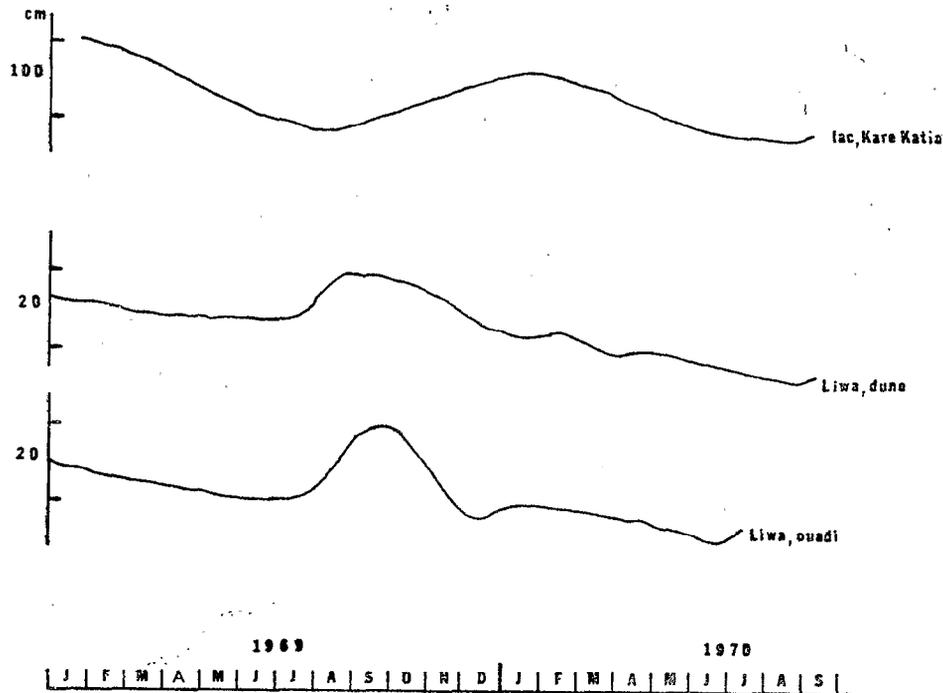


Figure 35. - Variations annuelles du niveau piézométrique de la nappe phréatique de Liwa

La figure 35 rend compte du comportement hydrologique de la nappe au niveau de la dune et au niveau de l'ouadi de Liwa. Pour mémoire on a reporté les variations de niveau du lac Tchad à la même époque. Que ce soit dans la dune ou dans l'ouadi, la nappe montre une réponse quasi immédiate aux apports d'eau de la saison des pluies. Son maximum piézométrique se situe fin août pour la partie dunaire ; il est légèrement décalé (fin septembre - début octobre) dans la partie interdunaire, vraisemblablement à cause de la décharge de la partie dunaire haute vers les parties basses.

Le minimum piézométrique se situe au coeur de la saison chaude, en juin - juillet. En un an, de juin 1969 à juin 1970, le niveau de la nappe dunaire a baissé de 13 cm, celui de la nappe interdunaire de 10 cm. Pendant ce temps le niveau du lac Tchad n'a baissé que de 3 cm.

On peut raisonnablement estimer que la nappe de Liwa est fermée et à écoulement convergent. L'évaporation de cette même nappe est proche de 1050 mm dans ses parties les plus minéralisées. Le module pluviométrique interannuel est de l'ordre de 300 mm. On peut donc admettre que l'alimentation de la nappe par ses bordure représente une tranche d'eau de 650 mm/an, soit 2 mm/jour qui correspondent pour les 35 hectares de la saline à un débit journalier de 700 m³.

Sur cette même transversale, des prélèvements ont été faits pour déterminer l'évolution du contenu isotopique de la nappe sous l'influence du gradient de concentration dû à l'évaporation. Les teneurs en isotopes lourds montrent un accroissement régulier depuis les valeurs basses des dunes jusqu'aux saumures très enrichies qui affleurent au centre de la dépression. La filiation entre l'eau de la nappe dunaire et les saumures apparaît nettement dans la variation continue relevée sur la figure 36 entre les teneurs en ¹⁸O et en deutérium.

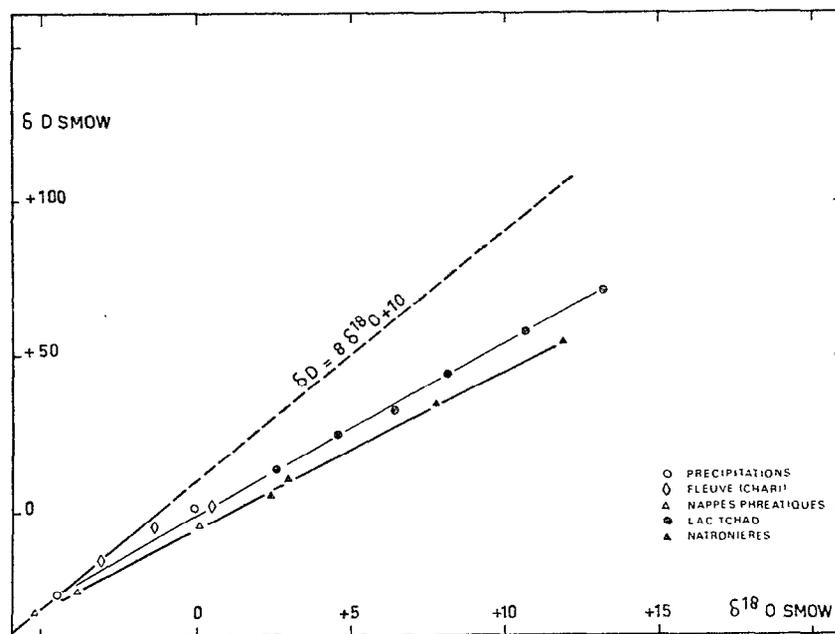


Figure 36. - Corrélation entre la composition isotopique de l'oxygène et celle de l'hydrogène dans les eaux de précipitations, du Chari, du lac Tchad et des nappes phréatiques

Par ailleurs une étude en cours (en collaboration avec J. Ch. FONTES) montre que la caractérisation isotopique d'une eau peut servir à déterminer si un interdune est fonctionnel et si la paragenèse que l'on y rencontre est actuelle ou relique d'une phase de salure antérieure de la nappe.

Tel est le cas de l'interdune de Koulfra - Kama où les profils des parties centrales sont envahis par la gaylussite, la nahcolite et la magadiite. Les valeurs isotopiques s'échelonnent entre + 0,7 et -4,2 ‰ SMOW. Il n'apparaît aucun traçage isotopique à l'évaporation. La saline n'est plus active par suite de l'abaissement de la surface piézométrique de la nappe et la paragenèse saline doit être considérée comme relique.

B. CONCENTRATION AU NIVEAU DES SEDIMENTS

Dans les dépressions interdunaires, les trois facteurs qui jouent sur leur stade d'évolution au point de vue de l'accumulation saline sont :

- . la profondeur de la nappe par rapport au sol,
- . le degré de minéralisation des eaux de la nappe,
- . la granulométrie et la nature des sédiments interdunaires.

Ce sont ces facteurs qui, en dernier ressort déterminent l'intensité des remontées capillaires véhiculant les sels solubles depuis la nappe phréatique jusqu'à la surface du sol et les distribuant au sein des profils en fonction de leurs solubilités respectives.

En climat continental et pour des sols argileux, KOVDA *et al* (1968) définissent une profondeur critique Δ_0 au-delà de laquelle cesserait l'évaporation capillaire des nappes :

$$\Delta_0 = 170 + 8 \theta \pm 15 \text{ cm, avec } \theta = \text{température moyenne annuelle.}$$

Appliquée au Kanem cette formule nous donne une profondeur critique de 380 centimètres.

Quatre profils de sels solubles, réalisés sur des extraits saturés provenant de dépressions à nappe plus ou moins profonde et minéralisée, rendent compte de l'influence de ces facteurs.

a) Coupe de Aoussoudé. (13° 54' L.N - 14° 20' L.E)

Dépression interdunaire sans efflorescences salines en surface.

La coupe est la suivante :

- 0-5 cm : Limon gris pulvérulent desséché ; nombreuses fentes de dessiccation.
- 6-75 : Limon gris beige, sec.
- 76-110 : Limon argileux beige pâle, sec.
- 111-185 : Limon argileux beige à taches vert pâle, sec.
- 186-250 : Argile limoneuse vert pomme, légèrement humide.
- 251-285 : Argile verte à taches noires, finement litée, humide.
- 286-300 : Argile noire bronze, très humide.
- 301- : Sable aquifère.

Le profil des sels solubles est donné dans le tableau 14.

Profondeur en cm	N.O %	pH	C 25°C mg/100 cm ³	Concentration mg. 100 g ⁻¹ de terre sèche										
				Ca	Mg	Na	K	S ⁺	S ⁻	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	CaCO ₃
0 - 5	1,0	10,8	25,9	0,1	0,1	14,2	7,6	22,0	23,7	2,4	12,2	0	9,1	16,7
25 - 30	1,0	10,5	10,7	0,4	0,1	13,1	9,2	22,8	21,6	4,2	13,9	1,7	1,8	19,1
40 - 60	1,5	10,4	6,2	0,4	0,1	12,2	4,3	17,0	17,1	3,5	4,8	0	8,8	19,5
75 - 95	1,1	10,2	10,0	0,6	0,2	14,8	2,2	17,8	20,2	2,5	7,7	5,0	5,0	17,7
110 - 125	0,8	10,1	5,3	0,3	0,1	4,4	1,4	6,2	7,6	2,0	1,3	1,2	3,1	10,8
135 - 150	0,8	10,2	6,9	0,2	-	3,8	1,4	5,4	6,2	1,4	2,2	1,7	0,9	2,2
160 - 175	0,9	10,1	4,6	0,5	0,5	4,8	1,7	7,5	9,6	3,6	2,0	0	4,0	1,8
185 - 200	0,8	9,6	6,6	0,4	0,2	9,1	1,5	11,2	13,0	6,3	1,5	0	5,2	0,9
210 - 225	5,4	8,9	6,7	0,5	0,2	4,5	2,0	7,2	7,1	3,6	1,2	0	2,3	0,9
250 - 265	6,8	8,4	4,6	0,2	0,1	1,7	1,1	3,1	3,1	1,6	0,7	0	0,8	0,4
Mappe : 282		7,6	0,5	1,3	0,4	1,7	1,4	4,8	4,7	0,1	1,0	0	3,6	

Tableau 14. - Variations de la concentration en sels solubles d'un profil d'Aoussoudé

b) Coupe du diverticule sud de la natronière d'Andjia
(13° 42' L.N - 14° 17' L.E)

- 0-5 cm : Efflorescence saline blanche, pulvérulente ; horizon très sec.
- 6-105 : Argile limoneuse gris-vert, à taches beige clair ; concrétions mamelonnées et porcelanées de magadiite. Humide. A 60 et 90 cm, lit continu de magadiite de 1 à 3 cm d'épaisseur.
- 106-128 : Argile beige à taches marron chocolat, humide, nombreux niveaux de matière organique peu décomposée.
- 129-175 : Argile vert Kaki, compacte, très humide ; quelques lentilles sableuses intercalées.
- 176-230 : Argile noire très compacte, très humide nombreuses tubulures de teinte gleyeuse ; teinte noire bronze en profondeur avec forte odeur d'hydrogène sulfuré.

Le profil de sels solubles est résumé dans le tableau 15.

Profondeur cm	M.O %	pH	C 25°C mg/100 cm	Concentration mg. 100 g ⁻² de terre sèche										
				Ca	Mg	Na	K	S ²⁻	S ⁻	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	CaCO ₃ ²
10 - 20	4,7	11,2	42,0	0	0,6	51,3	3,3	55,2	59,4	17,0	14,9	20,3	7,2	14,3
30 - 40	4,2	11,4	37,0	0	1,2	44,0	2,3	47,5	49,4	12,6	13,0	20,0	3,8	13,0
60 - 70	4,2	11,5	32,0	0	0	37,8	1,4	39,2	43,9	10,0	11,6	16,0	6,3	13,9
80 - 90	1,5	11,4	20,0	0	0,6	18,0	0,7	18,7	20,8	4,5	3,6	10,0	2,7	15
110 - 120	4,3	11,2	23,8	0	0,5	26,0	0,5	27,0	25,9	3,5	5,4	15,0	2,0	19,7
130 - 140	2,9	11,4	26,7	0	0,5	26,4	0,7	27,6	22,8	3,2	5,6	12,0	2,0	4,8
165 - 175	9,7	11,0	54,4	0	0	43,6	3,4	47,0	67,2	7,2	30,4	27,2	2,4	4,0
190 - 200	8,7	10,6	63,5	0	0,5	84,0	5,3	89,3	94,3	9,4	43,2	31,3	10,4	4,5
Nappe 175*		9,5	22,6	0,5	0,6	256,0	16,8	273,9	269,2	32,0	60,2	46,0	131,0	

Tableau 15. - Variations de la concentration en sels solubles d'un profil d'Andjia

(* nappe fortement en charge (à -375 cm lors du creusement)).

c) Coupe de Koulfakama (13° 58' L.N. - 14° 17' L.E.)

- 0-8 cm : Croûte saline épaisse, craquelée et pulvérulente dans la partie inférieure.
- 9-35 : Argile limoneuse vert kaki; quelques concrétions ovoïdes blanches non indurées de magadiite ; quelques cristaux isolés de nahcolite ; nombreux cristaux de gaylussite pseudomorphosés en calcite. A 35 cm, lit continu de concrétions de magadiite.
- 36-85 : Argile vert kaki, très humide; nombreuses fentes de dessiccation remplies de cristaux de gaylussite ; niveau continu de magadiite indurée à la base.
- 86-130 : Argile vert kaki, très finement litée, à taches marron ; nombreux lits contournés de magadiite.
- 131-150 : Argile vert progressivement envahie par les taches marron qui dominant à la base ; nombreux lits de magadiite.

Profil de sels solubles dans le tableau 16.

Profondeur cm	N.O %	pH	C 25°C mg/100 cm ³	Concentration me. 100 g ⁻¹ de terre sèche									
				Ca	Mg	Na	K	S ⁺	S ⁻	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃
10 - 30	1,4	10,2	82,5	0,2	0,2	158,7	2,0	161,1	167,9	13,5	14,4	98,0	42,0
35 - 50	2,3	10,2	66,3	0,2	0,2	112,7	10,3	123,4	117,7	8,0	11,1	98,6	0
65 - 85	5,6	10,1	101,7	0,3	0,3	170,2	17,8	188,6	176,4	14,5	11,8	150,1	0
90 - 110	7,2	10,1	92,5	0,2	0,2	156,9	16,1	173,4	185,8	16,0	17,6	152,2	0
130 - 150	13,8	10,0	92,9	0,2	0,2	170,7	20,3	191,4	205,6	21,3	24,7	159,6	0
Mappe 170*		9,7	89,5	0,2	1,0	2000,0	170,0	2171,2	2327,0	164,0	148,0	1520,0	495,0

Tableau 16. - Variations de la concentration en sels solubles d'un profil de Koulfakama

d) Coupe de la saline de Liwa (13° 52' L.N. - 14° 15' L.E.)

- 0-10 cm : Poussière sablo-natronée, gris blanc formant *mulch* : croûte épaisse craquelée en surface exploitée par les sauniers sous le nom de *kafi-kafi*.
Au contact de cette poussière saline et de l'argile, véritable tapis de microcristaux de trona de 1 à 2 mm de long en aiguilles très humides. Le *mulch* empêche la dessiccation des horizons sous-jacents tout en maintenant les remontées capillaires.
- 11-27 : Argile vert kaki, limoneuse, humide ; concrétions ovoïdes de magadiite.
- 28-54 : Argile vert kaki pétrie de cristaux de gaylussite isolés, certains pseudomorphosés en calcite.
- 55-77 : Argile vert kaki devenant marron rouille ; très humide. A la base niveau de magadiite non indurée avec des cristaux aplatis de nahcolite.
- 78-96 : Argile marron rouille ; nombreux lits jaune rouille de magadiite avec des cristaux de gaylussite à leurs faces externes.
- 97-145 : Argile chocolat bronze, parsemée de cristaux de gaylussite et de concrétions grises à patine rouille de magadiite ; nette odeur sulfurée.
- 146-192 : Argile noire bronze, gorgée d'eau ; quelques cristaux de gaylussite dans des fentes verticales ou des poches humides et à parois de teinte gleyeuse. Forte odeur sulfurée.

Profil des sels solubles dans le tableau 17.

L'examen des quatre profils de sels solubles nous apporte un certain nombre d'enseignements.

. Dans le profil d'Aoussoudé on observe aucune individualisation saline, pas même en surface sous forme d'efflorescences. La carbonatation ne commence à se manifester que dans les 125 cm supérieurs, où des fentes de retrait permettent une certaine aération du matériau. La salure du profil est faible, surtout localisée à sa partie supérieure. Les chlorures sont bloqués préférentiellement à la base du profils, les carbonates et bicarbonates au milieu et les sulfates dans les 30 cm supérieurs.

Profondeur cm	M.O %	pH	C 25°C ₁ mg/100 cm	Concentration me. 100 g ⁻¹ de terre sèche									
				Ca	Mg	Na	K	S ⁺	S ⁻	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃
0 - 10	-	10,7	105,0	19,2	19,2	780,2	25,2	843,8	828,0	72,0	38,0	530,0	188,0
11 - 27	4,3	9,9	116,0	1,0	-	268,3	7,4	276,7	261,7	47,2	6,9	171,8	35,8
30 - 47	5,9	10,2	110,0	1,0	-	259,6	5,2	265,8	250,9	33,0	5,6	177,9	34,4
55 - 70	12,4	10,0	112,0	1,0	-	246,0	6,4	253,4	243,8	37,3	5,9	165,8	34,8
80 - 96	13,0	9,6	111,5	1,1	-	266,8	7,3	275,2	259,4	35,7	6,7	182,2	34,8
97 - 111	13,0	9,9	116,5	1,1	-	300,1	10,3	311,5	290,8	56,0	8,4	187,5	38,9
112 - 126	9,6	9,9	116,0	1,0	-	250,4	8,6	260,1	243,0	47,3	7,6	155,0	33,1
145 - 161	10,3	9,9	123,0	1,2	-	303,5	13,4	318,1	309,2	81,5	8,4	195,3	23,9
176 - 192	10,5	10,0	120,0	1,4	-	339,9	14,4	355,7	336,4	85,9	8,4	218,2	23,9
Nappe 192*		10,2	84,7	0,8	0,4	120,0	195,2	4316,4	4326,0	570,0	88,0	3154,0	514,0

Tableau 17. - Variations de la concentration en sels solubles d'un profil de Liwa

Dans cet ouadi les remontées capillaires sont faibles comme en témoigne la composition isotopique de l'eau de la nappe (-4,9 ‰ δ SMOW) qui n'a pas subi d'évaporation notable.

Le blocage des remontées capillaires est dû à la profondeur de la nappe, mais également à la granulométrie assez grossière des sédiments, surtout en partie haute du profil (limon grossier + sable fin + sable grossier > 60 %).

Dans le profil d'Andjia, aucune concentration saline minéralogiquement exprimée ne se manifeste au sein du profil. L'efflorescence de surface est constituée de trona et de halite, mélangés à du sable apporté par la déflation éolienne des dunes environnantes. La magadiite n'est pas actuelle. Les remontées capillaires sont importantes, la salure du profil élevé. Les chlorures s'enrichissent vers la partie sommitale du profil ; les sulfates, bien représentés dans les quarante premiers centimètres au-dessus de la nappe phréatique, diminuent ensuite, pour augmenter à nouveau dans la partie supérieure du profil.

Cette évolution suit d'assez près la courbe des variations de la teneur en matière organique ; toutes deux traduisent la réduction biologique des sulfates dans les parties mal aérées du profil.

. Le profil de Koulfa-Kama se caractérise par l'apparition de cristaux de gaylussite, de concrétions de magadiite et de trona en surface. La salure du profil est élevée. La carbonatation se manifeste surtout dans les 150 cm inférieurs du profil ; Cl^- et SO_4^{2-} sont tout d'abord plus représentés dans le profil que dans la nappe, puis diminuent ensuite.

. Le profil de Liwa est le plus salé. Les cristaux d'évaporites sont bien individualisés et envahissent progressivement le profil. Chlorures et sulfates sont mieux représentés à la base, tandis que les carbonates dominent largement dans la pellicule de surface.

En définitive, la phase soluble des sédiments constitue l'étape intermédiaire entre la nappe phréatique et les sels minéralogiquement exprimés. Dans le mécanisme de remontées capillaires, c'est à partir de ces solutions interstitielles que les cristaux en voie de néoformation vont venir puiser les ions nécessaires à leur croissance.

C. LA PARAGENESE EVAPORITIQUE

Dans les natronières exploitées les minéraux salins se présentent dans l'ordre d'abondance suivant :

trona, halite, nahcolite, gaylussite, calcite faiblement magnésienne.

Accessoirement on rencontre de la thermonatrite, du gypse et plus rarement du natron et de la bloedite. La calcite et la gaylussite ne correspondent pas à des cristallisations actuelles, mais aux premiers stades de concentration de la nappe, alors qu'elle était plus calcique que de nos jours.

La distribution des sels au sein des profils des salines est zonale comme le montre la figure 37. Les sels s'associent et se distribuent en auréoles plus ou moins concentriques. Dans la saline de Liwa, on relève la succession suivante, des bords vers le centre, nahcolite → nahcolite + trona → trona → trona + halite.

Cette zonation latérale se double d'une zonation verticale ; toutes deux témoignent du sens de circulation des eaux - mères, latéralement pour l'écoulement général de la nappe, verticalement pour les remontées capillaires.

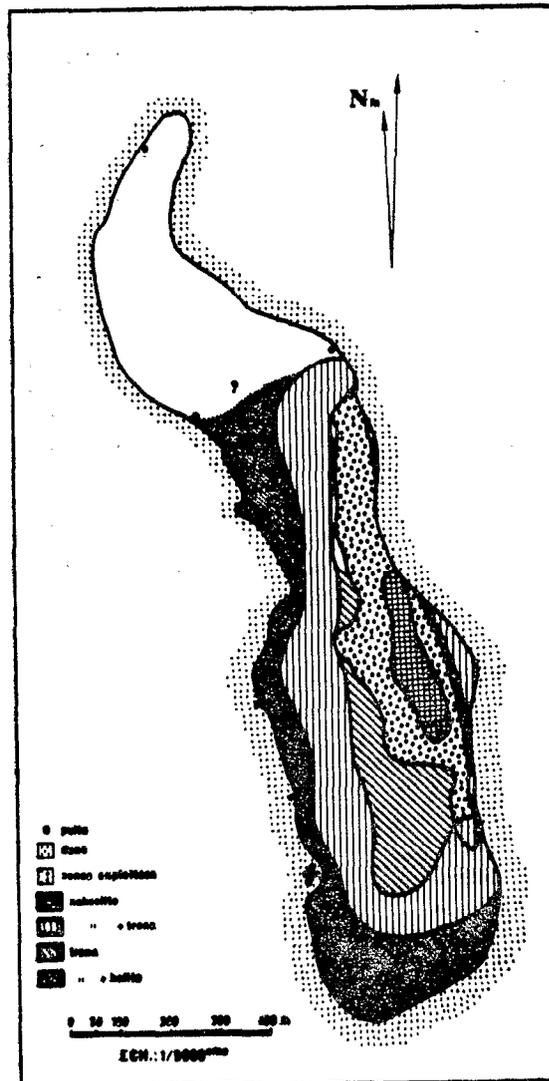


Figure 37. - Zonation saline dans la "natronière" de Liwa

Les différents types de concrétions salifères ont reçu des noms locaux qui tiennent à leur couleur, à leur taille et à leur profondeur par rapport au sol. La figure 38 montre la disposition de ces diverses concrétions au sein d'un profil. Dans le tableau 18 on a reporté les analyses chimiques des éléments majeurs de ces diverses variétés de trona ; dans le tableau 19 figurent, les teneurs en éléments - traces.

La variété *kafi-kafi* correspond à la pellicule craquelée et boursoufflée qui en fin de saison sèche recouvre la surface de la saline. Aux rayons X, il apparaît un mélange de trona, de halite et de quartz.

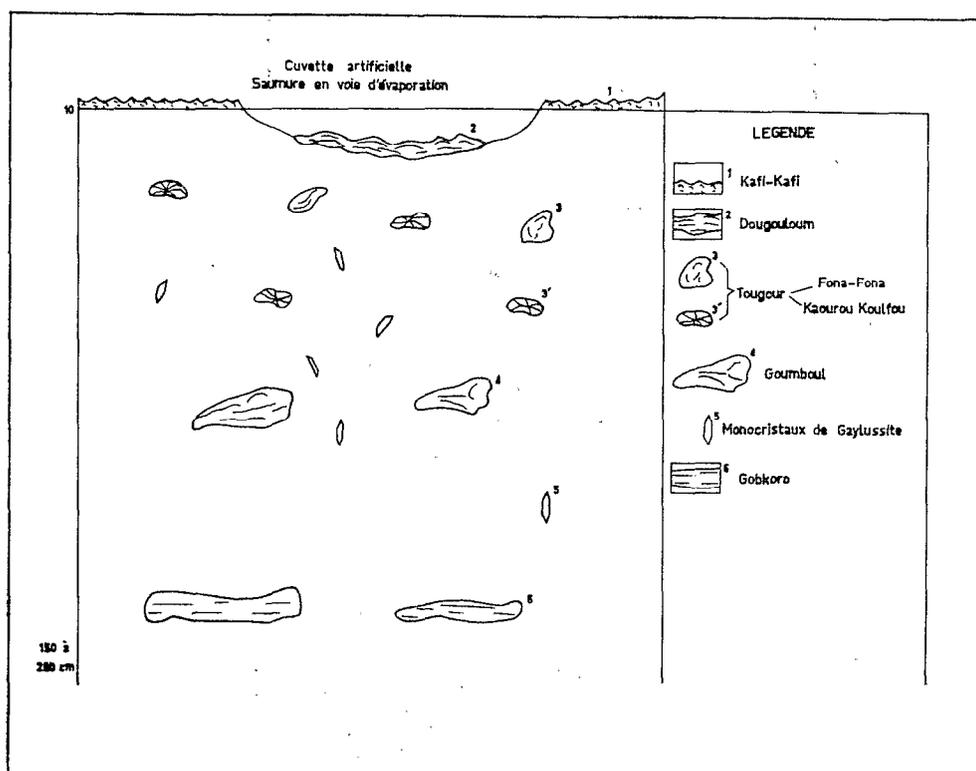


Figure 38. - Coupe schématique à travers une saline montrant les rapports entre les diverses variétés de sels cristallisés

Qualité	g/100 g de sel frais										
	Teneur en eau %	Insoluble %	pH	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	HCO ₃ ⁻
Kafi-kafi	14,6	35,2	9,9	0,38	0,23	15,64	0,98	2,55	1,82	15,90	11,47
Dougouloum, biou	19,0	0	10,7	0,06	0,08	29,80	0,31	0,85	0,24	42,00	7,63
fara	35,3	0,3	10,1	0,06	0,08	25,76	0,26	0,64	0,24	30,30	19,53
Tougeour, fona-fona	40,2	1,4	10,0	0,19	0,04	24,28	0,11	0,07	0,24	26,25	23,49
Kaourou-koulfou	40,0	1,7	9,9	0,26	0,04	24,30	0,11	0,07	-	26,40	24,10

Tableau 18. - Analyses chimiques de diverses catégories de "natron"
 Dans le minéral trona Na⁺ = 30,5 %, H CO₃⁻ = 26,9 %, CO₃²⁻ = 26,5 % et H₂O = 15,9 %.

	Mn	Pb	Ga	Bi	Mo	Sn	V	Cu	Zn	Ni	Co	Ti	Cr	Br	Ba	Li	Rb
Kafi - kafi	30	<10	<10	<10	10	<10	10	10	<100	<10	<10	10	3	200	<10	<3	<10
Dougouloum, biou	<3	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10	<100	<10	<10	8	3	3	<10	<3	<10
fara	<3	<10	<10	<10	<10	<10	10	10	<100	<10	<10	3	3	100	<10	<3	<10
Tougeour, fona-fona	10	<10	<10	<10	<10	<10	10	10	<100	<10	<10	10	10	150	<10	<3	<10
Kaourou-koulfou	<3	<10	<10	<10	<10	<10	<10	10	<100	<10	<10	3	3	200	<10	<3	<10

Tableau 19. - Teneurs en éléments traces des diverses variétés de "natron" en ppm.

Le quartz est assez abondant et forme la majeure partie des 35 % d'insoluble. Il est d'origine détritique, apporté par la déflation éolienne des dunes environnantes durant l'époque où souffle l'harmattan.

Les autres variétés sont du trona presque pur ; seules les variétés de *tougour* montrent quelques impuretés. Le *tougour* correspond aux concrétions qui prennent place dans les profils ; lors de la cristallisation, elles emprisonnent de l'argile encaissante, d'où le nom de "natron noir" donné par les sauniers indigènes. La variété *dougouloum* correspond aux cristallisations qui se manifestent dans les bassins évaporatoires creusés jusqu'à la nappe par les sauniers. Celle-ci affleure et s'évapore tout au long de la saison chaude, abandonnant en fin d'évaporation une dalle saline d'une quinzaine de centimètres d'épaisseur. C'est dans cette dalle que les sauniers découpent à partir d'avril, à l'aide d'un pic, des plaques ovales d'un mètre de long sur 50 cm de large pesant environ 45 kg. Ces plaques sont ensuite mises à sécher et sont débarrassées de leurs impuretés argileuses.

Le *dougouloum biou* correspond à du trona presque pur : pas d'insolubles, une teneur en eau de 19 % voisine de celle de la formule théorique (16 %). Tout au plus doit-on noter quelques impuretés chlorurées (0,85 %) et sulfatées (0,24 %). On doit observer au passage que le potassium ne s'intègre que faiblement aux cristallisations (de 0,1 à 0,9 %). Comme il est, en plus très peu représenté dans les saumures résiduelles par rapport à sa concentration dans les eaux diluées, il semble bien que son "piégeage" soit assuré au niveau des transformations ou agradations argileuses.

D. EXAMEN DE LA PARAGENESE DANS LES PROFILS

L'actuelle distribution des sels qu'on observe dans les profils est la *résultante de deux mécanismes*. Par un examen détaillé des profils il est possible de distinguer (MAGLIONE, 1970) deux types de différenciation.

- Une différenciation latérale et verticale correspond aux précipitations chimiques lors des phases successives d'assèchement de l'interdune. Les différents minéraux se sont disposés latéralement, des bords vers le centre, par ordre de solubilité croissant. C'est ce que je nomme la *paragenèse syngénétique*. Elle est le plus facilement observable dans

les interdunes où les remontées capillaires n'ont pas tout oblitéré.

Cette différenciation a été fonctionnelle dans certains des lacs les plus minéralisés qui se sont asséchés à la suite de la baisse continue du lac Tchad. C'est ainsi qu'au lac de Bodou, asséché en 1970, la zonation latérale était nahcolite - trona - halite avec de fins agrégats de magadiite dans les parties centrales. Elle est également fonctionnelle dans l'ouadi de Napal, petit lac à assèchement annuel, de faciès chlorosulfaté sodique.

- Une différenciation plus anarchique correspond aux remontées capillaires actuelles à partir de la nappe peu profonde. Là aussi, la zonation latérale et verticale correspond aux sens de circulation des eaux mères. C'est ce que je qualifie de *paragenèse diagénétique précoce*.

Les eaux mères, dans les deux cas, sont voisines sinon identiques, aussi les mêmes minéraux sont-ils communs aux deux paragenèses. Cependant les *habitus* sont fondamentalement différents. C'est ce que je me propose de décrire maintenant pour certaines des cristallisations dont il est possible d'établir une chronologie relative.

a) La gaylussite

1. les cristaux de gaylussite qui correspondent à une cristallisation directe à partir d'une tranche d'eau aérienne submergeant l'interdune, se produisent dans les premiers stades de concentration des eaux lacustres. On a examiné cette étape dans le cas du polder de Djiboulboul. La précipitation de gaylussite prend place après le délestage par les eaux interdunaires d'une partie de leurs ions calcium ; le sodium, dont la teneur relative se trouve ainsi enrichie, atteint alors une activité suffisante pour que le produit d'activité ionique de la gaylussite excède la constante d'équilibre.

La génération de cristaux de gaylussite relevant de ce mécanisme de mise en place se présente sous forme de monocristaux automorphes de petite taille (2 à 5 mm), dépourvus d'impuretés, non maclés. Ils sont disposés à plat selon leur face la plus allongée, sur de fins lits sableux qui se suivent d'un bord à l'autre de l'interdune. Ils respectent la stratification des argiles encaissantes. La finesse des cristaux, leur pureté

montrent qu'il s'agit d'un dépôt primaire, à partir de solutions faiblement saturées, sous une faible tranche d'eau. Les lits sableux correspondent à un saupoudrage éolien depuis les dunes environnantes et marquent la fin du cycle lacustre précédent, par suite d'un assèchement localisé ou d'une aridification plus générale.

Il est donc logique de rencontrer ces fins lits de gaylussite en début d'ingression lacustre. Le plan d'eau de la nappe s'est élevé, a envahi l'interdune. Ces premiers stades sont peu concentrés comme dans l'exemple de Djiboulboul.

2. Les cristaux de gaylussite distribués dans les profils par des mécanismes de remontées capillaires ont un habitus et une forme fondamentalement différents. Leur taille, importante, peut atteindre 3 cm. Automorphes, maclés en rameaux, ils incluent des particules argileuses ou organiques et ne respectent pas le litage des argiles encaissantes. Fréquemment ils remplissent des fentes de dessiccation, plus ou moins comblées par du sable venu de la surface. Entre les cristaux, l'argile, dont les laminations sont souvent soulignées par de la matière organique, est plissotée ; elle épouse parfois les contours du cristal.

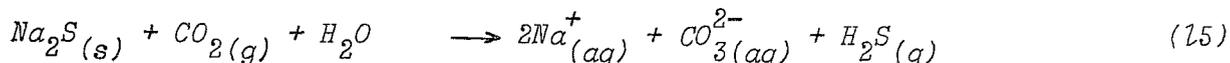
Il apparaît que cette génération cristalline s'est mise en place postérieurement aux argiles, alors qu'elles possédaient encore toute leur plasticité. Les remontées capillaires à partir de la nappe peu profonde ont fourni les ions nécessaires à la croissance des cristaux.

Une étude isotopique du rapport $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ serait intéressante à conduire sur les individus des deux générations. En effet la gaylussite syngénétique proviendrait d'eaux peu concentrées, n'ayant pas subi de traçage isotopique notable. En revanche, la gaylussite diagénétique correspondrait à des eaux déjà évoluées et sans doute isotopiquement plus marquées.

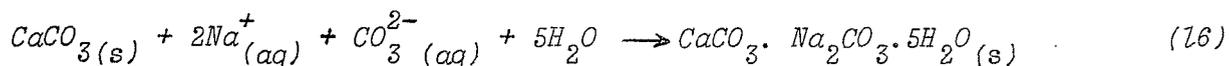
En 1970, j'avais proposé cette explication qui fait intervenir deux mécanismes se succédant dans le temps. CHEVERRY *et al* (1972) la confirment à la suite de l'étude des polders de Bol. Leur étude micro-morphologique des vases montre que le "salant blanc" (calcite, gaylussite et trona) correspond à une "précipitation saline directe à partir d'une eau de submersion". Le "salant noir" qui lui succède, formé de trona ayant dissous la matière organique, correspond à une remontée

capillaire. De la même manière, le relais d'une phase d'accumulation carbonatée sodique (alcaline) par une phase sulfatée sodique et calcique (saline) a été mis en évidence.

Le schéma de la mise en place de la gaylussite de capillarité peut se concevoir de la manière suivante. Depuis les études des auteurs russes (KOVDA *et al.*, 1968), on sait que les bicarbonates et carbonates alcalins peuvent se former par des réactions de réduction dans les milieux à potentiel redox fortement négatifs (Eh = -400 mV), selon la réaction :



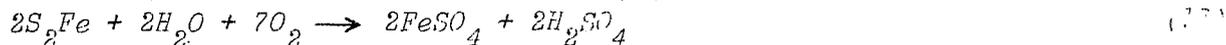
Dans le mètre supérieur, au-dessus de la nappe phréatique, la valeur moyenne du Eh est de -255 mV et le $\delta^{13}C$ PdB est de -20 ‰. L'hydrogène sulfuré formé se dégage, tandis que les ions carbonates formés réagissent avec le carbonate de calcium diffus dans des microhabitats pour former de la gaylussite, selon la réaction :



Le milieu est ici anaérobie, mais l'intensité de l'anaérobisme est moindre qu'au niveau de la nappe. L'argile a une couleur brune et montre des taches isolées de réoxydation. Le milieu peut communiquer avec l'atmosphère par de profondes fentes de dessiccation qui, remplies de sable, demeurent fonctionnelles.

Dans les cinquante centimètres supérieurs, directement au-dessous de la surface du sol, l'aération est de nouveau pleinement assurée grâce aux têtes des fentes de dessiccation qui se forment dès la fin de la saison des pluies et se remplissent de sable apporté par la déflation des dunes environnantes, principalement en période d'harmattan. La couleur de l'argile prend une teinte vert pomme, l'Eh de l'eau interstitielle devient positif (+ 145 mV).

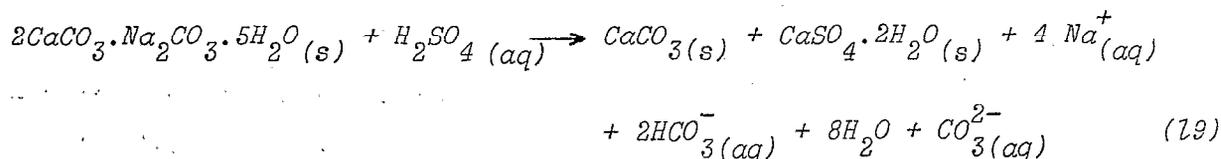
A ce niveau, les sulfures vont être oxydés et une certaine quantité d'acide sulfurique sera libérée :



A ce niveau la couleur verte de l'argile est, principalement due à la présence de sulfate de fer qui peut être hydrolysé :



L'acide sulfurique sera immédiatement neutralisé au contact des carbonates alcalins, notamment des cristaux de gaylussite selon la réaction :



Ainsi dans les 50 centimètres supérieurs de la plupart des profils étudiés, on n'observe plus de cristaux de gaylussite, mais simplement leurs empreintes dans l'argile sous forme de cavités occupées par de petits cristaux noirs de calcite et des microcristaux de gypse.

En remontant, dans le profil on peut voir macroscopiquement toutes les étapes de la dissolution de la gaylussite depuis le cristal intact en passant par le cristal carié, corrodé et progressivement envahi par les cristaux de calcite.

Cette pseudomorphose de gaylussite en calcite est bien connue des géologues hollandais (CALKER, 1897) et anglais. Dans les argiles fluviales de Jarrow, elle a été décrite par TRECHMANN (1901) qui lui a donné le nom de jarrowite. Elle a même été trouvée dans des boues calcaires du Permo-Carbonifère en Australie où elle a reçu la dénomination de glendonite (WHITEHOUSE, 1933 ; RAGGAT, 1938 ; HODGE-SMITH, 1938).

L'examen d'une lame mince a permis de mettre en évidence la succession de trois événements dans la mise en place des sels et d'en déterminer la chronologie relative. Dans une concrétion ovoïde de magadite, on remarque des empreintes de cristaux de gaylussite, partiellement remplies de microcristaux noirs de calcite. La succession a été la suivante :

- mise en place des cristaux de gaylussite, vraisemblablement par diagenèse, étant donné leur taille ;

- mise en place de la concrétion de magadiite qui perturbe le litage argileux et emprisonne outre les cristaux de gaylussite déjà cités, de la matière organique et de l'argile. Cette magadiite résulte de mécanismes capillaires;

- enfin dans un troisième temps, il y a eu destruction et remplacement de la gaylussite par la calcite selon le schéma proposé plus haut.

b) La magadiite

Je parlerai plus en détail des deux habitus sous lesquels se présente la magadiite dans le chapitre traitant des néoformations silicatées. Néanmoins, disons maintenant qu'il est possible à l'examen macroscopique de distinguer une *magadiite syngénétique* d'une *magadiite diagenétique*. Cette dernière se présente fréquemment sous forme de concrétions tubulaires, en couronnes dont la surface est boursouflée ; EUGSTER (1969) a fait les mêmes observations au lac Magadi. Il attribue ces figures à des dégagements gazeux dus à la fermentation de la matière organique dans un matériau encore plastique.

Plus récemment, CHEVERRY *et al* (1972) ont attribué les boursoufflures de la surface du sol des polders à ce que les pédologues dénomment aëropédoturbations (JONGERIUS, 1970). Il s'agit de formes en champignons de 1 à 3 cm de diamètre, creux et constitués de cristaux de trona et de matière organique ("salant noir"). Ils résultent des dégagements et des montées de gaz (méthane) produits par la fermentation de la matière organique en milieu confiné et réducteur, par suite de l'imperméabilisation des horizons de surface.

2.- LA VOIE OXYDANTE CHLORO-SULFATÉE.

On prendra l'exemple de *l'île de Napal* dans l'archipel du lac Tchad. Il a fait l'objet d'une publication préliminaire (MAGLIONE, 1970) dont je résumerai l'essentiel ; j'insisterai plus longuement sur les résultats analytiques obtenus au cours de deux autres missions (1970 et 1971) et replacés dans une interprétation plus thermodynamique des faits.

L'ouadi de Napal est situé à 30 km au SE du village de Bol, dans la zone de l'Archipel. Ses coordonnées sont 13°18' de latitude nord et 14°58' de longitude est. L'archipel est constitué par une multitude

d'îles aux formes complexes qui correspondent aux sommets, plus ou moins arasés, des dunes de l'erg ennoyé du Kanem. Sur ces îles existent de légères dépressions peu marquées (dénivelées de 2 à 3 m) dont l'assèchement ou la mise en eau par affleurement de la nappe phréatique sont commandés par les fluctuations annuelles et interannuelles du lac Tchad (fig. 27).

Le modelé peu accentué de ces ouadis, tout comme celui des lacs du plateau de Bir-Louri (cf. chap. IV) conduit à une *dépression hydrogéologique peu accentuée* voire nulle. Cette disposition est le facteur déterminant de la dynamique des sels solubles.

L'ouadi de Napal se présente sous une forme ovoïde. Orienté N.NW-S.SE, il est de dimensions modestes (300 m sur 100 m). La surface effectivement exploitée n'était que d'un hectare au moment de l'étude.

A. EVOLUTION DE LA NAPPE PHREATIQUE

Dans le tableau 20 sont reportés les résultats analytiques concernant l'ouadi de Napal et le lac de Kangallom. Les prélèvements ont été effectués selon une séquence (fig. 39) depuis le rivage est de l'île (E_{40} , Na_1) jusqu'à la bordure ouest de l'île (Na_5) en passant par le lac lui-même (Na_4 , E_{43}). Pour le lac de Kangallom, on a effectué les prélèvements depuis la bordure ouest (Kan_1) jusqu'au flanc est de l'interdune (Kan_6) occupée par le lac (Kan_5).

Durant son cheminement dans la dune, la nappe phréatique est relativement profonde (130 à 420 cm) ; elle est, de plus contenue dans un aquifère sableux, au moins pour sa partie supérieure. Le rôle protecteur efficace des sables contre l'évaporation a été récemment rappelé (FONTES *et al.*, 1969). En conséquence les changements de composition relative et absolue qu'on observe dans la nappe ne paraissent pas entièrement imputables à des mécanismes de concentration par évaporation capillaire.

En ce qui concerne les cations alcalino-terreux, on ne remarque tout d'abord qu'une minime (0,5), voire nulle (pour le calcium) augmentation de la concentration des ions Ca^{2+} et Mg^{2+} entre l'eau du lac Tchad (Na_1 , E_{40}) et celle de la nappe phréatique (Na_2), à mi-chemin entre le rivage et le flanc nord-est de l'ouadi. Pendant ce trajet, la minéralisation

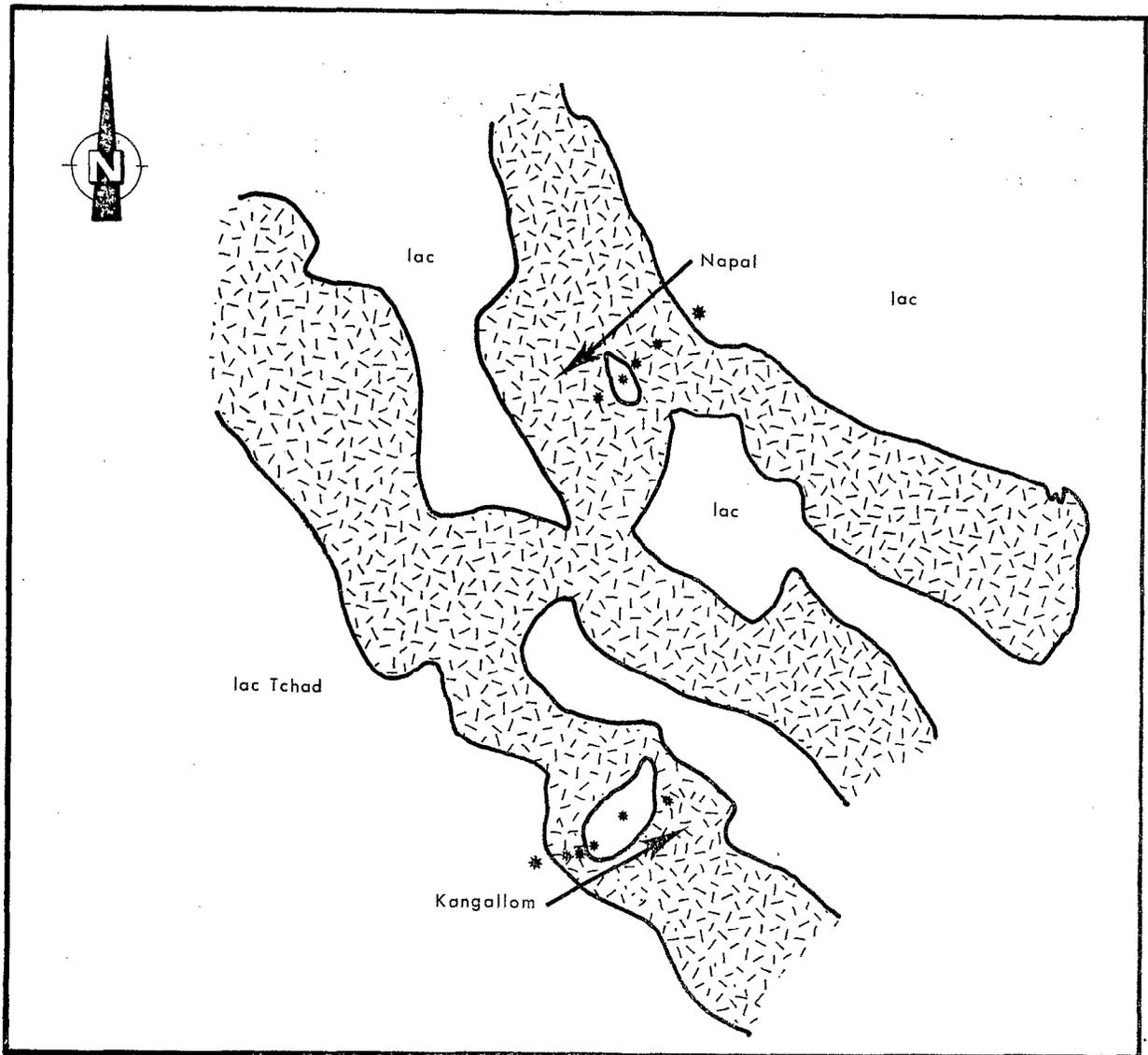


Figure 39. - Carte de situation schématique de l'île de Napal

n°	Profond., cm	T°C	Conductivité mhos.cm ⁻¹	pH	Eh mV	SiO ₂ mg.l ⁻¹	Charge soluble, g.l ⁻¹	mole. l ⁻¹									
								Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	Cl ⁻	SO ₄ ²⁻	CO ₃ ²⁻	NO ₃ ⁻		
Na ₁	0,	30,8	0,26	7,4		65,0	0,29	0,52	0,34	0,73	0,20	0,03	0,05	0,0	2,60		
Na ₀	0,	29,8	0,38	8,1	+390	91,0	0,39	0,53	0,47	1,68	0,35	0,26	0,11	0,03	3,25		
Na ₂	420	30,2	2,00	7,7		65,0	1,61	0,52	0,50	17,0	0,60	3,30	1,65	0,0	13,00		
Na ₁		30,1	11,30	8,2	+490	72,5	11,56	6,20	6,60	124,0	4,00	43,6	37,5	1,07	46,98		
Na ₃	128	30,4	22,00	7,4		80,0	18,51	11,00	9,50	230,0	2,20	110,0	75,0	0,0	20,00		
Na ₂		30,3	49,00	9,3	+400	90,0	276,09	8,55	3,45	4120,0	290,0	3000	480	112,07	170,42		
Na ₄	0,0	29,8	140,00	9,1		140,0	375,91	0,50	2,60	5400,0	250,0	2000	1550	112,0	252,9		
Na ₃	0	31,2	143,00	9,4	+425	160,0	407,19	1,40	3,05	6000,0	470,0	4200	750	233,91	256,59		
Na ₅	85	30,2	9,50	7,5		68,0	7,94	7,00	6,00	80,0	2,70	29,0	32,5	0,0	22,0		
Kan 1	0	31,2	0,13	7,8		58,0	0,18	0,26	0,23	0,42	0,12	0,01	0,10	0,0	1,31		
Kan 2	210	30,2	2,10	7,7		65,0	1,86	1,90	1,40	14,50	0,64	3,20	2,25	0,0	15,50		
Kan 3	55	30,4	11,50	7,7		73,0	10,37	3,20	6,25	120,0	2,50	40,0	35,0	0,0	38,0		
Kan 4	0	29,9	23,00	9,1		80,0	18,83	0,50	3,80	250,0	3,60	78,0	70,0	8,96	44,03		
Kan 5	0	29,8	125,00	9,5		170,0	407,33	0,40	2,40	5900,0	210,00	2300,0	1300,0	502,87	442,13		
Kan 6	45	30,3	7,90	7,5		61,0	6,84	2,90	3,45	77,0	1,40	21,0	24,0	0,0	27,0		

Tableau 20. - Composition chimique de la nappe phréatique des îles de Napal et de Kangallom

globale de la nappe a augmenté de près de 10 fois. Par la suite, les concentrations de ces deux ions ne font que diminuer pour atteindre des valeurs très faibles dans les saumures les plus concentrées (Na_4 , E_{43}).

En revanche les alcalins voient leur concentration augmenter sans cesse le long de cette toposéquence.

Pour ce qui est des anions on peut constater une nette différence entre le comportement des espèces carbonatées d'une part et les chlorures et sulfates d'autre part. Les premiers (HCO_3^- et CO_3^{2-}) n'augmentent que dans des proportions minimes, sans commune mesure avec l'augmentation que devrait leur conférer le processus évaporatoire et sans aucune relation avec l'augmentation de la salure globale.

Les teneurs en chlorures et en sulfates croissent de façon importante durant leur cheminement dans la dune ; l'augmentation est dans cette première étape plus marquée pour les sulfates. Par la suite, entre l'eau de la nappe du flanc est de l'ouadi et les saumures centrales, les teneurs en Cl^- et SO_4^{2-} n'augment que modérément, notamment pour ces derniers. On voit bien là l'influence de la précipitation et du nourrissage constant de la dalle saline qui avait déjà commencé à précipiter au moment de l'étude. Cette dalle recouvrait les parties centrales de l'ouadi ; elle est en majeure partie constituée de thénardite (60 % de sulfates dans la dalle). Cette précipitation soustrait autant d'ions sulfates aux saumures surnageantes qui s'enrichissent en chlorures. Ces derniers ne commencent à précipiter que plus avant dans la saison sèche.

Dans les saumures, les bicarbonates et surtout les carbonates s'enrichissent également par suite de la précipitation des sulfates, mais aussi par adjonction de CO_2 biogénique au milieu comme cela se produit dans les saumures affleurantes des natronières.

Les variations qui affectent les ions ne peuvent pas s'expliquer par le jeu d'une concentration uniquement évaporatoire. En effet, les courbes expérimentales (fig. 40) que j'ai pu établir à partir d'eaux lacustres du rivage septentrional du lac Tchad, moyennement concentrées (1 mmho.cm^{-1}) montrent une évolution bien différente. Par évaporation à 40°C , la séquence d'enrichissement observée dans le liquide qui s'évapore est Cl^- , CO_3^{2-} , SO_4^{2-} . On retrouve l'ordre de cristallisation des sels alcalins les plus solubles qui sont, dans l'ordre, mirabilite - trona - halite.

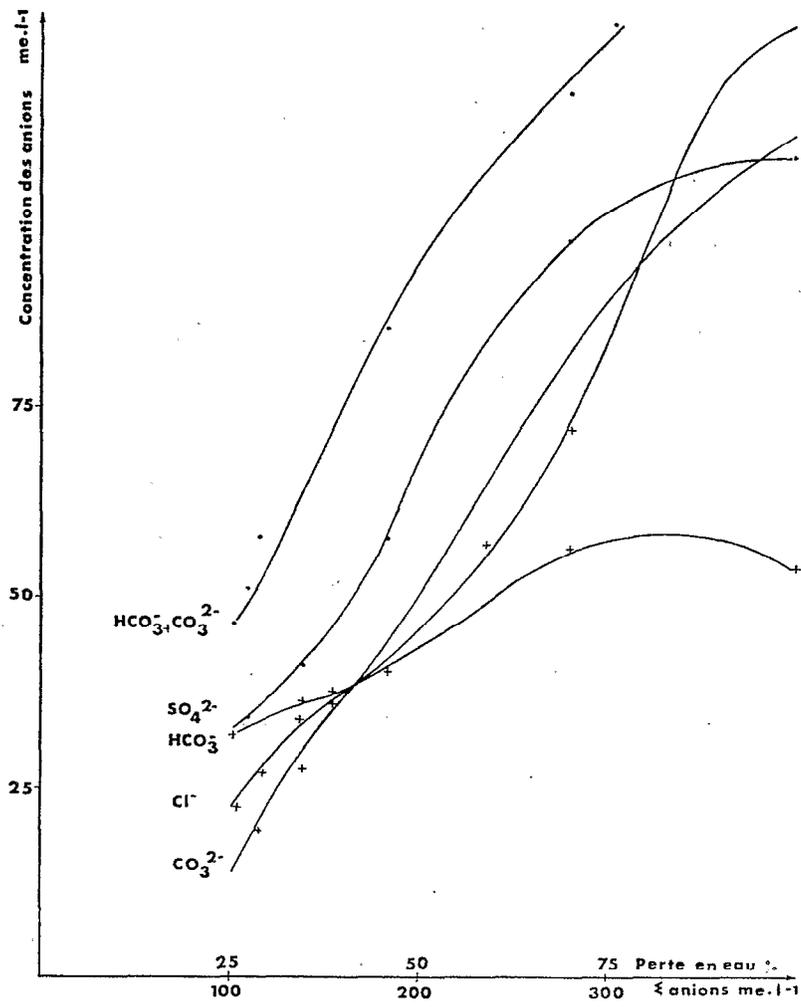
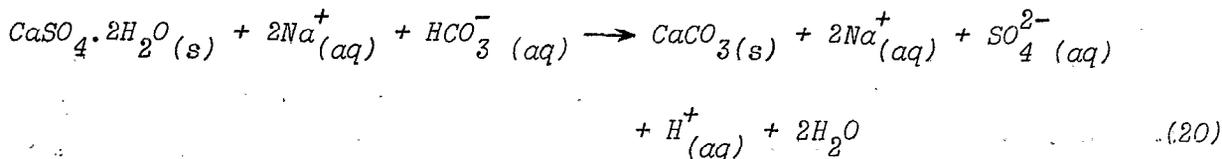


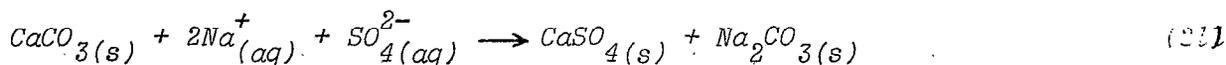
Figure 40. - Courbes de concentration expérimentales des ions à 40°C

J'ai envisagé (MAGLIONE, 1970) diverses hypothèses pour expliquer l'évolution chimique particulière de la nappe de Napal. La plus plausible à l'époque me paraissait être celle d'une réaction d'eaux bicarbonatées et carbonatées sodiques avec des sels sulfatés comme le gypse selon le schéma :



Cette réaction est communément invoquée par les pédologues depuis les travaux de HILGARD (1906) et GEDROITZ (1928). Dans les polders de Bol, CHEVERRY *et al.*, (1972) viennent encore d'y faire appel pour expliquer le passage d'une salure alcaline à une salure saline des sols. Cependant cette explication n'est guère satisfaisante aussi bien dans le cas qui nous occupe que dans celui des polders.

En effet, la précipitation de gypse au sein de sédiments lacustres exondés, dans les premières étapes de concentration de la nappe phréatique, est un fait maintenant reconnu. Elle s'effectue à la suite de la structuration du matériau qui s'aère par de larges fentes de dessiccation. Le soufre est bloqué à l'état de sulfures (étape du lac interdunaire). Avec l'aération du milieu les sulfures s'oxydent, passent à l'état de sulfates et se combinent avec le calcium échangeable ou avec celui des carbonates. Cette *décalcification initiale* du matériau a été très bien observée dans le cas des polders hollandais, par ENTE (1964) notamment. La réaction peut être schématiquement représentée :



Il est vraisemblable que les quelques cristaux de gypse que l'on rencontre dans les natronières se sont mis en place par cette voie. Cet événement se produit au début de l'évolution des eaux, avant que le milieu ne se confine de façon irréversible.

Toutefois si cette réaction peut être invoquée à l'échelle de microhabitats dans les polders, elle ne peut expliquer le changement radical du chimisme d'une nappe à l'échelle d'une île et qui plus est dans un aquifère sableux. Depuis de récents sondages de la F.A.O. on sait que

dans la région du lac Tchad, l'erg du Kanem repose sur une série argileuse continue de 180 à 430 m d'épaisseur. Attribuée par SERVANT (1973) au Plio-Pléistocène ancien, cette "série de Padelanga" affleure dans la région de Beurkia. Elle se présente sous forme d'argiles gypseuses et de bancs gypseux massifs. A Bol et dans la région des "natronières", elle se trouve à la cote 220 m, soit 60 à 70 m au-dessous des argiles interduinaires ("série de Labdé") ; on ignore si elle est gypsifère.

Si l'on veut faire appel au gypse de cette série pour expliquer les variations chimiques de la nappe phréatique dunaire, il faut admettre d'importants échanges et circulations entre cette dernière et les nappes profondes par des mises en charge régionale ou locale. Cette hypothèse me paraît peu probable.

En premier lieu, il convient de signaler que quoique peu concentrées dans cette partie de l'Archipel, les eaux du lac Tchad ont déjà un spectre cationique dominé par les alcalins sur les alcalino-terreux, notamment en ce qui concerne le sodium par rapport au calcium (cf. tableau 20). Dans les bras du lac du rivage de la cuvette nord, il faut atteindre des conductivités de l'ordre du millimhos pour assister à une telle inversion du spectre cationique.

L'explication qui me paraît la plus vraisemblable dans le cas de Napal, Kangallom et Ngarangou peut être schématisée en deux diagrammes (fig. 41 et 42). La figure 41 est un diagramme $\log aCa^{2+} \cdot a^2HCO_3^-$ versus $\log P_{CO_2}$. Il permet de visualiser l'état de saturation des eaux vis-à-vis de la calcite et de suivre l'évolution de la pression partielle de CO_2 , au niveau de la nappe phréatique, durant son cheminement dans l'aquifère dunaire.

Les eaux de la nappe de Napal et de Kangallom ont été reportées sur ce diagramme. Pour ce faire, on a calculé par l'intermédiaire d'un programme la force ionique du milieu, les activités des ions et la pression partielle de CO_2 (cf. in GARRELS et MACKENZIE, 1967). La droite en trait plein qui sépare le diagramme en deux domaines correspond à la droite de saturation en calcite ; la partie supérieure correspond au domaine des solutions sursaturées ; la partie inférieure, au domaine des solutions sous-saturées.

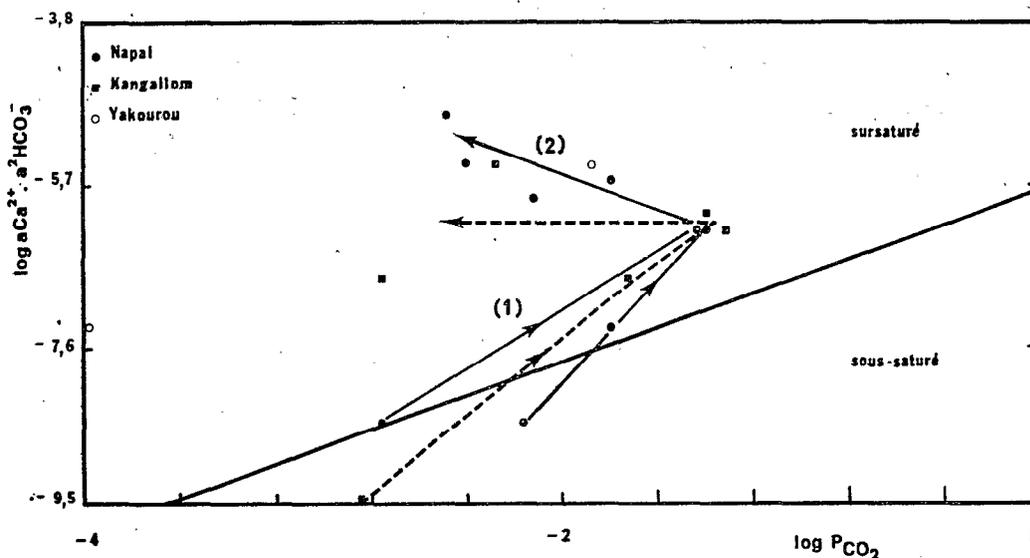
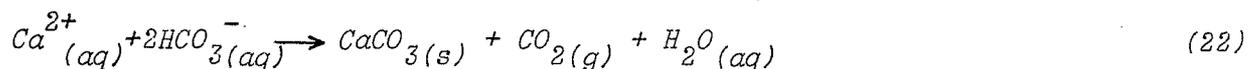


Figure 41. - Diagramme de saturation en calcite des eaux de la nappe de Napal

Les eaux du lac Tchad sur le rivage de l'île de Kangallom et de Napal sont sous-saturées ou juste saturées (E_{40}) vis-à-vis de la calcite. Leur pression partielle de CO_2 est comprise entre $10^{-2,9}$ à $10^{-2,2}$; elles sont en déséquilibre par rapport à la pression de CO_2 atmosphérique. Dès qu'elles pénètrent dans l'aquifère dunaire, elles deviennent sursaturées vis-à-vis de la calcite de plus d'un ordre de grandeur ; leurs pressions partielles de CO_2 se regroupent de façon homogène aux alentours de $10^{-1,3}$. Cet accroissement de la pression partielle de CO_2 accompagne l'augmentation de la minéralisation totale des eaux. Durant son trajet dans la dune, la nappe phréatique se trouve donc en position de précipiter de la calcite et ce d'autant plus que le matériau sableux n'étant pas fermé à l'atmosphère, le CO_2 tendra à se dégager et à rétablir l'équilibre entre le CO_2 atmosphérique et celui de la nappe. C'est cette tendance qui se traduit, à mesure que l'on se rapproche des eaux affleurantes des interdunes et que la nappe phréatique se rapproche de la surface, par l'inversion du sens des flèches dans le diagramme. Les eaux deviennent de plus en plus saturées vis-à-vis de la calcite, leur pression partielle de CO_2 diminue et tend, sans l'atteindre ($10^{-2,8}$) vers celle de l'atmosphère.

Ce diagramme nous enseigne en conséquence que durant leur trajet dans la dune, les eaux de la nappe se délestent de leurs ions Ca^{2+} et HCO_3^- et quantitativement de façon importante si l'on en juge

par leur degré de saturation vis-à-vis de la calcite. Dans la nappe dunaire les pH sont basiques, mais inférieurs à 8,3 ; l'espèce carbonatée dominante sera donc l'ion bicarbonate. La réaction de précipitation de la calcite, qu'on peut écrire sous la forme



soustrait à la solution restante 2 ions bicarbonates pour chaque ion calcium. On comprend dès lors que la précipitation de ces deux ions enrichit de façon relative les teneurs des autres éléments. Ces derniers se concentrent ensuite par évaporation capillaire, lorsque la nappe est à une profondeur permettant à ce mécanisme de jouer, ou bien par évaporation directe dans la partie affleurante de leur trajet.

Cette évolution différentielle des ions les uns par rapport aux autres apparaît nettement si l'on compare les facteurs de concentration de chaque ion d'un point de prélèvement au suivant (MAGLIONE, 1970). On obtient l'ordre d'enrichissement suivant : $Cl^{-} - SO_4^{2-} - Na^{+} - K^{+} - (HCO_3^{-} + CO_3^{2-}) - Mg^{2+} - Ca^{2+}$.

Il convient de remarquer que la silice présente un facteur de concentration minime (1,8) entre l'eau de la nappe la moins concentrée et les saumures affleurantes. Ce comportement est dû aux pH peu alcalins, par suite de la dominance des ions chlorures et sulfates sur les espèces carbonatées.

Le diagramme nous enseigne également que la première partie du trajet des eaux se fait dans un milieu relativement fermé (augmentation des p_{CO_2}), la seconde partie dans un milieu relativement ouvert (baisse de P_{CO_2}). Cette évolution est liée à la profondeur du niveau piézométrique de la nappe par rapport au sol.

La figure 42 précise la tendance mise en évidence dans le précédent diagramme. Pour chacune des analyses, on a reporté le logarithme décimal de la somme carbonates + bicarbonates (en moles), c'est-à-dire l'alcalinité totale, en fonction du pH. La zone A correspond aux eaux du lac Tchad sur les rivages de l'île ; les eaux du groupe B à celles de la nappe dunaire et celles du groupe C aux saumures affleurantes de l'ouadi de Napal et aux eaux du lac de Kangallom. Plusieurs enseignements peuvent être tirés de l'examen de cette figure.

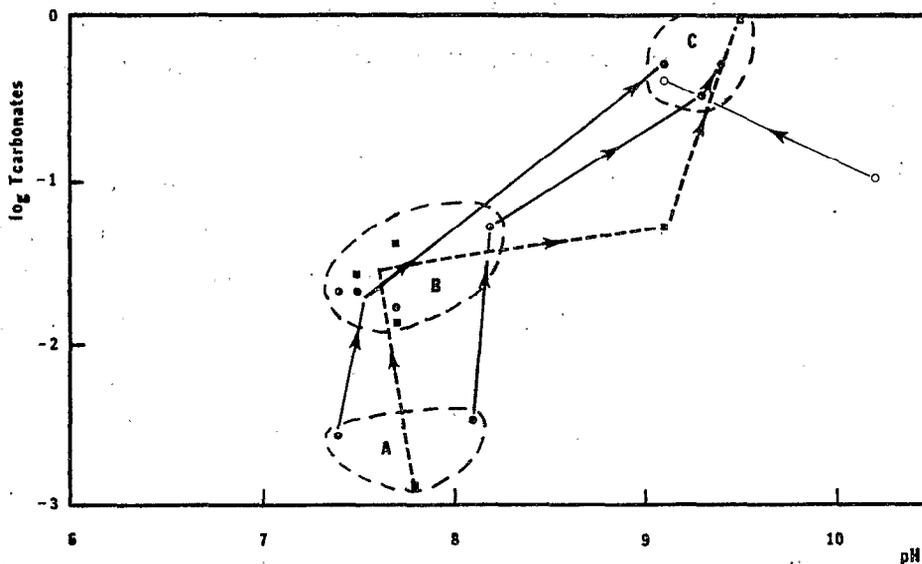


Figure 42. - Corrélation entre l'alcalinité totale et le pH des eaux de la nappe de Napal

Les eaux de la nappe dunaire (B) présentent une augmentation d'environ un ordre de grandeur de leur alcalinité totale par rapport aux eaux du lac Tchad (A). Cet accroissement de la teneur en bicarbonates s'opère sans augmentation du pH qui demeure inférieur à 8,0 et voisin de 7,5. Dans la transversale de Kangallom, l'augmentation de l'alcalinité s'accompagne même d'une baisse sensible du pH. Cette tendance a deux significations majeures. En premier lieu, l'augmentation de l'alcalinité ne peut être due qu'à l'évaporation. En second lieu, la constance ou la diminution du pH qui accompagne cet accroissement de l'alcalinité est caractéristique d'un milieu moyennement ouvert à l'atmosphère. On examinera plus en détail le comportement des espèces carbonatées en milieu ouvert et en milieu fermé au neuvième chapitre. Disons déjà que dans un milieu fermé qui n'est plus en contact avec l'atmosphère, la pression partielle de CO_2 de la nappe n'est plus fixée par celle de l'atmosphère ($10^{-3,5}$), mais peut varier, ce qui affecte le mode de distribution des espèces carbonatées et donc le pH. Un tel milieu qui se concentre voit nécessairement son pH diminuer ; cette tendance est renforcée lorsqu'il s'y ajoute la production de CO_2 biogénique, comme dans les "natronières".

Dans le cas présent, de même que dans celui de Ngarangou, on peut dire que le milieu est suffisamment fermé pour freiner l'équilibration

entre le CO_2 atmosphérique et celui de la nappe, mais qu'il ne l'est pas assez au point d'empêcher toute évaporation de la nappe et corrélativement sa concentration.

Lorsque les eaux de la nappe phréatique deviennent affleurantes dans les deux lacs de Napaï et de Kangallom (C), elles se délestent de leur CO_2 (cf. fig. 41) et tendent à s'équilibrer avec la pression partielle de CO_2 atmosphérique. Parallèlement, l'évaporation directe les concentre. Cette concentration qui s'opère en milieu ouvert et à PCO_2 plus ou moins fixé par celui de l'atmosphère, s'accompagne d'une augmentation de pH très sensible.

On voit donc par cet exemple une opposition nette entre deux types de milieu : ouvert et fermé.

Dans le milieu ouvert, si les espèces bicarbonatées sont dominantes parce que non piégées à l'amont de la séquence, une augmentation de concentration s'accompagnera d'un accroissement de pH.

Dans le milieu fermé, toujours si les espèces bicarbonatées dominent le spectre anionique, une augmentation de la concentration s'accompagnera d'une baisse du pH.

Mais la nature n'est jamais aussi tranchée dans ses affirmations. Un milieu n'est jamais totalement ouvert ni complètement fermé. Des nuances apparaissent, par exemple avec l'adjonction de CO_2 biogénique dans les milieux confinés réducteurs. Lorsque les espèces carbonatées deviennent accessoires devant les chlorures et les sulfates, le pH se libère de ses relations de dépendance vis-à-vis du CO_2 , et tend vers des valeurs moins alcalines.

On entrevoit dès lors que le comportement de la silice, très sensible aux variations de pH, va dépendre, et du milieu (confiné ou drainé) et du faciès chimique de la nappe (carbonaté ou chlorosulfaté). Mais les deux sont interdépendants. Le rôle inhibiteur des néoformations silicatées que j'avais accordé aux sulfates (MAGLIONE, 1970) est en fait à attribuer au pH, lui-même dépendant du milieu et du faciès anionique des eaux.

B. LA PARAGENESE EVAPORITIQUE

Dès le mois de janvier, à l'aide de grattoirs et de pics les habitants du village de Napal récoltent les parties de la dalle saline qui s'exondent progressivement avec la baisse du lac Tchad et du lac de Napal.

Cette dalle saline, de 15 à 20 cm d'épaisseur, est constituée d'une alternance millimétrique de lits massifs de thénardite séparés par des géodes tapissées de microcristaux de halite. En fin de saison sèche, lorsque les saumures sont enrichies en chlorures, il y a individualisation à la surface de cette dalle de trémies de halite très vivement colorée en rose (algues ou bactéries). Ces cristaux très purs sont ramassés par les sauniers et commercialisés sur les marchés indigènes de Bol, Kouilorom et Doum-Doum.

Dans le tableau 21 figurent les analyses d'un échantillon moyen de la dalle saline (K_2), des trémies de chlorure de sodium (K_3) et du sédiment argilo-limoneux (K_1) prélevé dans un profil du flanc sud-est de l'ouadi. Ce sédiment se termine en biseau sur les flancs sableux du lac ; il forme le soubassement sur lequel se dépose la dalle saline.

en g/100 g de sel ou de sédiment sec

N°	Ca	Mg	Na	K	Cl	SO ₄	CO ₃	HCO ₃	% sels solubles	% impuretés
K ₁	0,01	Tr	0,12	0,01	0,09	0,16	—	0,01	—	—
K ₂	0,34	0,46	30,40	0,39	5,71	60,00	—	1,65	98,95	1,05
K ₃	0,80	0,06	38,20	0,39	58,14	1,90	—	1,04	100,53	0,0

K₁ : Argile du flanc de l'ouadi.

K₂ : Dalle saline, tapissant le fond de l'ouadi.

K₃ : Trémies de sel gemme.

Tableau 21. - Composition chimique des sels cristallisés et des sels solubles des sédiments de l'île de Napal

A l'aplomb de la dalle saline, le sédiment argilo-limoneux doit présenter une phase soluble nettement plus concentrée que sur le flanc de l'ouadi. Dans l'échantillon K_1 on voit que la phase soluble est dominée par le sodium, le chlorure et le sulfate, les autres ions étant à l'état de traces. L'échantillon K_2 montre que la thénardite domine largement la halite ($SO_4^{2-} = 60\%$; $Cl^- = 5,7\%$). A cette époque de l'année seule la

thénardite précipite abondamment ; il faudra attendre des concentrations plus fortes, en fin de saison sèche, pour que la halite commence à précipiter.

Les trémies de sel gemme (K_3) montrent une dominance de chlorures et de sodium, avec de faibles quantités de sulfates (1,96 %) et de bicarbonates (1 %) alcalins .

Une analyse quantitative par diffractométrie des rayons X a révélé que l'échantillon K_2 était constitué de 77 % de thénardite, 23 % de halite et 0,1 % de nahcolite. L'échantillon K_3 montre les proportions suivantes : 92 % de halite, 7 % de thénardite, 0,6 % de nahcolite et des traces de *northupite*. Cette analyse confirme l'analyse chimique mais aussi met en évidence l'existence de northupite, $MgCO_3 \cdot Na_2CO_3 \cdot NaCl$. Par des prélèvements répétés en diverses parties de l'échantillon, on a fini par obtenir une zone où ce minéral était présent comme phase majeure. Les raies de réflexion sont données ci-dessous et comparées à celles de la fiche ASTM de référence.

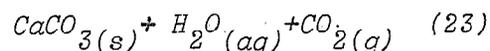
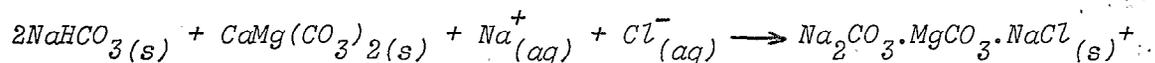
Tchad			ASTM 2 - 0916	
d (Å)	I	hkl	d (Å)	I
8,15	8	111	8,08	50
4,99	6	220	4,96	30
4,06	3	222	4,04	2
3,52	6	400	3,48	20
3,23	5	331	3,21	35
-	-	-	-	-
2,87	5	422	2,863	30
-	-	-	-	-
2,705	9	511,333	2,697	75
2,486	10	440	2,473	100
2,372	5	531,513	2,371	30
2,339	4	442	2,306	16
-	-	-	2,142	18
2,118	7	622	2,111	55
-	-	444	2,019	-
1,965	3	711,511	1,961	-
-	-	-	1,871	-
1,874	1	642	1,822	-
-	-	731	-	-
-	-	-	-	-
1,754	8	800	1,750	6
-	-	-	1,649	-
1,609	7	-	1,624	-

Tableau 22. Diagramme de poudre de la northupite de Napal et de la fiche ASTM de référence.

Le gisement type de la northupite a été décrit en 1895 par FOOTE au lac Searles ; le minéral a été ensuite décrit au lac Borax, dans la formation de la Green River dans le Wyoming et enfin tout récemment au lac Katwé en Ouganda (NIXON *et al.*, 1971). L'île de Napal constitue donc la cinquième localité où ce minéral a été reconnu.

Dans le cas qui nous occupe, l'intérêt de ce minéral n'est pas tant dans sa présence que dans son chimisme très particulier. Dans les saumures affleurantes de l'ouadi, le magnésium se trouve à des concentrations très faibles, de même que les carbonates. D'autres part les études de BRADLEY et EUGSTER (1965) sur le lac Searles, sans être quantitatives, montrent que la néoformation de ce minéral intervient dans des conditions de faible activité de l'eau et de faible pression partielle de CO_2 .

Il paraît probable que la northupite de Napal représente un produit de réaction entre un précurseur dolomitique (ou une dolomite calcique) et des eaux chlorurées sodiques. La réaction pourrait être schématisée ainsi :



La northupite a été synthétisée par SCHULTEN (1896), puis par WILSON et CH'IU en 1934 qui l'obtinrent à 50°C et à une P_{CO_2} de $10^{-0,6}$ atm. Mais rien n'a été fait à ma connaissance pour déterminer son énergie libre de formation. Les conséquences que l'on peut tirer ne peuvent donc être que qualitatives. D'après la réaction (23) on constate que la formation de northupite est favorisée par un abaissement des activités de H_2O et/ou de CO_2 . L'abaissement de l'activité de l'eau est plus important en fin de saison sèche, lorsque les chlorures dominent dans les saumures. Dans le cas de Napal, la pression partielle paraît être un facteur critique, les P_{CO_2} , qui ont tendance à s'équilibrer avec celle de l'atmosphères, étant toujours faibles.

La formation de northupite dans le cas de Napal trouve son intérêt dans le fait qu'elle est actuelle. La formation du précurseur dolomitique pourrait l'être également. Dans les saumures de Napal et de

Kangallom le rapport molaire Mg^{2+}/Ca^{2+} est respectivement de 5,2 et de 6,0 ; ce rapport se rapproche de celui (7) qui est couramment cité dans la littérature comme nécessaire à la formation de dolomite (MULLER, 1972).

La précipitation actuelle de dolomite dans ces faciès évaporitiques serait intéressante à plus d'un titre ; elle demande cependant à être démontrée d'une façon directe.

Dans ce paragraphe on a examiné les deux voies de concentration, réductrice ou oxydante, qui s'offrent aux eaux et aux ions de la nappe phréatique du Kanem. Dans leurs phases précoces, ces deux voies présentent un certain nombre d'évènements en commun ; c'est le cas de la *précipitation de calcite*. A partir de cette *étape fondamentale*, une première dichotomie s'opère. Si la précipitation a lieu à partir d'eaux carbonatées, Ca^{2+} et CO_3^{2-} sont soustraits du milieu en égale proportion molaire. Si la précipitation a lieu à partir d'eaux bicarbonatées, deux ions HCO_3^- sont soustraits pour chaque ion Ca^{2+} . Le premier cas se passe préférentiellement dans les milieux en voie de confinement, où les pH s'élèvent ; le deuxième cas se produit dans les milieux drainés, aux pH neutres ou faiblement alcalins.

Dans les eaux, Ca^{2+} et CO_3^{2-} ou Ca^{2+} et HCO_3^- ne sont jamais dans un rapport de 1 ou 1/2. Si le calcium domine le carbonate ou le bicarbonate, l'eau résultante après précipitation de calcite sera corrélativement enrichie en ions Cl^- et SO_4^{2-} . Dans le cas inverse, l'eau deviendra carbonatée sodique.

Dès lors on entrevoit que le faciès ultime des saumures et, en conséquence, la paragenèse saline va en fait dépendre, moins du milieu de concentration que du *faciès chimique des eaux de départ*.

V. - LE MODELE THERMODYNAMIQUE. Evaporation entre 20° et 35°C et 1 atm de pression totale.

Des différences notables existent entre la croûte efflorescente et les minéraux précipités dans les profils.

La croûte est formée de trona, de halite et de quartz apporté par déflation éolienne des dunes environnantes. Les efflorescences sont le résultat d'une déshydratation complète des saumures, remontées à la surface sous l'effet de l'évaporation capillaire. Elles sont en contact avec l'atmosphère seulement et ne reflètent pas les conditions physico-chimiques qui règnent au sein de la saumure sous-jacente.

En revanche la paragenèse des profils n'est pas un simple résidu d'évaporation ; elle demeure en contact et en équilibre avec les saumures dont elle est issue. En conséquence l'application d'un modèle thermodynamique pour expliquer l'évolution des saumures et les paragenèses observées ne pourra se faire que pour ce dernier type, ou pour celle qui résulte d'un corps de saumure affleurant (bassin d'évaporation, lacs interdunaires).

1. - LE SYSTEME $Na_2CO_3 - NaHCO_3 - NaCl - H_2O$: modèle de concentration en milieu confiné réducteur.

Certaines approximations sont nécessaires avant de confronter les données d'observation et d'analyses au modèle thermodynamique choisi. Dans le cas présent, l'approximation essentielle sera de négliger les sulfates. En effet ces derniers ne représentent au plus que 4 % du spectre anionique dans les parties les plus concentrées de la nappe ; leur molarité est faible ($10^{-2,9}$ à $10^{-1,0}$), comparée à celle des chlorures ($10^{-2,3}$ à 1) et surtout à celle des espèces carbonatés ($10^{-1,5}$ à $10^{+0,37}$).

Leur potentiel chimique est sans cesse maintenu à ces faibles valeurs par les mécanismes de réduction sulfato-bactérien. Leur faible concentration dans les saumures n'altère que très modérément les relations qui existent entre les phases solides dans le système $Na_2CO_3 - NaHCO_3 - NaCl - H_2O$.

La deuxième approximation concerne le potassium dont on ne tiendra pas compte. Sa concentration dans les saumures représente au maximum 3 % de la somme cationique. De plus, on n'a pas mis en évidence de sel potassique.

La troisième approximation réside dans le fait que le diagramme n'est valable qu'à 35°C et 1 atm de pression totale, alors que la température des saumures fluctue entre 28° et 55°C. Les relations entre les phases solides du système ont été déterminées au laboratoire par FREETH (1923), HILL et BACON (1927), WEGSHEIDER et MEHL (1928), MILTON et EUGSTER (1959), EUGSTER (1966). Elles sont résumées dans la figure 43 qui est une projection de JÄNECKE (RICCI, 1951) des surfaces des solutions saturées

th : thermonatrite, tr : trona,
nh : nahcolite, h : halite ;
P : péritectique, E : eutectique.

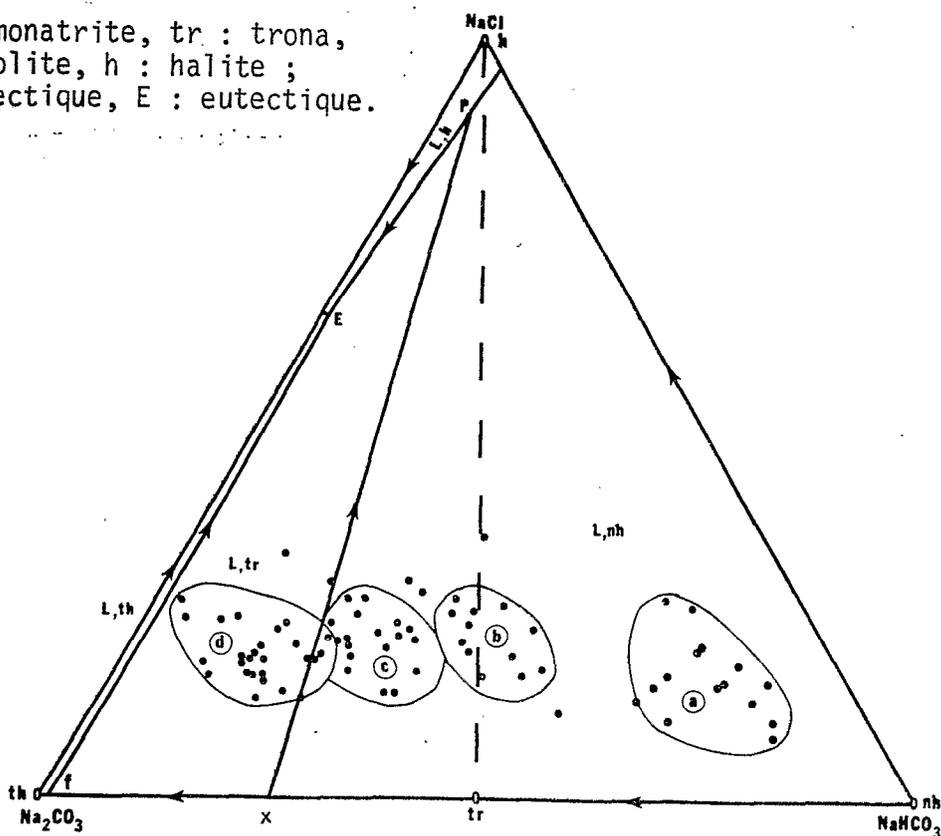


Figure 43. - Relations des phases et composition des saumures de Liwa dans le système $\text{NaHCO}_3\text{-Na}_2\text{CO}_3\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ à 35°C et 1 atm

depuis le sommet de H_2O (perpendiculaire au plan de la figure) sur la base anhydre du tétraèdre de composition. Cette figure correspond donc à un diagramme ternaire des champs de stabilité des phases solides en termes de composition anhydre des solutions coexistantes à l'équilibre.

Comme dans tous les diagrammes exprimés en pourcentages, la faiblesse de cette représentation tient au fait que les concentrations des solutions ne sont pas directement représentées ; en revanche, son intérêt réside dans le fait que les règles pour tracer une direction de cristallisation sont les mêmes que dans le cas des systèmes ternaires sans solution solide (RICCI, 1951).

On a reporté sur ce diagramme les analyses d'eaux qui ont servi à l'établissement de la carte d'isoconductivité (fig. 33) de la saline de Liwa ainsi que les saumures d'une dizaine de "natronnières" (Kaya, Andjia, Bedara, Diklia, cf. fig. 15). Les résultats des analyses sont traduits en pourcentage molaire, en négligeant comme je l'ai dit les ions SO_4^{2-} et K^+ .

Les eaux de la nappe phréatique des salines, dans ce diagramme se regroupent dans quatre domaines. Le groupe (a) correspond aux eaux de la nappe phréatique en bordure des salines, les groupes (b) et (c) représentent respectivement les eaux intermédiaires des bordures ouest et est des salines ; enfin le groupe (d) correspond aux saumures les plus concentrées des parties centrales des salines. Entre les groupes (a) et (d), il existe un très fort gradient de concentration, avec une rupture accentuée au niveau des groupes (a) et (b).

Cette disposition traduit le sens général de circulation des eaux, de l'Ouest vers l'Est, les bordures orientales des salines étant plus affectées par la salure que leurs équivalents occidentaux.

Les eaux les moins concentrées (a) et (b), situées dans le triangle h-nh-tr, doivent sous une évaporation isobarique et isotherme, terminer leur évolution au point P (péritectique) en un mélange de nahcolite + trona + halite + solution. Elles précipiteront successivement de la nahcolite, du trona puis de la halite. Les eaux moyennement concentrées (c) et une partie de (b), situées dans le triangle tr - P - x déposent de la nahcolite, puis atteignent la droite de transition xP. Pendant que le liquide chemine sur cette courbe en direction de P, la nahcolite formée se transforme progressivement en trona. Avant que le liquide n'arrive en P, un point est atteint où la totalité de la nahcolite déposée est transformée en trona. Ce point est obtenu graphiquement en joignant tr au point représentant l'analyse considérée dans le triangle tr-P-X.

A ce moment, le liquide traverse le champ de saturation (L, tr) du trona et dépose ce dernier minéral. Il rencontre alors la droite de transition fE où il commence à déposer un mélange de trona et de thermonatrite. Le liquide aboutit enfin au point E (eutectique) où il s'évapore totalement en donnant un mélange de trona + thermonatrite + halite.

On retrouve dans la séquence de cristallisation du modèle expérimental la zonation naturelle observée dans les salines : nahcolite → nahcolite + trona → trona → trona + thermonatrite → trona + halite.

Une différence essentielle est à noter entre la séquence observée dans le modèle expérimental et celle qui existe dans les salines. Dans le premier cas la séquence est temporelle, c'est-à-dire qu'on observe un seul assemblage à la fois. Dans le deuxième cas, la *séquence saline est spatiale* ; toutes les phases de cristallisation ont lieu en même temps et se disposent en *zones concentriques* des bords vers le centre des interdunes. Ces zones emboîtées résultent de l'existence d'un gradient de concentration, dû à une perte continue d'eau par évaporation capillaire. Les saumures diluées des bordures représentent dans chaque interdune la tête de ce gradient et jouent le rôle d'eaux-mères.

Dans le paragraphe précédent, l'étude diffractométrique détaillée a montré que calcite et gaylussite se retrouvent dans pratiquement tous les profils, que ce soit dans les parties les plus concentrées comme dans les moins concentrées des salines. Or les saumures actuelles montrent des teneurs très faibles en calcium ($10^{-4,3}$). Elles ne peuvent être tenues pour responsables de la calcitisation des profils et de la mise en place des cristaux de gaylussite. Leur présence est le témoignage d'un stade précoce de l'histoire des salines au cours duquel les eaux étaient moins concentrées et le gradient de concentration moins accentué qu'actuellement.

Ces cristaux constituent des "reliques" et rendent compte de l'histoire complexe des eaux à l'intérieur de chaque interdune.

Actuellement, dans les sommets des profils les plus affectés par la salure, on ne retrouve bien souvent que des empreintes en creux de cristaux de gaylussite ; ils sont alors pseudomorphosés en calcite, sous forme de microcristaux noirs.

La zonation actuelle observée dans la distribution des minéraux salins ne représente en fait qu'une étape avancée dans l'évolution des eaux et des évaporites. Ces eaux ont connu, au début de leur histoire, *un stade plus calcique que l'état actuel.*

De façon continue, ou par étapes successives, le gradient de concentration s'est accentué par suite de la continuité de l'évaporation. Cette tendance a été contrariée à plusieurs reprises au cours de l'Holocène : ralentie ou annulée lors des phases humides, accélérée lors des phases d'aridification.

A l'échelle décennale ou séculaire, les salines sont fortement tributaires, dans leur comportement géochimique, des fluctuations du lac Tchad. C'est en effet le niveau du lac qui règle le niveau de la partie occidentale de la nappe phréatique du Kanem et sa profondeur par rapport au sol dans les interdunes. Qualitativement et quantitativement, c'est ce dernier facteur qui détermine l'intensité des remontées capillaires.

Si cette évolution se prolongeait sans changements dans les conditions hydrologiques et climatiques actuelles, la paragenèse devrait tendre vers l'assemblage thermonatrite + trona + halite avec une saumure finale de composition identique à celle du point E de la figure 42, c'est-à-dire 2 % HCO_3^- , 36 % CO_3^{2-} et 62 % Cl^- en proportions molaires, donc très enrichie en chlorures par rapport aux eaux originelles de la nappe phréatique.

On a vu en étudiant la transversale de la saline de Liwa que les eaux, au débouché des dunes, ont des rapports $\text{HCO}_3^- / \text{CO}_3^{2-}$ assez élevés; elles sont toutes sursaturées ($P_{\text{CO}_2} = 10^{-2,2}$ à $10^{-3,2}$) en CO_2 par rapport à l'atmosphère.

Lors de l'évaporation capillaire, mais surtout directe dans le cas des saumures affleurantes, il y a perte de CO_2 au profit de l'atmosphère, diminution de la proportion des bicarbonates et augmentation du pH. Cet échange avec l'atmosphère explique la présence de nahcolite dans les profils alors que ce minéral est exclu des cristallisations provenant des saumures affleurantes. La figure 44 basée sur les mesures de P_{CO_2} des saumures saturées effectuée par EUGSTER (1966) montre que dans l'intervalle 25 - 50°C, la pression partielle de CO_2 de l'air se situe au milieu du domaine de stabilité du trona.

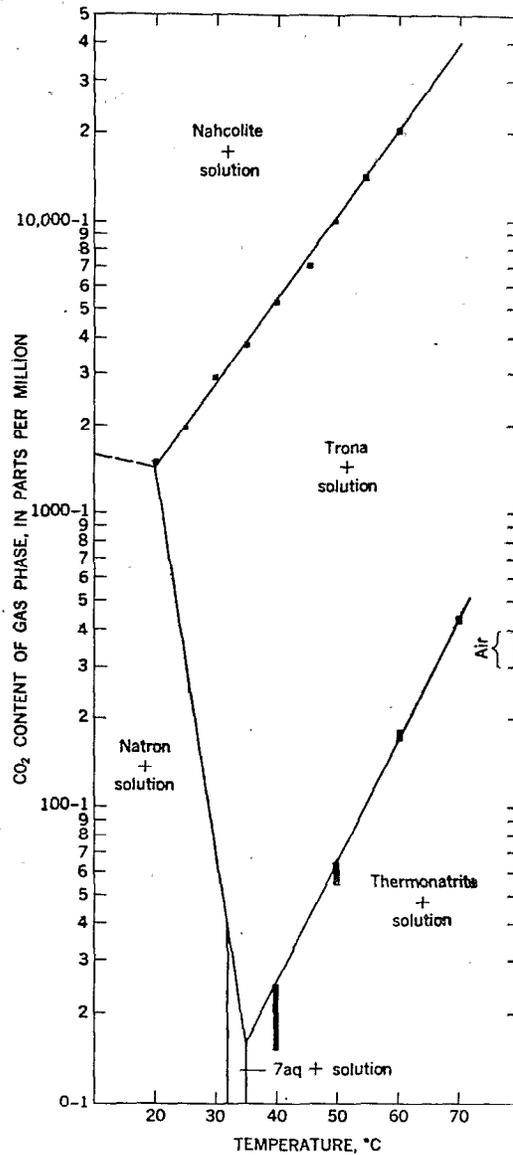


Figure 44. - Domaines de stabilité des principaux sels carbonatés sodiques en fonction de la température et de la pression partielle de CO₂

Dans le système $NaHCO_3 - Na_2CO_3 - H_2O$, le trona constitue la phase solide stable dans les conditions de surface.

D'entré de jeu, j'ai qualifié le milieu des "natronières" de confiné. Cela est vrai d'un point de vue hydrologique et géochimique. Il n'en demeure pas moins que, même à travers le matériau argileux, les échanges avec l'atmosphère existent, quoique ralentis. En ce sens le milieu est confiné, mais il n'est pas fermé.

2. - LE SYSTEME $Na_2SO_4 - NaHCO_3 + Na_2CO_3 - NaCl - H_2O$: modèle de concentration en milieu drainé oxydant.

Ce système quaternaire a fait l'objet de beaucoup d'attention de la part des spécialistes du traitement industriel des saumures. Les diagrammes peuvent être construits à partir des données analytiques de TEEPLE (1929), D'ANS (1933), MAKAROV et BLIDDEN (1938), EUGSTER (1965) et BRADLEY (1969). Ces données sont disponibles à 20°, 35° et 50°C ce qui représente la gamme de température des saumures du Kanem. A partir de ces données, j'ai construit les diagrammes à 20°C (a) et à 35°C (b) (fig. 45). Sur chacun d'eux, j'ai reporté les analyses d'eaux, traduites en pourcentage molaire, des milieux chloro-sulfatés étudiés (Napal, Nagarangou, Bilma, Yakourou, lac Kangallom).

Les différences essentielles entre les deux diagrammes résident dans :

- la disparition du domaine de la mirabilite au profit de la thénardite quand on passe de 20° à 35°C ainsi que la disparition du champ de stabilité du trona au profit de celui de la thermonatrite ;

- l'énorme dilatation du domaine de stabilité de la burkéite ($Na_2CO_3 \cdot 2Na_2SO_4$) qui envahit une grande partie du diagramme à 35°C. Ce minéral est très sensible aux variations de température et de pression partielle de gaz carbonique. JONES (1962) a montré expérimentalement que la formation de la burkéite est favorisée par des températures, des salinités et des pressions partielles de CO_2 élevées.

Par le simple examen du diagramme à 20°C, on peut déjà dire que les saumures situées à droite de la ligne bh termineront leur évolution au point E en donnant la paragenèse mirabilite + burkéite + halite. A 35°C, la thermonatrite et la thénardite remplacent le trona et la mirabilite dans les associations précédentes.

La première remarque qui s'impose concerne la taille du domaine de la burkéite. Des 38 eaux reportées sur le diagramme à 35°C, 14 eaux devraient produire de la burkéite comme premier précipité, après la calcite et éventuellement le gypse.

Ce minéral a été signalé dans un relativement petit nombre de localités, par FOSHAG (1935) au lac Searles et par JONES (1965) à Deep Springs lake. Il est possible qu'il soit passé inaperçu à l'analyse aux

m : mirabilite, tn : thénardite,
 b : burkēite, tr : trona,
 h : halite ;
 P : péritectique, E : eutectique.

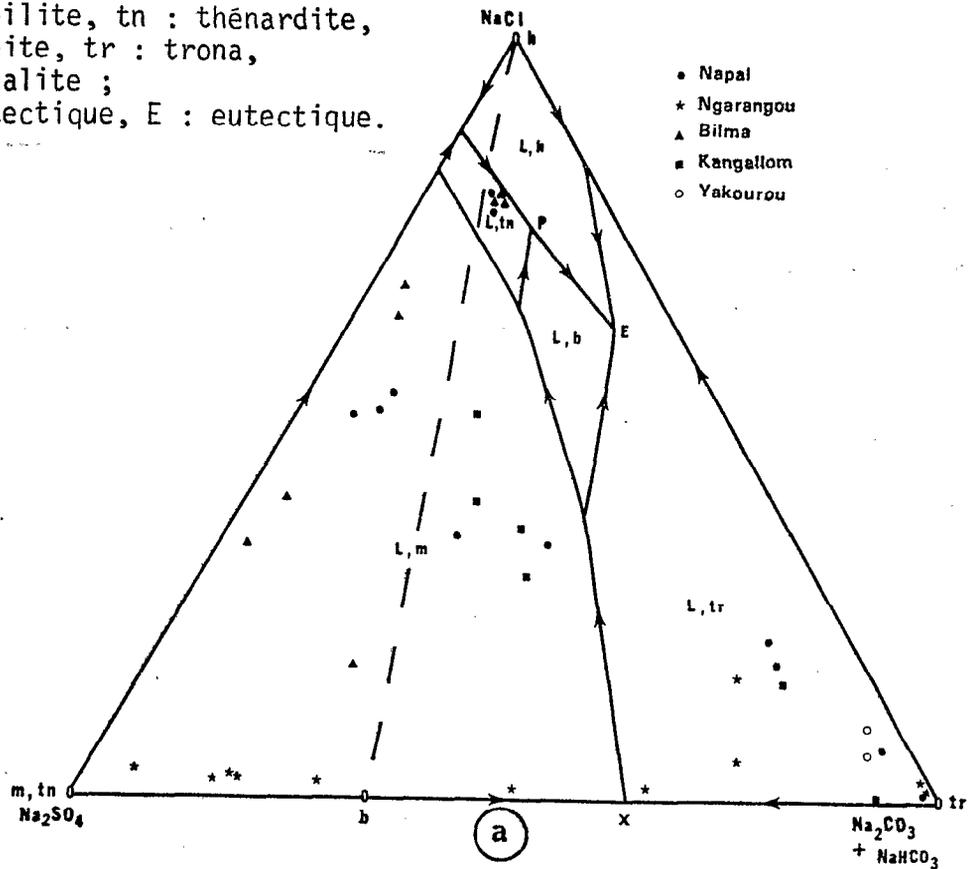
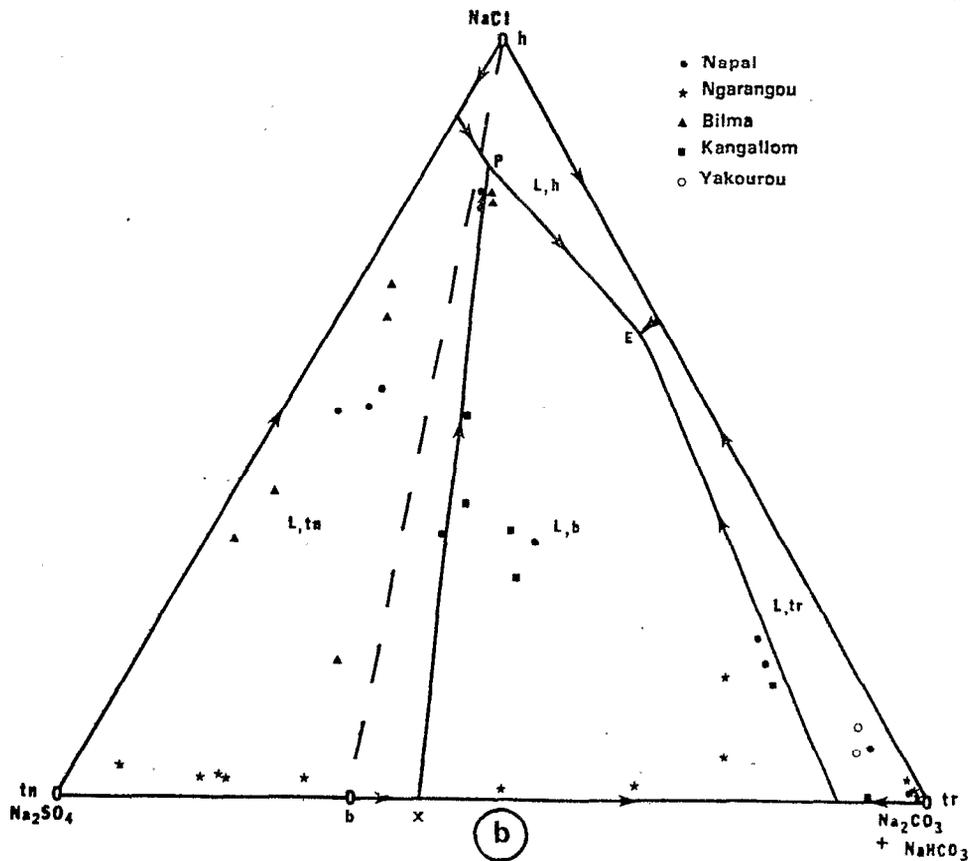


Figure 45. - Relations des phases et composition des saumures chloro-sulfatées dans le système $\text{NaHCO}_3 + \text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ à 20°C (a) et 35°C (b) et 1 atm



rayons X. Il est également possible que, par suite de l'ouverture des milieux chloro-sulfatés à l'atmosphère, les faibles pressions partielles de CO_2 diminuent les possibilités de précipitation qui existent en milieu fermé.

En ce qui concerne les saumures affleurantes (Bilma, Napal) la température moyenne annuelle des eaux est voisine de $32^\circ C$, mais peut atteindre $55^\circ C$ durant la saison sèche. Le diagramme à $35^\circ C$ est en conséquence celui qui a le plus de chances de se rapprocher du modèle naturel. En négligeant les eaux les moins concentrées situées à la droite de la ligne Px, les saumures sont toutes dans le domaine de stabilité de la thénardite. Sous une évaporation isotherme et isobarique, elles déposeront d'abord de la thénardite. Elles rencontreront ensuite la droite xP, où elles devraient déposer d'une manière concomitante de la thénardite et de la burkéite. Arrivées en P, elles s'évaporent totalement en précipitant un mélange de thénardite, burkéite et de halite. L'absence de burkéite est à mettre au compte des trop faibles pressions partielles de CO_2 plutôt qu'à un défaut de détection analytique, comme je l'ai mentionné plus haut.

Dans ces deux localités (Bilma, Napal), la paragenèse observée est bien thénardite + halite, avec accessoirement de la nahcolite et de la northupite dans le cas de l'ouadi de Napal.

Avec une évaporation complète, les saumures finales auraient la composition du point P (83 % Cl^- ; 10 % SO_4^{2-} ; 7 % $CO_3^{2-} + HCO_3^-$).

Dans le cas de saumures non affleurantes (Ngarangou), la température des eaux de la nappe oscille autour de $25 - 28^\circ C$. C'est le diagramme à $20^\circ C$ qui rend le mieux compte de la réalité. Les eaux, en s'évaporant par capillarité déposent de la mirabilite qui se transforme en thénardite près de la surface. Les efflorescences de surfaces sont constituées par un mélange de thénardite et de halite.

En conclusion on peut dire que les deux modèles thermodynamiques proposés rendent assez bien compte des paragenèses spécifiques observées en milieu confiné et en milieu drainé. Le milieu naturel n'est évidemment pas un laboratoire ; les fluctuations de température autour d'une moyenne annuelle, les variations locales de P_{CO_2} , la présence d'ions négligés dans le système expérimental sont à l'origine des différences minimales qui existent entre le milieu naturel et le modèle expérimental proposé.

CHAPITRE SIXIEME

Géochimie des silicates
néoformés

Diverses mises au point ont été faites sur la géochimie de la silice et sur le problème des silicifications. On peut citer MILLOT (1960 et 1964) et tout récemment ERHART (1973) qui accorde une part excessive au bios, sans doute un peu trop négligé par les géologues et géochimistes. De nombreux auteurs continuent d'apporter leur contribution au dossier des silicifications climatiques. On peut citer CONRAD (1969) pour les séries continentales du Sahara algérien, MILLOT et FAUCK (1971) pour les sols rouges d'Afrique noire développés sur les roches mères sableuses et gréseuses. GIRESSE (1968) au Gabon, BALTZER et LE RIBAUT (1971) en Nouvelle-Calédonie viennent de signaler l'*authigenèse subactuelle de quartz* associé à du gypse dans des sédiments lagunaires.

Je me propose d'introduire un nouvel élément à ce dossier, celui des silicifications sodiques qui se développent en milieu confiné carbonaté sodique.

I. - GEOCHIMIE DE LA SILICE ET DE L'ALUMINIUM

1. - GEOCHIMIE DE LA SILICE

A. TENEUR DES EAUX NATURELLES

Les teneurs en silice soluble de la plupart des eaux naturelles excèdent rarement 100 mg/l (DAVIS, 1964). LIVINGSTONE (1963) donne une composition moyenne des eaux continentales mondiales de 13,1 mg/l et pour l'Afrique de 23,2 mg/l.

La teneur de la silice en solution est en grande partie régie par la solubilité du quartz et de la silice amorphe. Les valeurs les plus récentes de la littérature à 25°C et 1 atmosphère de pression totale sont respectivement de $10^{-4,0}$ (MACKENZIE et GEES, 1971) et de $10^{-2,7}$ mole/1000g H₂O (MOREY *et al* 1964).

Par les travaux et synthèses de divers chercheurs dont ROY (1945) INGERSON (1947), BRUEVIC (1953), ALEXANDER *et al* (1954), ILER (1955), WHITE *et al* (1955), ILER et DALTON (1956), KRAUSKOPF (1956), GREENBERG et PRICE (1957), SIEVER (1957), OKAMOTO *et al* (1957), KRAUSKOPF (1958), MILLOT (1960), SIEVER (1962), SIFFERT (1962), HELGESON et MACKENZIE (1970), nous savons que :

. la silice en solution existe sous forme de molécules d'acide monosilicique $Si(OH)_4$ qui constituent une solution vraie et non pas une solution colloïdale.

.. la solubilité de la silice est indépendante du pH, jusqu'aux environs de pH 9,5. Pour des pH supérieurs, la solubilité de la silice croît très rapidement en réponse à la première ($H_3SiO_4^-$), puis deuxième ionisation ($H_2SiO_4^{2-}$) de la molécule $Si(OH)_4$ (LAGERSTROM, 1959 ; RYZHENKO, 1967) (cf. fig. 62,a).

De récentes études ont montré que certaines eaux naturelles, aux pH très alcalins, présentaient des concentrations très élevées en silice soluble. C'est notamment le cas de la source Aqua de Ney en Californie qui, avec un pH de 10,9 représente à ma connaissance la plus forte valeur (4.000ppm) citée dans la littérature (FETH *et al.*, 1961).

Plus récemment, les études des lacs alcalins de l'Ouest américain et de l'Est africain (JONES *et al.*, 1967) ont montré que les saumures carbonatées présentaient de fortes teneurs en silice soluble. J'ai pu faire les mêmes constatations pour les eaux de la nappe phréatique du Kanem (MAGLIONE, 1971) dans les "natronières" où une valeur extrême de 3.700 mg/l a été relevée.

Les échantillons de la plupart des eaux souterraines de diverses provenances montrent des teneurs en silice soluble en excès par rapport à ce que l'on devrait trouver si ces eaux étaient en équilibre avec le quartz. Il semble que *le quartz des sédiments ne détermine pas la concentration de la silice des eaux.*

Mais il est clair qu'une limite supérieure à la concentration en silice est déterminée par la saturation en silice amorphe ou en opale.

Des 206 analyses publiées dans *Data of Geochemistry* par WHITE *et al.*, (1963), seules 37 s'inscrivent en dehors des limites (supérieure et inférieure) de solubilité de la silice amorphe et du quartz (fig. 46). Il n'y a donc pas de doute qu'à des températures de surface, *le quartz détritique dans un sédiment ne fixe pas nécessairement le potentiel chimique de la silice.*

D'autre part, la vitesse de dissolution de la silice à partir de silicates apparaît suffisamment rapide pour que les eaux souterraines restent sursaturées vis-à-vis du quartz.

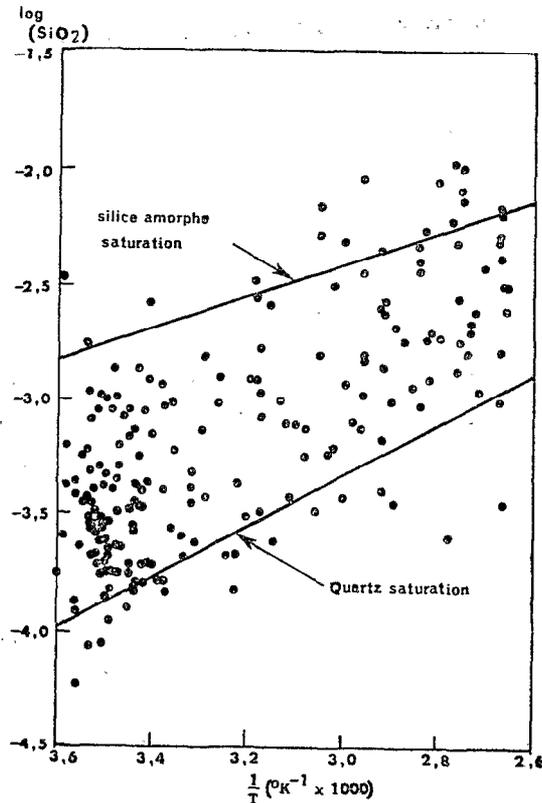


Figure 46. - Distribution de la silice dissoute dans les eaux souterraines (d'après WHITE *et al*, 1963)

B. DONNEES THERMODYNAMIQUES

a) Données sur $Si(OH)_4^0$.

Dans n'importe quel calcul concernant le produit de solubilité d'un silicate ou la concentration de la silice en solution aqueuse, la nature des espèces silicatées et leurs constantes thermodynamiques doivent être connues (énergie libre de formation ΔG_f^0 , enthalpie libre de formation ΔH_f^0 , entropie absolue S^0).

Les phénomènes décrits se situant dans les conditions de surface, on limitera les calculs à un intervalle de température de 0° à 60°C et à une pression totale de 1 atmosphère.

Il est généralement admis que la silice (solide) se dissout dans l'eau pour donner l'espèce neutre $Si(OH)_4$ selon la réaction



KRAUSKOPF (1956) a donné les arguments en faveur de cette hypothèse qui est en accord avec les observations expérimentales. La solubilité du quartz dans l'eau à 298,15°K (25°C) est d'une importance puisqu'elle fournit au géochimiste les données de l'état de référence. Cependant l'atteinte de l'équilibre à cette température est difficile ; en fait il semble qu'une seule vérification satisfaisante de la concentration de la silice dissoute en équilibre avec le quartz ait été réalisée à 25°C (MACKENZIE et GEES, 1971).

Dans la gamme de température qui nous intéresse ici, les travaux les plus marquants sont ceux de VAN LIER *et al* (1960), SIEVER (1962).

Les différences qui existent entre ces divers auteurs tiennent essentiellement au traitement subi par le matériau de départ. SIEVER et VAN LIER utilisèrent du quartz broyé à 3 - 5 μ , puis traité avec de l'acide fluorhydrique pour enlever la pellicule amorphisée par le broyage. WEY (1961) rapporte que les études de SIFFERT sur la solubilité du quartz inférieur à 5 μ donnent une concentration d'équilibre de 13ppm à 25°C.

Toutes ces mesures de solubilité sont en accord avec les valeurs extrapolées depuis de plus hautes températures (SIEVER, VAN LIER *et al*) par l'intermédiaire de l'équation de VAN'T HOFF.

Pour la réaction ci-dessous, à 25°C et 1 atm de pression totale :



- avec (a) quartz
(b) silice amorphe
(c) cristobalite

j'ai résumé les diverses constantes thermodynamiques dans le tableau 23.

Les constantes thermodynamiques du quartz, de la cristobalite et de la silice amorphe ont été déterminées par calorimétrie et sont fournies par ROBIE et WALDBAUM (1968). En combinant ces données avec

N°	Réaction	ΔH_f° (kcal)	ΔG_f° (kcal)	ΔS_f° (cal/°K)	Log K
1	(a)	+ 6,005 ± 0,108	+ 5,460 ± 0,037	+ 1,861 ± 0,253	- 4,002 ± 0,027
2	"	+ 5,015 ± 0,272	+ 5,067 ± 0,063	- 0,164 ± 0,718	- 3,712 ± 0,063
3	"	+ 5,944 ± 0,531	+ 5,380 ± 0,099	+ 1,905 ± 1,463	- 3,940 ± 0,072
4	"	+ 5,027 ± 0,077	+ 5,125 ± 0,027	- 0,320 ± 0,172	- 3,754 ± 0,020
5	"	+ 5,006 ± 0,113	+ 5,095 ± 0,039	- 0,289 ± 0,254	- 3,735 ± 0,029
6	(b)	+ 3,108 ± 0,059	+ 3,639 ± 0,019	- 1,761 ± 0,151	- 2,663 ± 0,014
7	"	+ 2,485 ± 0,220	+ 3,320 ± 0,045	- 2,796 ± 0,623	- 2,432 ± 0,033
8	(c)	+ 4,439 ± 0,251	+ 4,549 ± 0,084	- 0,350 ± 0,573	- 3,334 ± 0,062

Données provenant des références suivantes :

1. KENNEDY (1950), KITAHARA (1960), MOREY et al (1962) - 2. SIEVER (1962), VAN LIER et al (1950) -
3. et 4. MOREY et al (1962) - 5. KENNEDY (1950), SIEVER (1962) -
6. ALEXANDER et al (1954), KITAHARA (1950), SIEVER (1962) - 7. OKAMOTO et al (1957) - 8. Fournier et NOME (1962) -

Tableau 23. - Constantes thermodynamiques des différents polymorphes de la silice à 25°C et 1 atm

celles des réactions (a), (b) et (c) (tableau 23), j'ai calculé les valeurs moyennes des constantes thermodynamiques de $Si(OH)_4$:

$$\Delta H_f^\circ, 298^\circ 15 = -349,0 \pm 0,5 \text{ Kcal/mole}$$

$$\Delta G_f^\circ, 298^\circ 15 = -312,8 \pm 0,4 \text{ Kcal/mole}$$

$$S^\circ_{298^\circ 15} = 43,7 \pm 0,5 \text{ cal/mole/degre}$$

b) distribution des espèces silicatées dans des solutions alcalines

A basse température et dans des solutions neutres et diluées l'espèce prédominante est la molécule $Si(OH)_4$. Dans des solutions alcalines en revanche, d'autres espèces silicatées influent sur la concentration totale en silice dissoute. Ceci est d'une importance particulière dans les milieux confinés très alcalins, objets de ce mémoire.

Un certain nombre d'études ont été fait sur la première et la deuxième constante de dissociation de $Si(OH)_4^\circ$.

Les réactions de dissociation sont :



avec
$$K_{25} = \frac{(H_3SiO_4^-) (H^+)}{(H_4SiO_4^0)} \quad (25')$$

et



avec
$$K_{26} = \frac{(H_2SiO_4^{2-}) (H^+)}{(H_3SiO_4^-)} \quad (26')$$

Ces réactions de dissociation ont été étudiées par INGRI (1959) et LAGERSTRÖM (1959) qui donne valeurs pour K_{25} et K_{26} (en milieu $NaCl$ de force ionique 0,5 à 25°C) respectivement $10^{-9,51} \pm 0,05$ et $10^{-12,61} \pm 0,10$. Pour une force ionique de 3,0 en milieu $NaClO_4$, les valeurs deviennent $10^{-9,43}$ et $10^{-12,71}$, tandis qu'à 50°C et en milieu $NaClO_4$ de force ionique 0,5, elles sont respectivement de $10^{-9,13}$ et $10^{-11,91}$.

En dehors de $H_3SiO_4^-$ et $H_2SiO_4^{2-}$, INGRI (1959) et LAGERSTRÖM (1959) ont pu identifier une série d'autres complexes en utilisant les méthodes d'identification de SILLEN (1962). Ce sont $Si_2O_3(OH)_4^{2-}$, $Si_4O_6(OH)_6^{2-}$ et $Si_4O_8(OH)_4^{4-}$, qui se forment dans des solutions beaucoup plus concentrées que celles qui sont généralement rencontrées dans la nature.

Pour que les complexes $Si_4O_6(OH)_6^{2-}$ et $Si_4O_8(OH)_4^{4-}$ soient présents en quantité appréciable à 25°C, la concentration totale en silice doit être extrêmement élevée, supérieure à $10^{-1} M (SiO_2)_{aq}$ avec un pH optimum voisin de 9,5 (MARKHASEV et SEDLETSKII, 1964).

Dans les conditions normales du milieu naturel, les teneurs en silice sont relativement basses. L'alcalinité de la plupart des eaux souterraines est modérée, le pH excédant rarement 9,5. Dans ces conditions, les principales espèces silicatées présentes sont $Si(OH)_4^0$ et $H_3SiO_4^-$. Les constantes thermodynamiques de $Si(OH)_4^0$ ont déjà été données, celles de $H_3SiO_4^-$ seront calculées dans le § III de ce même chapitre.

2. - GEOCHIMIE DE L'ALUMINIUM

Mis à part la mordénite, les silicates néoformés trouvés dans cette étude sont *uniquement silicatés* (non alumineux).

Le caractère amphotère de l'aluminium en solution aqueuse est connu depuis fort longtemps. Dans des solutions acides l'ion aluminium trivalent Al^{3+} est l'espèce prédominante, tandis que dans des solutions basiques l'ion aluminate (AlO_2^-) ou son équivalent hydraté, $Al(OH)_4^-$ prédominent.

TREADWELL et ZURCHER (1962) ont fourni des preuves de l'existence de $Al_2(OH)_4^{2+}$ et de $Al(OH)_2^+$ en solution. Depuis lors, d'autres complexes tels que $Al_2(OH)_2^{4+}$, $Al_4(OH)_8^{4+}$, $Al_3(OH)_8^+$ et $Al_6(OH)_{12}^{6+}$ ont été proposés (JAHR et BRECHLIN, 1952 ; TANABE, 1954 ; HSU et BATES, 1964).

Actuellement et dans toute l'étendue de la gamme de pH, on considère que seuls les ions monomères suivants sont importants (REESMAN, 1966) : Al^{3+} , $Al(OH)^{2+}$, $Al(OH)_2^+$ et $Al(OH)_4^-$.

De pH 0 à 3,0 Al^{3+} est l'ion dominant ; de 3,0 à 6,70 c'est $Al(OH)_2^+$ et au-delà $Al(OH)_4^-$ domine. Dans des solutions alcalines les hydrates d'alumine ou les aluminosilicates peuvent se dissoudre en formant le complexe $Al(OH)_4^-$.

Pour ce qui nous concerne, retenons simplement les conclusions du travail de REESMAN *et al* (1969) :

. Le point isoélectrique ou point de minimum de solubilité de l'aluminium se situe à un pH de 6,70.

.. L'énergie libre de formation de la boehmite étant de -435,0 Kcal/mole, il en résulte une énergie libre de formation ΔG_f° de -311,3 Kcal/mole pour $Al(OH)_4^-$ et de -216,1 Kcal/mole pour l'espèce $Al(OH)_2^+$ à 25°C et 1 atm de pression totale.

... Aucun autre ion aluminium n'a été décelé dans la gamme de pH de 3,0 à 9,0.

Pour l'ion $Al(OH)_4^-$, toujours à 25°C et 1 atm, on peut également retenir les valeurs suivantes :

$$\Delta H_f^\circ = -359,52 \pm 3,53 \text{ Kcal/mole}$$

$$S^\circ = -19,76 \pm 1,0 \text{ cal/mole/degre}$$

II. - INVENTAIRE ET DONNEES CRISTALLOGRAPHIQUES DES SILICATES NEOFORMES

Au cours de cette étude, quatre silicates néoformés ont été mis en évidence, dont l'un (kanemite, du nom de la région du Kanem) a été signalé et décrit pour la première fois.

La comparaison du chimisme des quatre silicates de sodium connus dans la nature est donnée sur la figure 47 qui représente une partie du système ternaire $Na_2O-SiO_2-H_2O$. On voit

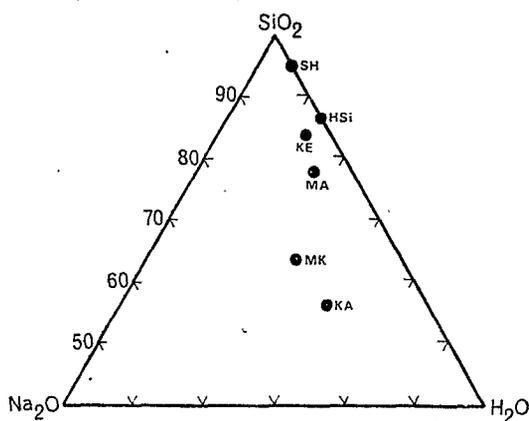


FIG. 47 — Partie du diagramme $Na_2O-SiO_2-H_2O$ (en pourcentage de poids) ; KE : kenyaite, MA : magadiite, MK : makatite, KA : kanemite, SH : $6SiO_2 \cdot H_2O$, HSi : $H_2Si_2O_5$.

nettement que la kanemite diffère de la makatite uniquement par le rapport H_2O/SiO_2 , tandis que la teneur en Na_2O est quasi identique dans les deux espèces.

Avant de proposer un mécanisme pour leur mise en place qui se poursuit de nos jours, il convient de dire quelques mots de leurs paramètres cristallographiques, ces espèces n'ayant été signalées qu'en un très petit nombre d'endroits à travers le monde.

1. - MAGADIITE ET KENYAITE DU LAC MAGADI, KENYA

Ces deux silicates de sodium hydratés ont été trouvés au lac Magadi (Kenya) dans des lits lacustres du Pléistocène et décrits

	Magadiite	Kenyaite
SiO ₂	77,62	83,50
TiO ₂	0,06	0,02
Al ₂ O ₃	0,19	0,22
Fe ₂ O ₃	0,55	0,09
H ₂ O	0,01	Tr.
MgO	0,26	0,04
CaO	0,14	0,11
Na ₂ O	5,55	3,96
K ₂ O	0,35	0,04
H ₂ O ⁺	5,28	4,90
H ₂ O ⁻	9,32	7,90
Fraction molaire		
Na ₂ O	1,000	1,000
SiO ₂	14,432	21,746
H ₂ O ⁺	3,275	4,257
H ₂ O ⁻	5,780	6,167

Tableau 24. - Résultats d'analyses chimiques de la magadiite et de la kenyaite du lac Magadi, Kenya

hkl	d(calc), Å	d(obs), Å ^a	I ^a
010	19.73	19.68	100
020	9.86	9.925	50
100	7.74	7.775	2
001, 110	7.26, 7.21	7.272	5
030	6.57	6.620	5
021	5.84	5.637	7
101	5.04	5.142	12
130	5.01	4.965	35
031	4.87	4.689	28
121	4.49	4.471	5
131	4.00	3.945	10
210	3.80	3.754	5
002	3.63	2.638	20
012, 141	3.57, 3.52	3.525	22
051	3.46	3.428	85
230	3.33	3.320	45
032	3.17	3.198	55
231, 042	2.93, 2.92	2.934	14
132	2.85	2.827	12
052, 142	2.67, 2.66	2.652	3
202, 251, 320	2.52, 2.52, 2.49	2.520	3
152, 212	2.46, 2.50	2.480	3
003, 222, 330	2.42, 2.44, 2.40	2.416	5
023, 232	2.35, 2.35	2.343	7
233	1.88	1.880	3

^a a=7.79, b=19.72, c=7.30 Å, all ±0.05 Å; β=95°54' ±5'.

Tableau 25. - Diagramme de poudre de la kenyaite

par EUGSTER (1967).

La magadiite répond à la formule $NaSi_7O_{13}(OH)_3 \cdot 3H_2O$ et la kenyaite à $NaSi_{11}O_{20,5}(OH)_4 \cdot 3H_2O$. Il s'agit de silicates en feuillets bien cristallisés, avec de larges espaces basaux.

La magadiite a ensuite été signalée à Trinity County en Californie (MAC ATTEE *et al.*, 1968), au lac Alkali dans l'Orégon (ROONEY *et al.*, 1969), dans les salines du Kanem, Tchad (MAGLIONE, 1970) et enfin dans la cuvette de Kafra au Niger (MAGLIONE et SERVANT, 1973).

La kenyaite quant à elle n'a été trouvée en dehors du lac Magadi que dans cette même cuvette de Kafra (MAGLIONE et SERVANT, 1973).

Dans le tableau 24, les analyses chimiques des deux minéraux de la localité type sont rappelées. Le tableau 25 reproduit les raies de diffraction des rayons X de la kenyaite.

2. - LA MAGADIITE DU KANEM

Sur la bordure septentrionale du lac Tchad (Kanem), la magadiite se présente sous deux faciès : en lits interstratifiés ou bien en concrétions, sous forme de nodules épars dans les argiles lacustres des dépressions interdunaires. Mis en évidence dans la plupart des salines actuellement exploitées, ce silicate sodique n'a pas été identifié dans les dépressions interdunaires à nappe profonde, où seuls des nodules et lits de silice amorphe ont été signalés (SERVANT, 1970).

A. DISPOSITION DE LA MAGADIITE DANS LES PROFILS

Une coupe type, relevée dans la saline de Liwa, rend compte des relations de la magadiite avec les argiles encaissantes.

0-10 cm : croûte saline, craquelée et pulvérulente au contact de l'argile sous-jacente humide. Les rayons X révèlent un mélange intime de quartz, de trona et de halite.

11-90 cm : argile vert sombre alternant avec des lits ondulés (1 à 15 cm) de magadiite poudreuse et plastique. A l'intérieur des lits et des bancs, un microlitage de l'ordre du millimètre apparaît, souligné par des lits d'argile ou de matière organique.

- 91-92 cm : lit continu de magadiite indurée, nacrée.
93-120 cm : argile marron à taches vertes, très plastique.
121-126 cm : argile noir bronze, gros cristaux de gaylussite maclés en rameaux, très abondants.
127-220 cm : argile noire, à forte odeur d'H₂S.

En lits ou en bancs continus, la magadiite se présente sous forme d'une pâte blanche, très plastique. Elle apparaît également en concrétions ovoïdes discontinues, mais disposées en bancs subhorizontaux ; elle peut alors être indurée avec un cortex mamelonné, craquelé, gris et une masse centrale blanche porcelanée, très dure. A l'intérieur des lits de magadiite poudreuse et dans le cortex des concrétions, on remarque des agrégats microscristallins noirs de calcite qui remplissent des empreintes de cristaux de gaylussite dont certains, encore présents, sont corrodés (pseudomorphoses).

Dans la moitié supérieure du profil, apparaissent sans aucune stratification des amas ovoïdes, poudreux ou indurés de magadiite ; certains englobent des agrégats polycristallins de nahcolite, de trona, calcite ou gaylussite. Une des concrétions se présente perpendiculairement à la stratification que l'on observe à l'intérieur même de ce nodule sous un aspect très contourné ; le litage argileux réapparaît ensuite régulier au-delà de la concrétion de magadiite.

B. DONNEES ANALYTIQUES

a) Analyse chimique

La composition chimique de la magadiite du Kanem est donnée dans le tableau 26, ainsi que celles du lac Magadi et du lac Alkali pour comparaisons. L'accord avec l'analyse chimique de la magadiite type du Kenya est bon.

b) Diffractométrie des rayons X

La figure 48 correspond au diffractogramme de rayons X d'un échantillon de magadiite du faciès lité. Comme pour les échantillons provenant des autres localités, les diagrammes orienté normal

Oxyde % poids sec	1. Magadiite du lac Magadi.	2. Magadiite du lac Alkali.	3. Magadiite du Kanem.
SiO ₂	77,62	77,50	78,00
TiO ₂	0,06	0,02	0,10
Al ₂ O ₃	0,79	0,44	0,40
Fe ₂ O ₃	0,55	0,00	0,10
MnO	0,01	0,00	Tr.
MgO	0,26	0,50	0,10
CaO	0,14	0,12	0,30
Na ₂ O	5,55	5,00	5,57
K ₂ O	0,35	0,26	0,56
P ₂ O ₅	—	—	—
H ₂ O ⁺	5,28	4,40	5,01
H ₂ O ⁻	9,32	10,10	8,85

1. Echantillon H. P. EUGSTER; analyse O. von KNORRING
2. Echantillon J. T. NEAL; analyse L. N. SHAPIRO
3. Echantillon G. MAGLIONE; analyse B. R. G. M., Orléans

Tableau 26. - Comparaison des analyses chimiques de la magadiite des lacs Magadi et Alkali et du Kanem

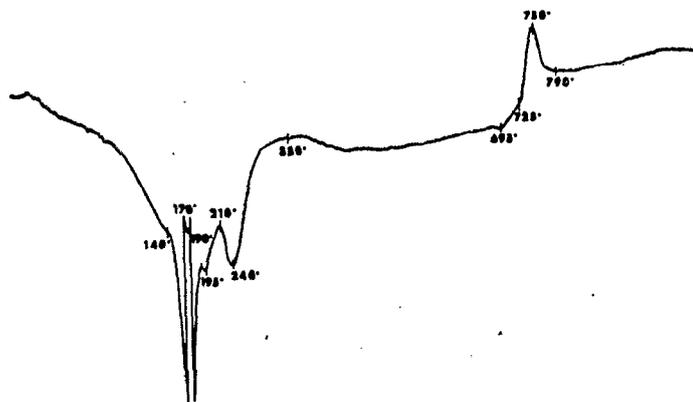


Figure 49. - Courbe d'analyse thermique différentielle de la magadiite

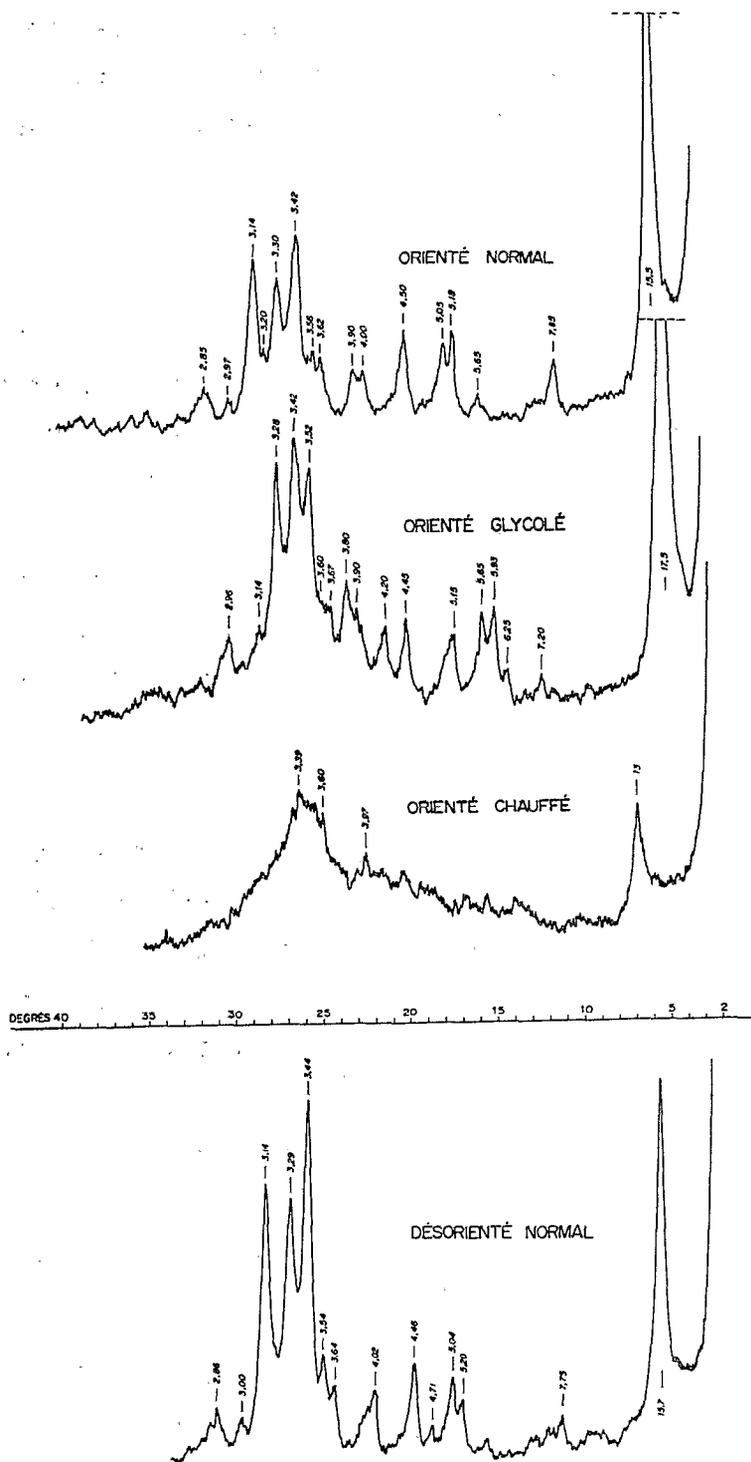


Figure 48. - Diagrammes de diffraction des rayons X de la magadiite du Kanem sur lame orientée et sur poudre désorientée

et désorienté se caractérisent par une intense réflexion à 15,5 Å, comportement qui suggère une structure en feuillets expansibles (EUGSTER, 1967 ; ROONEY *et al*, 1969). Au cours du chauffage, le pic à 15,5 Å se déplace vers 14 Å. Glycolé, il montre une expansion jusqu'à 17,5 Å. A 500°C l'échantillon se transforme en quartz + cristobalite. A 700°C EUGSTER (1967) reconnaît du quartz et de la tridymite.

c) Analyse thermique différentielle

La courbe d'analyse thermique différentielle a été obtenue par chauffage jusqu'à 900°C (fig. 49). On remarque deux importants pics endothermiques aux environs de 150°C et 190°C qui correspondent à la déshydratation du produit et peut être à la perte d'oxydes. A 210°C, un léger pic exothermique déjà remarqué par ROONEY *et al* (1969) doit correspondre à la destruction d'impuretés carbonatées. Le pic exothermique important qui débute à 695°C provient de l'effondrement de la structure et de la réorganisation en une nouvelle phase.

d) Spectrométrie infra-rouge

Le spectre infra-rouge (fig. 50) a été effectué entre 2,5 et 25 microns à l'aide d'une spectrographe "Perkin-Elmer" 337 sur échantillon broyé et après "pastillage" au KBr. Entre 3700 et 3300 cm^{-1} , on observe la bande de vibration des groupes oxydes avec deux composantes à 3650 et 3450 cm^{-1} . La bande de déformation de H_2O , commune à tous les minéraux hydratés, se situe vers 1650 cm^{-1} , tandis que les crochets à 1070 et 450 cm^{-1} correspondent aux bandes de vibration de valence Si-O (ALEXANIAN *et al*, 1966 ; ROONEY *et al*, 1969).

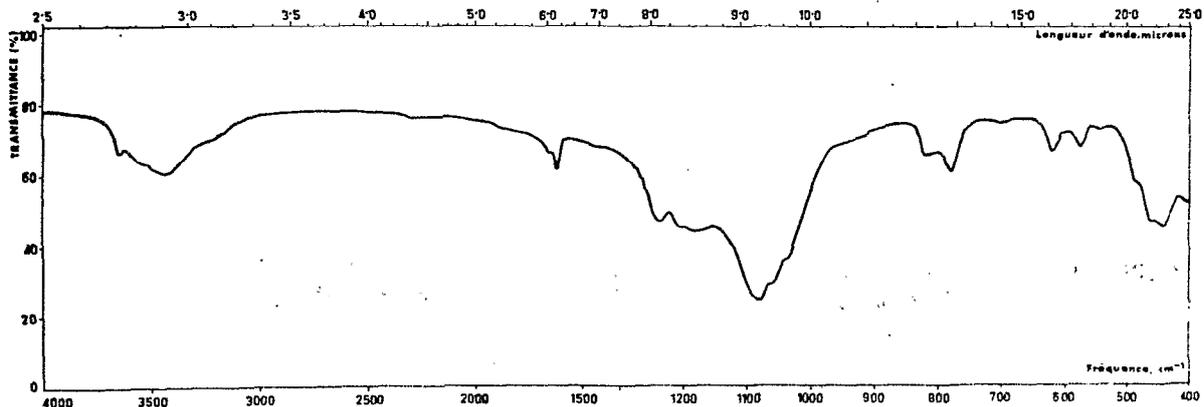


Figure 50. - Spectre infra-rouge de la magadiite

3. - KANEMITE

Cette nouvelle espèce minérale vient de faire l'objet d'une publication (JOHAN et MAGLIONE, 1972). Il s'agit du quatrième silicate de sodium hydraté connu dans la nature.

A. CONDITIONS DE GISEMENT

La kanemite a été trouvée dans la saline d'Andjia (LN : 13°42' ; LE : 14°18'), dans les nodules de trona que les sauniers africains extraient annuellement. Ces nodules, dont la grosseur varie entre celle d'un poing et celle d'une tête, sont constitués de très fines aiguilles bourgeonnantes de trona ; ces dernières emprisonnent au cours de leur cristallisation des cristaux de gaylussite et des agrégats d'argile noire (d'où le nom de "natron noir" donné localement à ce type de dépôt). Ces nodules se rencontrent, disséminés dans l'argile diatomitique, entre la nappe phréatique et la surface du sol (0 à 2 m), dans les parties centrales de la saline.

A la différence des cristaux de gaylussite que l'on retrouve isolés et disséminés dans la matrice argileuse, les cristaux de kanemite ne sont trouvés que dans les concrétions de trona, isolés ou en agrégats.

Le matériau carbonaté est trop récent pour être soumis à une datation radiométrique (^{14}C). Cependant nous savons par l'observation que les concrétions de trona sont extraites annuellement et se reforment en l'espace de quelques années ; il est évident que la kanemite connaît la même rapidité de formation.

Bien que les nodules de trona soient présents dans toutes les salines du Kanem, seuls ceux de la saline d'Andjia ont livré à ce jour de la kanemite ; cependant les conditions géochimiques de leur mise en place (chimie des nappes, sédimentologie) semblent identiques dans les diverses salines étudiées. La kanemite est également absente des dalles de trona qui cristallisent en surface par affleurement de la nappe, dans les bassins évaporatoires creusés par les sauniers.

	1	2	3	4	5
SiO ₂	56,68	0,945	0,945	}	56,08
Al ₂ O ₃	0,40	0,004	0,008		
CaO.....	0,20				
Na ₂ O.....	13,25	0,214	0,428	}	14,49
K ₂ O.....	0,10	0,016	0,032		
H ₂ O (> 280°).....	4,25	0,236	0,472	1,03	4,20
H ₂ O (170-280°).....	8,45	0,470	0,940	2,04	8,41
H ₂ O (170°).....	16,30	0,906		1,97	16,82
Total.....	99,63				100,00

1. Résultat d'analyse (G. Krempf, analyste).
2. Rapports moléculaires.
3. Rapports atomiques.
4. Nombre d'atomes dans une unité formulaire.
5. Composition théorique pour NaH [Si₂O₄ (OH)₂] · 2H₂O.

Tableau 27. - Analyse chimique de la kanemite

(Kanemite attaquée par l'acide chlorhydrique dilué.)
Cu/Ni, chambre de 114,59 mm, intensités relatives de 1 à 10.

I	<i>d</i> _{mes.} (Å)	<i>d</i> _{calc.} (Å)	<i>h k l</i>	I	<i>d</i> _{mes.} (Å)	<i>d</i> _{calc.} (Å)	<i>h k l</i>
9	6,00	5,957	0 2 0	3	2,051	2,050	2 0 2
3	4,666	4,658	1 2 0	1	2,022	2,021	2 1 2
5	4,101	4,101	1 0 1	3	1,906	1,911	3 4 0
10	3,770	3,787	0 2 1	3	1,869	1,868	4 0 0
6	3,388	3,378	1 2 1	2	1,837	1,835	1 4 2
7	3,170	3,165	2 2 0	3	1,783	1,782	4 2 0
5	2,858	2,853	1 3 1	3	1,672	1,675	4 2 1
4	2,770	2,767	1 4 0	5	1,577	1,577	0 2 3
5	2,662	2,659	2 2 1	1	1,541	1,543	0 6 2
1	2,549	2,546	0 4 1	3	1,509	1,507	3 4 2
7	2,454	2,452	0 0 2	3	1,483	1,482	1 3 3
4	2,287	2,287	1 1 2	3	1,452	1,453	2 2 3
2	2,171	2,170	1 2 2	4	1,432	1,433	0 4 3
5	2,082	2,081	3 2 1	4	1,392	1,392	4 3 2
				5	1,338	1,338	2 4 3

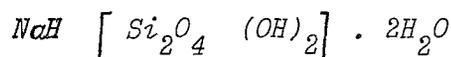
Tableau 28. - Diagramme de poudre de H₂Si₂O₅

B. CARACTERES MACROSCOPIQUES ET PHYSIQUES

Le minéral se présente en agrégats sphériques de couleur blanche, avec un diamètre moyen de 1,5 à 2 mm. Dans la plupart des cas, les sphères sont isolées, moins souvent agglomérées en agrégats englobés dans la masse du trona avec des cristaux de gaylussite. La texture interne de ces sphères est radiée, avec des individus toujours orientés de façon que le plan (001) soit perpendiculaire au rayon de la sphère (tangent à la surface sphérique). La majorité des sphérolites ne montrent qu'une légère translucidité, visible en particulier sur des faces de clivage, les agrégats semi-transparents étant très rares. L'éclat du minéral est soyeux, la dureté de Mohs appréciée sur les plans de clivage est égale à 4 environ. Les cristaux de kanemite présentent un clivage parfait suivant (010) et un bon clivage suivant (100). Les mesures de densité, effectuées par pesées dans le tétrachlorure de carbone sur 0,3g environ du minéral, ont donné la valeur $d_{mes} = 1,926 \pm 0,004$.

C. PROPRIETES CHIMIQUES

La kanemite pure, obtenue par lavage des échantillons à l'eau distillée et séchée ensuite à la température ambiante, a été soumise à l'analyse chimique effectuée par la voie classique. La teneur en eau a été déterminée par thermogravimétrie. Le résultat de l'analyse est donné dans le tableau 27. En tenant compte des conclusions tirées de l'étude thermique, la formule cristallographique du minéral peut être écrite en simplifiant :



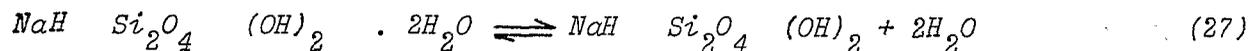
L'attaque de la kanemite par l'acide chlorhydrique dilué (0,1N) conduit à l'extraction de la totalité du sodium et donne naissance à une silice hydratée de formule $H_2Si_2O_5$, identique au produit préparé par WEY *et al* (1968), LE BIHAN *et al* (1971). Le diagramme de poudre de cette silice est dépaillé dans le tableau 28. Le traitement de $H_2Si_2O_5$ par NaOH, ou par un sel de sodium dans un milieu basique, conduit à la reconstitution de la kanemite. KALT *et al* (1968) synthétisèrent les premiers un composé identique au nouveau minéral, en lui attribuant la formule $NaHSi_2O_5 \cdot H_2O$.

D. - ETUDE THERMIQUE

L'analyse thermique différentielle de la kanemite fournit une courbe dont la forme est assez proche de celle de la makatite (SHEPPARD *et al.*, 1970), avec des maximums endothermiques situés à 160, 220 et 600°C suivis d'un crochet exothermique à 655°C et d'une réaction endothermique dont le maximum se trouve au-delà de 730°C. Le premier maximum endothermique présente une symétrie à 150°C.

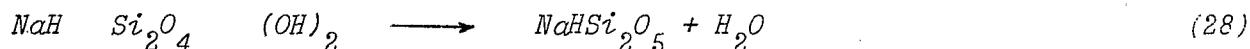
L'analyse thermopondérale a été effectuée respectivement sur un échantillon broyé depuis quatre jours et sur une poudre fraîchement préparée à partir des agrégats du minéral. Les deux résultats étaient parfaitement concordants, dans les limites d'erreurs de la méthode, et prouvent ainsi que la teneur en eau de la kanemite reste constante à la température ambiante, même si le minéral est finement broyé.

La courbe thermopondérale présente une perte de poids continue, mais avec plusieurs inflexions correspondant aux réactions enregistrées par l'A.T.D. Le premier maximum endothermique est accompagné d'une perte de poids de 16,30 % due au départ de deux molécules de H₂O faiblement liée entre les feuillets de la structure. La déshydratation suit la réaction :



La nouvelle phase ainsi formée est très instable ; elle se déshydrate immédiatement en reconstituant la composition originelle du minéral.

Le second crochet endothermique correspond à la perte d'une molécule de H₂O (perte de poids de 8,45 %) qui s'effectue en deux étapes ; une demi-molécule de H₂O part de 160 à 220°C, l'autre demi-molécule entre 220 et 280°C. On a attribué cette perte à la déshydratation due au départ progressif de deux OH⁻ suivant la réaction :



L'hydrogénosilicate de sodium devient aussitôt instable, en particulier à des températures supérieures à 280°C, et subit une déshydratation en se transformant en un produit amorphe. La perte de poids

(4,25 %) enregistrée par la thermobalance au-dessus de 280°C correspond très bien à cette déshydratation. La perte totale de poids du minéral est égale à 29,00 %.

Le crochet exothermique à 655°C peut être interprété comme une recristallisation de la phase amorphe. Plusieurs phases prennent ainsi naissance, parmi lesquelles on a pu déterminer β Na_2SiO_5 et des formes de SiO_2 (tridymite prépondérante, quartz en traces et dans certains cas cristobalite comme une phase métastable). Les diagrammes de poudres montrent également de nombreuses raies qui n'ont pas pu être rattachées aux phases citées ; une ou plusieurs phases indéterminées sont donc présentes dans le produit de la recristallisation. A 900°C environ, seule la tridymite demeure stable, les autres phases (silicates de Na) fondent en un verre amorphe.

Les diagrammes de poudre des produits de déshydratation et de calcination de la kanémite sont donnés dans le tableau 29.

E. PROPRIETES CRISTALLOGRAPHIQUES

La forme des cristaux de kanémite a été étudiée à l'aide d'un microscope électronique à balayage. On a constaté que la surface des agrégats sphériques, observés au grossissement de 2000 à 7000, est tapissée de cristaux bien développés du nouveau minéral. Ces cristaux, de symétrie holoédrique, ont un faciès tabulaire, aplati suivant (010). Les faces du prisme $\{110\}$ sont en général larges, avec des traces de clivage suivant (010). La zone $[100]$ est le plus souvent formée du seul prisme $\{011\}$, mais on observe également des cristaux montrant deux prismes $\{0k1\}$ et même le pinacoïde basal $\{001\}$.

Les diagrammes de cristal tournant et de Weissenberg (radiation $CuK\alpha$), effectués sur des lamelles de clivage de kanémite, confirment la symétrie orthorhombique du minéral. Les paramètres de la maille affinés à partir du diagramme de poudre sont les suivants * :

* L'affinement des paramètres a été effectué à l'ordinateur par la méthode des moindres carrés en utilisant le programme élaboré par C.W. Burnham (1962), sur la calculatrice IBM 7094 du "Johns Hopkins Computing Center".

NaH [Si ₂ O ₄ (OH) ₂], produit de déshydratation de la kanemite à 150° C, Cu/Ni (1)				NaHSi ₂ O ₅ , kanemite chauffée à 280° C, Cu/Ni (2)				kanemite calcinée à 700° C, Cu/Ni (3)		kanemite calcinée à 1 000° C, Cu/Ni (4)				
I	d _{mes.} (Å)	d _{calc.} (Å)	h k l	I	d _{mes.} (Å)	d _{calc.} (Å)	h k l	I	d _{mes.} (Å)	phase (5)	I	d _{mes.} (Å)		
9	7,73	7,69	0 2 0	2	2,214	2,220	1 2 2	7	6,35	6,38	0 2 0	3	6,86	
4	5,270	5,264	1 2 0	3	2,159	2,160	3 0 1	10	4,02	4,051	1 0 1	6	6,02	NS
9	4,671	4,667	0 1 1	1	2,113	2,112	2 5 1	4	3,610	3,604	2 0 0	5	4,901	
3	3,917	3,920	1 1 1	4	2,067	2,066	0 4 2	5	3,422	3,420	1 2 1	1	4,671	
2	3,830	3,844	0 4 0	5	2,027	2,027	2 0 2	3	3,195	3,190	0 4 0	2	4,484	NS
10	3,611	3,611	2 0 0	3	2,006	2,004	0 7 1	4	2,672	2,673	0 4 1	5	4,311	NS + TR
10	3,531	3,541	0 3 1	5	1,985	1,986	1 4 2	4	2,453	2,449	0 0 2	6	4,191	NS
2	3,408	3,393	1 4 0	4	1,922	1,922	2 6 1					10	4,058	CR + TR
6	3,267	3,268	2 2 0	4	1,881	1,883	3 4 1					10	3,951	NS
4	3,168	3,179	1 3 1	3	1,852	1,852	1 5 2					9	3,769	NS + TR
2	2,908	2,906	2 0 1	1	1,800	1,793	2 4 2					4	3,619	NS
3	2,858	2,856	2 1 1	7	1,753	1,752	2 7 1					5	3,440	
4	2,784	2,789	1 4 1	2	1,734	1,737	1 8 1					3	3,345	Q
5	2,714	2,719	2 2 1	4	1,690	1,694	4 0 1					4	3,148	NS + CR
1	2,624	2,632	2 4 0	3	1,650	1,652	3 6 1					3	3,084	NS
3	2,525	2,528	2 3 1	1	1,623	1,624	0 1 3					7	3,013	NS
5	2,451	2,449	0 0 2	2	1,605	1,603	2 8 1					1	2,959	NS + TR
1	2,411	2,407	3 0 0	2	1,590	1,590	2 6 2					5	2,903	
4	2,332	2,334	0 2 2	6	1,555	1,550	4 4 1					7	2,835	NS + CR
1	2,298	2,293	1 1 2									4	2,718	
												1	2,652	NS
												3	2,560	
												8	2,490	CR + TR
												9	2,420	NS
												8	2,092	

(1) Chambre de 114,59 mm.

(2) Chambre de 240 mm.

(3) Chambre de 114,59 mm.

(4) Chambre de 240 mm.

(5) NS = β-Na₂Si₂O₅; CR = cristobalite; TR = tridymite; Q = quartz.

Tableau 29. - Diagrammes de poudre des produits de deshydratation et de calcination de la kanemite

KANEMITE, LAC TCHAD Cu/Ni (1)		COMPOSÉ SYNTHÉTIQUE KALT <i>et al.</i> (1968)		$a = 7,282 \text{ \AA}$ $b = 20,507 \text{ \AA}$ $c = 4,956 \text{ \AA}$			
I	$d_{mes.}$ (\AA)	I	$d_{mes.}$ (\AA)	$d_{calc.}$	h	k	l
10	10,33	FF	10,2	10,25	0	2	0
I	5,92	ff	5,92	5,937	1	2	0
5	5,133	mF	5,14	5,127	0	4	0
		ff	4,80	4,816	0	1	1
I	4,182	ff	4,23	4,192	1	4	0
10	4,014	FF	4,02	4,018	1	1	1
2 ~	3,804	f	3,79	3,805	1	2	1
5	3,636	F	3,64	3,641	2	0	0
9	3,435	F	3,43	3,431	2	2	0
		ff	3,32				
7	3,162	mF	3,18	3,160	0	5	1
7	3,093	mF	3,08	3,094	1	6	0
		ff	3,00				
3	2,901	mf	2,905	2,905	2	1	1
I	2,818	f	2,816	2,821	2	2	1
2	2,694	mf	2,700	2,696	2	3	1
3	2,628	mf	2,623	2,625	1	6	1
		ff	2,544	2,546	2	4	1
8	2,480	FF	2,479	2,478	0	0	2
6	2,386	mF	2,378	2,383	1	7	1
		ff	2,288	2,287	1	2	2
3 ~	2,181	mf	2,184	2,180	3	0	1
		ff	2,125	2,132	3	2	1
4	2,073	mf	2,079	2,073	2	7	1
I	2,050	f	2,045	2,051	0	10	0
5 ~	1,995	m	2,006	2,006	0	6	2
		f	1,988	1,991	1	9	1
4	1,929	m	1,932	1,930	2	8	1
I	1,902	f	1,901	1,902	2	4	2
3 ~	1,823	m	1,822	1,821	4	0	0
2	1,799	mf	1,796	1,800	2	9	1
3	1,760	f	1,752	1,763	3	8	0
3	1,709	mf	1,716	1,709	0	12	0
3	1,660			1,661	3	8	1
I	1,634			1,634	1	9	2
3	1,601			1,600	2	8	2
3	1,576			1,575	3	9	1
2 ~	1,535			1,537	1	4	3
2	1,502			1,503	0	13	1
4	1,464			1,465	0	14	0
I	1,435			1,434	4	3	2
2	1,413			1,412	2	5	3
I	1,394			1,394	5	1	1
I	1,382			1,381	4	5	2
3	1,359			1,359	2	14	0
2	1,338			1,337	0	9	3
2 ~	1,316			1,315	1	9	3
I	1,295			1,296	3	5	3
3	1,260			1,260	4	11	1
2	1,237			1,236	0	11	3
2	1,218			1,217	3	12	2
I	1,202			1,202	1	3	4
4	1,191			1,191	5	9	1
3	1,173			1,173	2	0	4
3	1,159			1,159	4	13	1

(1) Chambre de 240 mm de circonférence, intensités relatives de 1 à 10 ~ = raie diffuse.

Tableau 30. - Diagramme de poudre de la kanémité

$$\begin{aligned} a_o &= 7,282 \pm 0,002 \text{ \AA} \\ b_o &= 20,507 \pm 0,005 \text{ \AA} \\ c_o &= 4,936 \pm 0,001 \text{ \AA} \end{aligned}$$

$$a_o : b_o : c_o = 0,3551 : 1 : 0,2417$$

$$V = 740,1 \pm 0,2 \text{ \AA}^3 ; z = 4 ; d_x = 1,933$$

Le diagramme de poudre de la kanemite, donné dans le tableau 30, permet de la distinguer sans ambiguïté des autres silicates de sodium connus.

La densité calculée ($d_x = 1,933$) concorde avec la densité mesurée ($d_{\text{mes}} = 1,926 \pm 0,004$).

Les paramètres de la kanemite, comparables à ceux de $H_2Si_2O_5$, ainsi que la possibilité de reconstituer le minéral en traitant cette silice hydratée par $NaOH$, font supposer l'existence de relations structurales entre ces deux phases. La structure de $H_2Si_2O_5$ a été étudiée par KALT *et al* (1968) qui démontrèrent une homéotypie de $H_2Si_2O_5$ et $KHSi_2O_5$. Ce dernier possède une structure en feuillets avec empilement de couches parallèles à (010) et deux feuillets par maille. Bien que les cristaux de la kanemite ne se soient pas prêtés à l'étude de la structure, on a pu obtenir de précieux renseignements sur cette dernière en étudiant le changement des paramètres lors de la déshydratation du minéral. Le résultat est résumé dans le tableau 31 où l'on reporte, à titre de comparaison, les paramètres de $KHSi_2O_5$ (KALT *et al*, 1968) et de $H_2Si_2O_5$.

En examinant ce tableau, on constate que la structure en feuillets de la kanemite s'impose du fait de la constance relative des paramètres délimitant le motif structural au sein des feuillets (a_o et c_o), tandis que le paramètre résultant de leur empilement (b_o) varie en fonction du départ de H_2O . Ce paramètre décroît de 20,507 à 15,370 Å avec le premier degré de déshydratation. L'épaisseur d'une couche de molécules de H_2O étant égale à 2,55 Å, la diminution du paramètre b_o de 5,137 Å correspond à l'épaisseur d'une double couche de H_2O , faiblement liée, située entre les feuillets. La restitution de cette double couche se fait rapidement à température et à pression ordinaires.

	KHSi_2O_5	$\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5$	KANEMITE	$\text{NaHSi}_2\text{O}_4(\text{OH})_2$	NaHSi_2O_5
a_0	8,15	$7,471 \pm 0,004$	$7,282 \pm 0,002$	$7,222 \pm 0,005$	$7,207 \pm 0,028$
b_0	12,54	$11,915 \pm 0,011$	$20,507 \pm 0,005$	$15,370 \pm 0,012$	$12,760 \pm 0,033$
c_0	4,76	$4,906 \pm 0,002$	$4,956 \pm 0,001$	$4,898 \pm 0,003$	$4,898 \pm 0,012$
Z	4	4	4	4	4
Gr. spatial	$Pmnb$	$Pmnb$	$Pmnb$	$Pmnb ?$	$Pmnb ?$
Réf.	Kalt <i>et al.</i> (1968)			ce travail	

Tableau 31. - Paramètres cristallins de la kanemite, des produits de sa décomposition thermique, de KHSi_2O_5 et de $\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5$

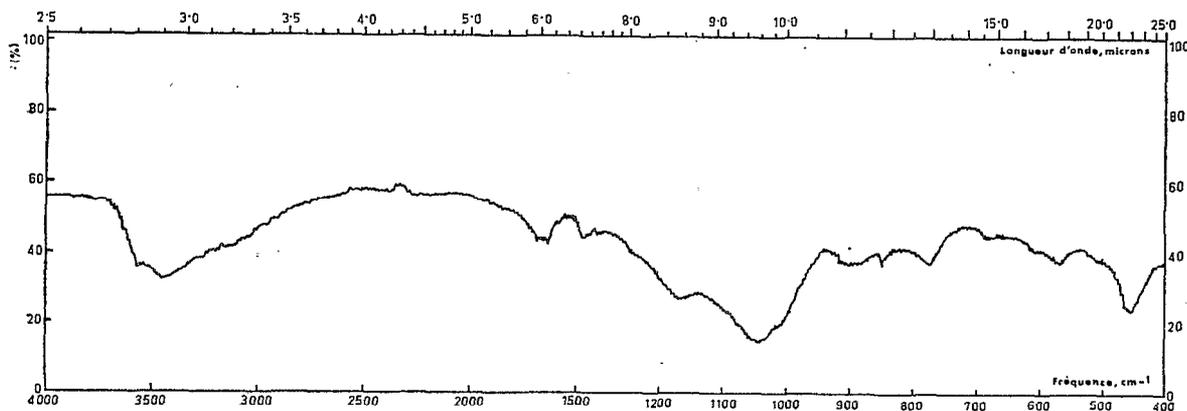


Figure 51. - Spectre d'absorption infra-rouge de la kanemite

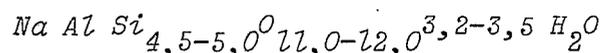
La déshydratation suivante conduit à une décroissance du paramètre b_o de 2,61 Å. Cette valeur correspond également à l'épaisseur d'une couche de H_2O , cette fois ci plus fortement liée, car sa restitution par hydratation n'est plus possible à pression et température ordinaires. Le paramètre b_o , après ce deuxième stade de déshydratation, est du même ordre que celui de $KHSi_2O_5$.

F. SPECTRE D'ABSORPTION INFRA ROUGE

Le spectre infrarouge de la kanemite est rigoureusement identique à celui qui a été obtenu par KALT *et al* (1968) pour le composé artificiel correspondant au nouveau minéral. Les bandes d'absorption sont en général très larges et à intensités faibles (fig. 51). Outre les bandes dues à des vibrations O-H et H-O-H (3570, 3445 et 1667 cm^{-1}) et celles qui correspondent aux vibrations Si-O, caractéristiques de tous les silicates (1170, 1046 et 456 cm^{-1}), on observe toute une série de bandes faibles situées entre 900 et 500 cm^{-1} , dont certaines sont également décelables dans le spectre infrarouge de $H_2Si_2O_5$, mais absentes dans celui de la silice amorphe.

4.- MORDENITE

La mordenite est une zéolite sodique dont la formule standardisée est :



Le cation dominant Na^+ peut être remplacé par Ca^{2+} ou K^+ dans des proportions variables.

Ce minéral a souvent été confondu avec la clinoptilolite ou la heulandite des roches sédimentaires à cause de chimismes et d'indices de réfraction voisins. (COOMBS *et al*, 1959 ; SHUMENKO, 1962). Les rayons X permettent de lever l'indétermination.

La mordenite a été identifiée dans l'Ouest américain en plusieurs endroits dans des roches tufacées cénozoïques (MOIOLA, 1964 ; HOOVER et SHEPPARD, 1965 ; SURDAM et HALL, 1968). Elle est souvent associée à la clinoptilolite et avec des minéraux argileux de néoformation, mais rarement avec du quartz, de l'opale ou du feldspath potassique authigénique.

Les cristaux sont aciculaires ou prismatiques. Les indices de réfraction sont relativement constants ; l'indice moyen varie entre 1,474 et 1,478 ; la biréfringence est basse, aux environs de 0,003.

Dans la saline de Liwa, cette néoformation prend tout son intérêt dans le fait qu'elle est purement sédimentaire et actuelle, aucun volcanisme n'ayant affecté la région étudiée.

L'étude minéralogique de quarante échantillons récoltés dans une séquence de la saline de Liwa, considérée comme représentative de la région, a montré que la fraction de treize d'entre eux contenait de la mordénite. Ce minéral se trouve ici associé à la magadiite et aux minéraux carbonatés sodiques.

Les diagrammes de diffraction des rayons X obtenus sur poudre désorientée inférieure à 2μ montrent les pics caractéristiques de la mordénite (en Å : 9,1 ; 6,6 ; 6,38 ; 6,10 ; 5,79 ; 4,53 ; 4,0 ; 3,84 ; 3,48 ; 3,39 ; 3,22 ; 2,89 ; 2,56). Les pics situés entre 4,53 Å et 2,89 Å sont souvent surimposés à ceux de la magadiite. Mais un chauffage à 250°C pendant 5h suffit à faire disparaître les réflexions de ce minéral pour ne laisser subsister que celles de la mordénite qui est alors aisément déterminée.

III. - ETUDE THERMODYNAMIQUE

L'inventaire de la paragenèse silicatée sodique établi, il était nécessaire d'obtenir des données sur la solubilité de ces silicates avant d'envisager des mécanismes génétiques.

C'est ce que je me propose de faire, en retenant l'essentiel des résultats obtenus dans un récent travail (MAGLIONE G. et M.H., 1972).

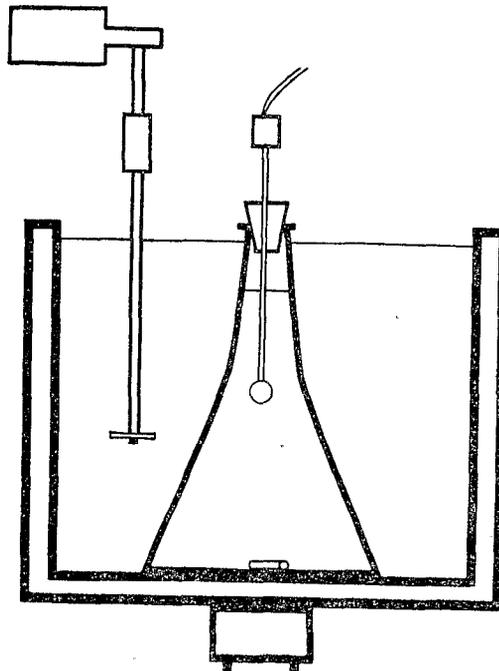


Figure 52. - Dispositif expérimental pour l'étude thermodynamique des silicates sodiques

1. - DISPOSITIF EXPERIMENTAL (fig. 52)

Pour les mesures de solubilités, les échantillons sont débarrassés de toutes traces d'impuretés carbonatées sodiques (gaylussite, trona) et des saumures interstitielles, par lavages répétés aux ultrasons, dans de l'eau distillée. Ils sont ensuite traités par de l'EDTA tamponné pour enlever la calcite disséminée, puis séchés à température ambiante.

Les expériences sont conduites en eau bidistillée à 25°C,

40°C et 60°C et 1 atmosphère de pression totale ; 5 g de matériel sont pesés ($\pm 0,1\%$) et mis en contact avec 1000 ml d'eau bidistillée dans des flacons de polyéthylène à 25°C et de verre pyrex inerte à 40°C et 60°C, totalement immergés dans des bains d'eaux thermostatiquement contrôlés, de 30 l de capacité. Le chauffage est assuré par un serpentín de cuivre immergé opérant par l'intermédiaire d'un relais commandé par un thermorégulateur à mercure ; un vigoureux mélange est assuré par un agitateur rotatif actionné par moteur électrique à vitesse variable. Le brassage et la grande inertie thermique du bain permettent un contrôle de la température à $\pm 0,1^\circ\text{C}$. A l'intérieur des flacons, le mixage est assuré à l'aide d'un agitateur magnétique.

Des aliquotes (10 ml) sont périodiquement prélevées à l'aide d'une seringue ; une fraction est aussitôt analysée pour le pH, tandis qu'une autre est filtrée sur filtre millipore (0,45 μ) et sert ensuite à la détermination des teneurs en sodium et en silice.

Le pH est déterminé à l'aide d'une micro-électrode combinée verre-calomel en utilisant un pH/millivoltmètre "Orion 801" à lecture digitale.

La concentration de l'ion sodium est déterminée par photométrie de flamme à l'aide d'un spectromètre "Jarrell-Ash Atomsorb". L'activité de ce même ion sodium est mesurée en utilisant une électrode spécifique de cet ion ("Corning n° 476210") et le même pHmètre "Orion 801".

La silice réactive est analysée par spectrophotométrie sur spectrophotomètre Beckman DU modèle 2400 par la méthode du complexe réduit silicomolybdique décrite par MULLEN et RILEY (1955), modifiée par STRICKLAND et PARSONS (1965).

L'équilibre de dissolution est estimé atteint lorsque concentration (SiO_2) et activités (H^+ , Na^+) présentent, sur une période de quelques mois des valeurs constantes.

Les caractères minéralogiques des échantillons ont été examinés par diffractométrie des rayons X avant et après les expériences ; aucun changement n'a été décelé dans les phases solides, excepté pour la kanemite qui, aux trois températures, présente une dissolution incongruente.

L'obtention des constantes d'équilibre par mesure de solubilité ne constitue qu'une approche indirecte dans la détermination des relations de stabilité de ces minéraux ; en effet, toutes les mesures ont été effectuées en approchant les courbes de solubilité à l'équilibre, uniquement par le côté de la sous saturation. Or, la littérature montre que cette approche constitue un obstacle important dans le cas de substances peu solubles, comme les silicates.

ALEXANDER et al, (1954), KRAUSKOPF (1956) ont trouvé que les valeurs de solubilité de la silice amorphe, obtenues en approchant les courbes d'équilibre par les deux côtés (sous-saturation et sursaturation), pouvaient différer de plus de 5 %. Les valeurs obtenues dans cette étude sont donc à considérer comme des valeurs minimales.

2. - RESULTATS ANALYTIQUES

A. CONSTANTES D'EQUILIBRE THERMODYNAMIQUE

Les résultats des mesures finales du pH, des activités de l'ion sodium et des concentrations en silice sont donnés dans le tableau 32.

	25°C			40°C			80°C		
	pH	aNa ⁺	aSiO ₂	pH	aNa ⁺	aSiO ₂	pH	aNa ⁺	aSiO ₂
Kernite	8,24	10 ^{-3,51}	10 ^{-2,58}	8,07	10 ^{-3,40}	10 ^{-2,48}	8,84	10 ^{-3,20}	10 ^{-2,34}
Megakite	8,87	10 ^{-3,44}	10 ^{-2,81}	8,01	10 ^{-3,35}	10 ^{-2,53}	8,85	10 ^{-3,34}	10 ^{-2,41}
Kanemite	10,82	10 ^{-2,07}	10 ^{-1,82}	10,42	10 ^{-1,82}	10 ^{-1,73}	10,07	10 ^{-2,00}	10 ^{-1,78}
Mekatite	10,48	10 ^{-1,70}	10 ^{-1,82}	-	-	-	-	-	-

Tableau 32. - Valeurs des diverses activités en fin d'expérience

Les données expérimentales fournissent directement les valeurs des activités des ions hydrogène et sodium en fin d'expérience. Quant à l'acide silicique, son activité peut être considérée comme peu différente de sa concentration qui est la seule déterminée analytiquement. En effet on est en présence de solutions diluées et de plus, l'acide silicique existe sous forme moléculaire, non chargée, dans cette gamme

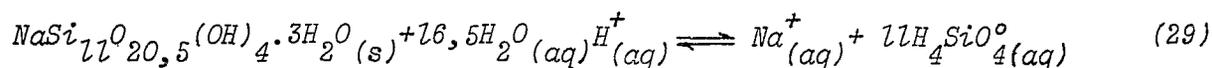
de pH ($\leq 9,5$), sauf dans le cas de la kanemite et de la makatite.

Les différentes espèces solides, kenyaite, magadiite, kanemite, makatite, auront donc une activité égale à l'unité, en admettant que le matériau de départ réponde à la formule stoechiométrique.

Dans le cas où la dissolution de ces espèces fait intervenir de l'eau, son activité sera aussi considérée comme unitaire étant donné la dilution des solutions du milieu expérimental.

A partir des résultats expérimentaux, il est possible de calculer les constantes d'équilibre thermodynamique, les énergies libres et enthalpies de formation de ces silicates. Les réactions suivantes décrivent leur mise en solution.

a) Kenyaite



avec :

$$K_{\text{kenyaite}} = \frac{(\text{Na}^+) (\text{H}_4\text{SiO}_4)^{11} \times}{(\text{H}^+) (\text{H}_2\text{O})^{16,5}} \quad (29')$$

En substituant les données analytiques dans l'équation (29'), on obtient :

$$K_{\text{kenyaite}, 25^\circ\text{C}} = 10^{-22,6 \pm 0,2}$$

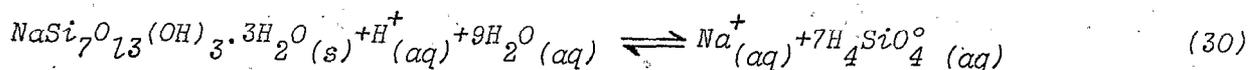
$$K_{\text{kenyaite}, 40^\circ\text{C}} = 10^{-21,7 \pm 0,2}$$

$$K_{\text{kenyaite}, 60^\circ\text{C}} = 10^{-20,0 \pm 0,2}$$

A 25°C notre valeur s'écarte assez sensiblement de celle ($10^{-25,0}$) qui a été déterminée, dans les mêmes conditions expérimentales, par BRICKER (1969).

* Les termes en () représentent les activités des ions correspondants.

b) Magadiite



avec :

$$K_{\text{magadiite}} = \frac{(\text{Na}^+) (\text{H}_4\text{SiO}_4^-)^7}{(\text{H}^+) (\text{H}_2\text{O})^9} \quad (30')$$

et en substituant :

$$K_{\text{magadiite}, 25^\circ\text{C}} = 10^{-14,4 \pm 0,2}$$

$$K_{\text{magadiite}, 40^\circ\text{C}} = 10^{-12,1 \pm 0,2}$$

$$K_{\text{magadiite}, 60^\circ\text{C}} = 10^{-11,3 \pm 0,2}$$

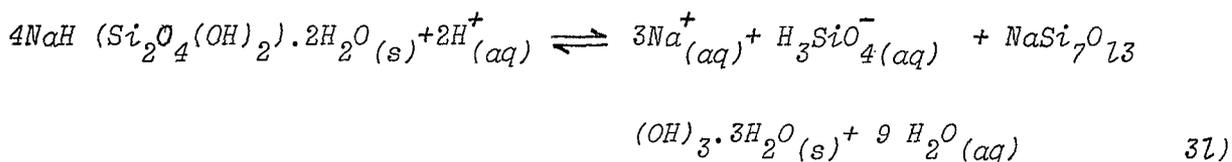
A 25°C, notre valeur est en excellent accord avec celle de BRICKER (1969) qui obtient $10^{-14,3}$.

c) Kanemite

L'analyse par diffractométrie des rayons X de la phase solide en fin d'expérience n'a montré, aux trois températures, que les pics de la magadiite, assez mal cristallisée.

Aux trois températures, il apparaît donc que ce silicate présente une *dissolution incongruente*, phénomène assez commun parmi les sels évaporitiques (carnallite, trona, etc...).

Les résultats analytiques des phases solide et liquide en fin d'expérience permettent de proposer la réaction de dissolution suivante :



Pour cette réaction, la constante de dissolution s'écrit :

$$K_{\text{kanemite}} = \frac{(\text{Na}^+)^3 (\text{H}_3\text{SiO}_4^-) (\text{H}_2\text{O})^9}{(\text{H}^+)^2} \quad (31')$$

En remplaçant par les valeurs expérimentales dans l'équation (31'), on obtient pour les diverses températures :

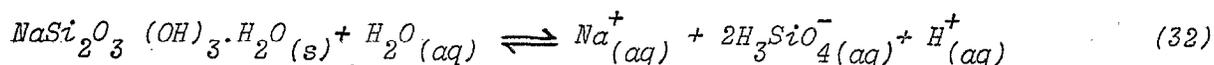
$$K_{kanemite, 25^{\circ}C} = 10^{+13,2 \pm 0,3}$$

$$K_{kanemite, 40^{\circ}C} = 10^{+13,3 \pm 0,3}$$

$$K_{kanemite, 60^{\circ}C} = 10^{+12,4 \pm 0,3}$$

d) *Makatite*

La solubilité de ce silicate vient d'être étudiée à 25°C par BRICKER (com. pers., 1972) qui écrit sa mise en solution



avec la constante d'équilibre :

$$K_{makatite} = \frac{(Na^+) (H_3SiO_4^-)^2 (H^+)}{(H_2O)} \quad (32')$$

et en remplaçant par les valeurs expérimentales :

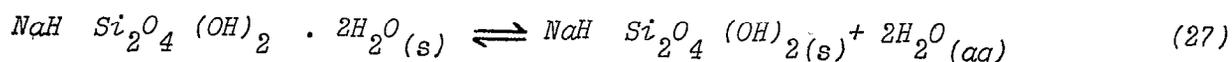
$$K_{makatite, 25^{\circ}C} = 10^{-15,8}$$

La faible quantité de matériel dont on a pu disposer n'a pas permis de mener des expériences concluantes aux températures de 25°C et 40°C. En effet, on n'a pas pu effectuer de diagrammes de rayons X sur la phase solide en fin d'expérience. Aussi est-il possible que la dissolution de la makatite, tout comme celle de la kanemite, soit incongruente.

Les analyses chimiques et thermiques conduites sur la kanemite et la makatite montrent que ces deux silicates sont très proches ; la kanemite diffère uniquement de la makatite par son rapport H_2O/SiO_2 , tandis que la teneur en Na_2O est quasi identique dans les deux espèces.

Cette similitude apparaît encore plus clairement si l'on écrit la formule de la makatite sous la forme $NaH(Si_2O_4(OH)_2) \cdot H_2O$ dans laquelle seule la présence d'une molécule d'eau la différencie de la kanemite.

D'autre part l'étude du comportement thermique de la kanemite (JOHAN et MAGLIONE, 1972) a montré la facilité avec laquelle cette espèce perdait sa double couche d'eau interfoliaire faiblement liée, suivant la réaction :



L'observation de la courbe d'analyse thermique différentielle de la makatite (SHEPPARD *et al.*, 1970), montre dès le départ, une réaction endothermique qui pourrait correspondre à la perte d'une molécule d' H_2O , là aussi faiblement liée.

Il n'est donc pas impossible qu'on ait travaillé sur la forme déshydratée, $\text{NaH} (\text{Si}_2\text{O}_4 (\text{OH})_2)$, tant pour la kanemite que pour la makatite. Les formules chimiques et les énergies libres de formation de ces deux espèces à 25°C sont trop voisines pour n'être pas la conséquence de quelque analogie structurale.

B. ENERGIES LIBRES DE FORMATION A 25°C ET 1 ATMOSPHERE

Les énergies libres des réactions (29) à (32) sont données par la formule :

$$\Delta G_R^\circ = \sum \Delta G_f^\circ \text{ produits} - \sum \Delta G_f^\circ \text{ réactifs} \quad (33)$$

dans laquelle

ΔG_R° = énergie libre de la réaction

ΔG_f° produits = énergie libre de formation des divers produits

ΔG_f° réactifs = énergie libre de formation des divers réactants.

Dans des conditions standards de température et de pression, ΔG_R° est relié au logarithme népérien de la constante d'équilibre thermodynamique par la relation :

$$\Delta G_R^\circ = -RT \ln K \quad (34)$$

dans laquelle $\ln K$ = logarithme népérien de la constante d'équilibre

T = température absolue

R = constante des gaz parfaits (0,00199 Kcal/mole)

Les valeurs des énergies libres de formation des diverses espèces dans l'équation (33), exceptées celles qui concernent les silicates objets de cette étude, sont données à 25°C et 1 atm (ROBIE et WALDBAUM, 1969 ; BERNER, 1971). On tire alors de (33) les énergies libres de formation des silicates étudiés ici, à 25°C et 1 atm :

$$\begin{aligned} \Delta G^{\circ} f \text{ kenyaite} &= - 2596,7 \quad \text{kcal/mole} \\ \Delta G^{\circ} f \text{ magadiite} &= - 1760,3 \quad \text{" "} \\ \Delta G^{\circ} f \text{ kanemite} &= - 684,8 \quad \text{" "} \\ \Delta G^{\circ} f \text{ makatite} &= - 626,1 \quad \text{" "} \end{aligned}$$

Là encore, nos résultats se rapprochent de la valeur obtenue par BRICKER (1969) pour la magadiite (-1762,2 kcal/mole) mais s'en éloignent assez sensiblement pour la kenyaite (-2603,5 kcal/mole).

C. ENTHALPIES DE FORMATION

Les variations d'enthalpie, ΔH°_R , permettent d'exprimer quantitativement les variations de la constante d'équilibre thermodynamique avec la température.

Cette relation est donnée par l'équation de Van't Hoff

$$\frac{d \ln K}{dT} = \frac{\Delta H^{\circ}_R}{RT^2} \quad (35)$$

dans laquelle ΔH°_R est en Kcal/mole.

Pour faciliter les calculs, il convient d'écrire l'équation (35) sous sa forme intégrée. Dans l'intervalle réduit de température dans lequel on a travaillé (25° - 60°C), ΔH°_R peut être considérée comme constante et l'intégration de l'équation (35) donne :

$$\ln K = - \frac{\Delta H^{\circ}_R}{RT} + C \quad (36)$$

dans laquelle C représente la constante d'intégration.

Si on passe des logarithmes népériens aux logarithmes décimaux, l'équation (36) prend la forme :

$$\log K = - \frac{\Delta H^{\circ}_R}{0,00458 T} + C \quad (37)$$

ΔH_R° étant considéré comme constant, la courbe exprimant les variations de $\log K$ en fonction de $1/T$ est une droite de pente :

$$- \frac{\Delta H_R^\circ}{0,00458}$$

Les courbes exprimant les variations de $\log K$ en fonction de $1/T$ pour les silicates étudiés sont reportées dans la figure 53.

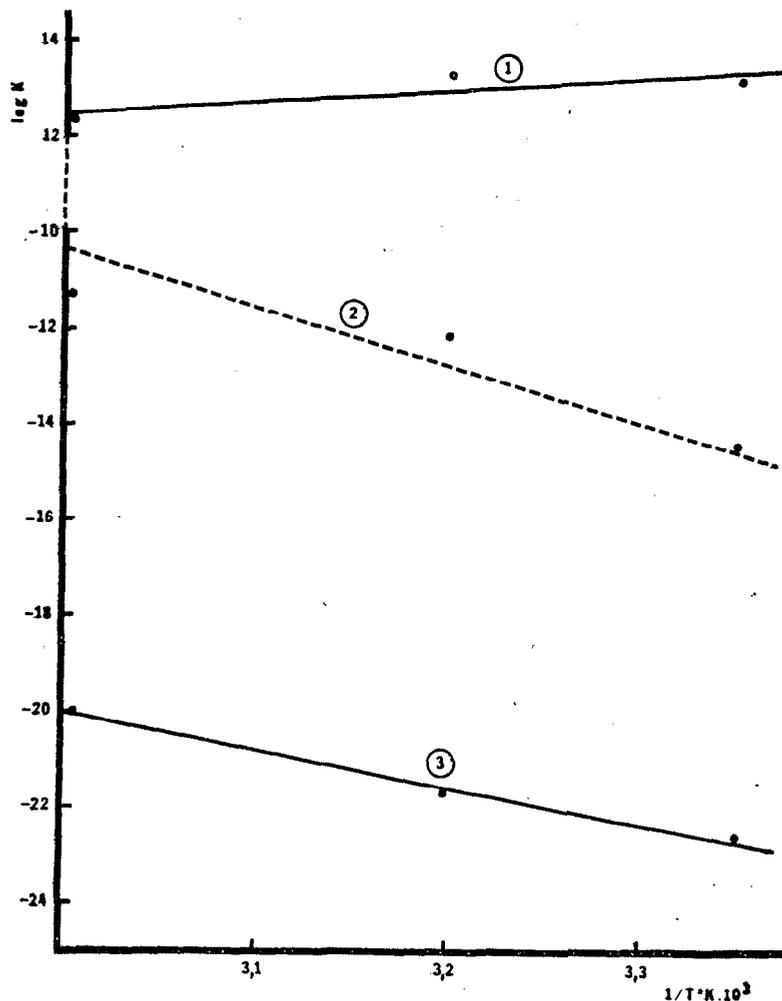


Figure 53. - Variations des constantes d'équilibre en fonction de la température

Par la méthode des moindres carrés, on a obtenu les équations des droites de régression suivantes :

$$\text{kenyaite, } \log K = - 7,726 \cdot 10^3 \times \frac{1}{T} + 3,1384$$

$$\text{magadiite, } \log k = - 12,097 \cdot 10^3 \times \frac{1}{T} + 25,922$$

$$\text{kanemite, } \log k = + 2,66 \cdot 10^3 \times \frac{1}{T} + 4,50$$

En conséquence, les valeurs des enthalpies des réactions (29) à (31), ΔH_R° sont :

$$\Delta H_R^\circ \text{ (29)} = + 35,4 \text{ Kcal/mole}$$

$$\Delta H_R^\circ \text{ (30)} = + 55,4 \text{ Kcal/mole}$$

$$\Delta H_R^\circ \text{ (31)} = - 12,2 \text{ Kcal/mole}$$

Les enthalpies de formation de ces silicates peuvent alors être déterminées d'après la relation :

$$\Delta H_R^\circ = \sum \Delta H_f^\circ \text{ produits} - \sum \Delta H_f^\circ \text{ réactifs} \quad (38)$$

Pour l'équation générale :

$aA + bB \rightleftharpoons cC + dD$, l'équation (38) devient

$$\Delta H_R^\circ = c\Delta H_f^\circ C + d\Delta H_f^\circ D - a\Delta H_f^\circ A - b\Delta H_f^\circ B \quad (39)$$

soit :

$$a\Delta H_f^\circ A = c\Delta H_f^\circ C + d\Delta H_f^\circ D - b\Delta H_f^\circ B - \Delta H_R^\circ \quad (40)$$

Dans cette expression, $\Delta H_f^\circ A$ représente les enthalpies de formation de la kenyaïte, magadiïte et kanemite dans les conditions standards de température et de pression (25°C et 1 atm). Les valeurs de ΔH_f° pour Na^+ , H^+ et H_2O sont connues et tabulées (ROSSINI *et al*, 1962 ; BERNER, 1971). Les valeurs ΔH_f° de ces silicates sont :

$$\Delta H_f^\circ \text{ kenyaïte} = -2805,5 \text{ Kcal/mole}$$

$$\Delta H_f^\circ \text{ magadiïte} = -1941,5 \text{ Kcal/mole}$$

$$\Delta H_f^\circ \text{ kanemite} = - 764,0 \text{ Kcal/mole}$$

D. ENTROPIES A 25°C

La variation d'entropie au cours d'une réaction (ΔS_T°) à la température T est liée à la variation de son enthalpie, ΔH_R° , et à la variation de son énergie libre, ΔG_R° , par la relation

$$\Delta S_T^\circ = \frac{\Delta H_R^\circ - \Delta G_R^\circ}{T} \quad (41)$$

ΔH_R° et ΔG_R° ayant été calculées précédemment pour les réactions de dissolution des différents silicates, on obtient :

$$\Delta S_{25^\circ}^\circ \text{ kenyaite} = + 15,1 \text{ cal/mole/degre}$$

$$\Delta S_{25^\circ}^\circ \text{ magadiite} = + 119,9 \text{ cal/mole/degre}$$

$$\Delta S_{25^\circ}^\circ \text{ kanemite} = + 19,6 \text{ cal/mole/degre}$$

D'autre part la variation d'entropie de la réaction, ΔS_T° , est liée aux entropies des produits ($S_T^\circ \text{ produits}$) et des réactifs ($S_T^\circ \text{ réactifs}$) par la relation :

$$\Delta S_T^\circ = \sum S_T^\circ \text{ produits} - \sum S_T^\circ \text{ réactifs} \quad (42)$$

Les entropies des composés ou ions intervenant dans les réactions de dissolution étant en général fournies par la littérature (BERNER, 1971; KRAUSKOPF, 1967), on a pu déduire de (42) les entropies des silicates étudiés :

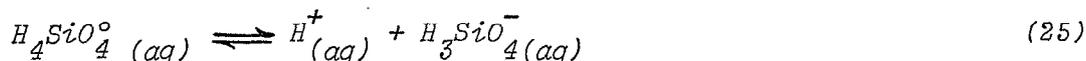
$$S_{25^\circ}^\circ \text{ kenyaite} = + 227,8 \text{ cal/mole/degre}$$

$$S_{25^\circ}^\circ \text{ magadiite} = + 65,0 \text{ cal/mole/degre}$$

$$S_{25^\circ}^\circ \text{ kanemite} = + 66,7 \text{ cal/mole/degre}$$

Les données thermodynamiques de l'ion $H_3SiO_4^-$ sont pratiquement inexistantes dans la littérature. RYZHENKO (1967) a calculé les équations donnant les constantes de dissociation de l'acide orthosilicique en fonction de la température.

Pour la première dissociation de $H_4SiO_4^\circ$, conformément à la réaction



RYZHENKO (1967) donne :

$$pK = -\log K = \frac{3405,9}{T} - 6,368 + 0,016346 T \quad (43)$$

Les valeurs calculées de log K aux trois températures sont respectivement de -9,93, -9,60 et -9,30.

La droite $\log K = -1,793.10^3 \times \frac{1}{T} - 3,91$, calculée par la

méthode des moindres carrés, fournit la valeur de l'enthalpie de la réaction de dissociation, $\Delta_{H_R}^{\circ} = 8,2$ kcal/mole.

	25°C			40°C			60°C		
	ΔG_f°	ΔH_f°	S_T°	ΔG°	ΔH°	S_T°	ΔG°	ΔH°	S_T°
$H_4SiO_4^{\circ}$	-312,8	-349,1	45,84	-311,1	-348,4	48,2	-308,8	-347,4	51,3
H_2O	-58,89	-68,32	18,71	-58,1	-68,05	17,80	-55,4	-67,7	18,7
Na^+	-62,54	-57,28	14,4	-62,9	-58,88	15,8	-63,2	-58,2	17,75
$H_3SiO_4^-$	-299,1	-340,9	27,9	-297,3	-340,2	30,4	-284,8	-339,2	33,4

Tableau 33. - Constantes thermodynamiques de $H_4SiO_4^{\circ}$, H_2O , Na^+ et $H_3SiO_4^-$, à 25°, 40°, 60°C et 1 atm

S_T° : en cal/mole/deg.

ΔG_f° , ΔG° , ΔH_f° , ΔH° : en kcal/mole.

Les différentes constantes thermodynamiques calculées par les équations (38) et (42) à partir des données concernant $H_4SiO_4^{\circ}$ sont reportées dans le tableau 33.

E. CONSTANTES THERMODYNAMIQUES AUX AUTRES TEMPERATURES

a) énergies libres de formation à 40°C et 60°C

On a vu que les énergies libres des silicates étudiés se déduisent des énergies libres des différentes espèces chimiques qui interviennent dans les réactions de dissolution. La littérature est pauvre en données pour des températures supérieures à 25°C. On a donc calculé les énergies libres des H_2O , $H_4SiO_4^{\circ}$, Na^+ et $H_3SiO_4^-$ aux températures de 40°C et 60°C (tabl.33). Elles ont été évaluées à partir des équations calculées par KRAMER (1969).

D'autre part, connaissant les constantes des réactions de dissolution à toute température, on a déterminé les énergies libres des réactions (29) à (31) aux températures de 40°C et 60°C, en utilisant

l'équation (34). L'équation (33) fournit alors les énergies libres de formation des trois silicates, ΔG_f° aux températures de 40°C et 60°C (tableau 34).

L'énergie libre de formation de l'ion $H_3SiO_4^-$ n'étant pas connue en fonction de la température, ses valeurs à 40°C et 60°C ont été calculées à partir de celles de $H_4SiO_4^0$ et de leur réaction d'équilibre (25).

b) *Enthalpies et entropies de H_2O , $H_4SiO_4^0$ et Na^+*

Lorsque les chaleurs spécifiques des espèces chimiques peuvent être décrites par une fonction empirique de la température, les quantités $\Delta H_{i(T)}^\circ$ et $S_i^\circ(T)$ sont respectivement données par les équations (44) et (45)

$$\Delta H_{i(T)}^\circ = \Delta H_{f,i}^\circ(T_r) + \int_{T_r}^T c_{pi}^\circ(T) dT \quad (44)$$

$$S_i^\circ(T) = S_i^\circ(T_r) + \int_{T_r}^T c_{pi}^\circ(T) d \ln T \quad (45)$$

dans lesquelles :

$\Delta H_{f,i}^\circ(T_r)$ = enthalpie de formation standard à partir des éléments, à la température de référence (25°C), de l'espèce i.

$\Delta H_i^\circ(T)$ = enthalpie de formation standard, augmentée de la variation d'enthalpie due à une élévation de température de T_r à T pour l'espèce i.

$S_i^\circ(T)$ = entropie à la température T de l'espèce i.

$c_{pi}^\circ(T)$ = chaleur spécifique de l'espèce i, à la température T .

Les chaleurs spécifiques sont en général bien représentées par une équation empirique (HELGESON, 1969) de la forme :

$$c_{pi}^\circ(T) = a + bT + \frac{c}{T^2} \quad (46)$$

en intégrant (44) et (45), il vient :

$$\Delta H_i^\circ(T) = \Delta H_{f,i}^\circ(T_r) + a(T-T_r) + \frac{b}{2}(T^2 - T_r^2) - c\left(\frac{1}{T} - \frac{1}{T_r}\right) \quad (47)$$

et

$$S_i^{\circ}(T) = S_i^{\circ}(T_r) + a \ln \frac{T}{T_r} + b (T - T_r) - \frac{c}{2} \left(\frac{T}{T_r} - \frac{T}{T_r^2} \right) \quad (48)$$

Dans le cas où C_p° peut être considéré comme constant, les équations (47) et (48) deviennent :

$$\Delta_{H_i^{\circ}}(T) = \Delta_{H_{f,i}^{\circ}}(T_r) + C_{pi}^{\circ} (T - T_r) \quad (49)$$

et

$$S_i^{\circ}(T) = S_i^{\circ}(T_r) + C_{pi}^{\circ} \ln \frac{T}{T_r} \quad (50)$$

On peut considérer C_p° de H_2O et de $H_4SiO_4^{\circ}$ comme constant dans le domaine de température étudié et respectivement égal à 18 et 49 cal/mole/deg (HELGESON, 1969).

Les résultats calculés pour ces deux espèces à 40°C et 60°C par l'intermédiaire des équations (49) et (50) sont reportés dans le tableau 33.

Pour l'ion Na^+ , C_p° est une fonction empirique de la température d'équation (46), avec $a = 128,08$, $b = -119,8 \cdot 10^{-3}$ et $c = -589,8 \cdot 10^4$ comme coefficients calculés d'après les valeurs données par HELGESON (1969).

Les équations (47) et (48) ont été utilisées et les résultats concernant Na^+ sont reportés dans le tableau 33.

c) Enthalpies et entropies des silicates étudiés

On a utilisé la relation (38) pour calculer les enthalpies des trois silicates à 40° et 60°C. L'enthalpie de la réaction de dissolution, $\Delta_{H_R^{\circ}}$, est considérée comme constante dans ce domaine de température ; les valeurs des enthalpies à 40°C et 60°C des espèces chimiques autres que les silicates correspondent à celles qui ont été calculées précédemment. Les valeurs de ΔH° pour les trois silicates à 40° et 60°C sont données dans le tableau 34.

Les entropies des silicates ont été obtenues à partir de l'équation (42), après évaluation des variations d'entropies ΔS_R° des différentes réactions de dissolution à ces deux températures. Les valeurs en sont reportées dans le tableau 34.

	25°C	ΔG°	ΔH°	s°	40°C	ΔG°	ΔH°	s°	60°C	ΔG°	ΔH°	s°
	K ₁				K ₂				K ₃			
		Kcal/mole	Kcal/mole	cal/deg.		Kcal/mole	Kcal/mole	cal/deg.		Kcal/mole	Kcal/mole	cal/deg.
Kenyaite	10 ^{-22,8}	-2588,7	-2805,5	227,8	10 ^{-21,7}	-2580,8	-2801,8	242,3	10 ^{-20,0}	-2578,2	-2788,2	258,2
Magedite	10 ^{-14,4}	-1760,3	-1941,5	65,0	10 ^{-12,1}	-1753,2	-1937,8	79,8	10 ^{-11,3}	-1743,3	-1934,2	93,4
Kanemite	10 ^{+13,2}	- 684,8	- 764,0	68,7	10 ^{+13,3}	- 881,3	- 762,4	73,4	10 ^{+12,4}	- 878,8	- 759,7	82,1
Makelite	10 ^{-15,8}	- 828,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tableau 34. - Constantes thermodynamiques des silicates étudiés à 25°, 40°, 60° C et 1 atm

En résumé, cette étude conduite entre 0 et 60°C, permet de replacer les néoformations silicatées sodiques du bassin tchadien dans un cadre thermodynamique cohérent, en précisant les mécanismes génétiques, fortement influencés par le facteur température, mais gouvernés pour l'essentiel par les variations de pH du milieu.

IV. - MECANISMES GENETIQUES

L'étude de laboratoire ayant fourni des données sur la solubilité des silicates sodiques dans l'intervalle 0 - 60°C, on est en mesure de proposer des mécanismes génétiques qui peuvent être confrontés aux observations de terrain.

Deux domaines, déjà individualisés au chapitre cinquième, vont s'opposer :

. un domaine aéré, bien drainé, à faciès chloruré ou sulfaté sodique. Les pH sont trop bas pour maintenir en solution de fortes teneurs en silice et *les néoformations silicatées ne se manifestent pas dans ce type de milieu.*

.. un domaine confiné, mal drainé, réducteur, à faciès hypercarbonaté sodique. Les pH atteignent des valeurs extrêmes, de même que les concentrations en silice dissoute. Dans ces milieux, *les néoformations silicatées sodiques connaissent leur plein développement.*

Des études récentes (JONES *et al.*, 1967 ; FETH *et al.*, 1964) ont montré que les saumures des lacs alcalins de l'Ouest américain et du Kenya étaient favorables à l'accumulation de hautes concentrations en silice soluble (une valeur extrême de 2700 ppm a été signalée). Des données thermodynamiques sont maintenant disponibles (BRICKER, 1969 ; MARINER et SURDAM, 1970 ; MAGLIONE, 1972) qui, venant s'ajouter aux évidences des observations de terrain, attestent de la précipitation directe, à partir des ions en solution, de divers silicates de sodium hydratés dans les milieux confinés carbonatés sodiques (EUGSTER, 1967 et 1969 ; MAGLIONE, 1970).

Dans le cadre de la présente étude quelque 1300 échantillons d'eaux de la nappe du Kanem (Tchad) ont été analysés, notamment en ce qui concerne les teneurs en silice et en aluminium.

La silice a été dosée par photolorimétrie du complexe sili-comolybdate jaune à 420 m μ ; l'aluminium par photolorimétrie à 550 m μ du complexe rouge violacé que donne Al³⁺ en milieu tampon pH = 6 avec l'ériochrome cyanine (PINTA, S.S.C./O.R.S.T.O.M.).

Résultats en mg/l, excepté pour le silice et l'aluminium (mg/l)

Localité	T°, °C	pH	SiO ₂	Al ³⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻
Lac Tchad à Karé-Katia	26,0	8,5	95	< 2	15,05	4,39	18,40	3,60	0,23	0,59
Lac interdunaire de Bodou	38,8	9,7	935	2,7	3 828,00	349,35	175,00	3 200,00	131,23	318,77
Nappe dunaire, Liwa	32,4	8,7	60	< 2	13,05	3,82	13,70	1,60	0,96	1,16
Nappe dunaire, Djou	27,9	7,5	126	< 2	8,70	1,02	10,70	0,00	0,50	0,65
Nappe saline de Liwa	31,0	9,8	1 750	< 2	5 785,00	285,60	25,00	4 800,00	218,71	1 015,00
Nappe saline de Bedarra	32,0	10,6	3 700	< 2	6 177,00	191,25	0,00	5 300,00	93,73	919,65
Nappe saline d'Andjia	28,7	10,7	2 330	< 2	6 003,00	247,35	300,00	5 000,00	47,91	1 230,00
Nappe saline de Kaya	30,2	9,6	1 130	< 2	4 785,00	112,20	325,00	4 300,00	51,03	395,00
Eau interstitielle de Bodou	-	8,4	665	< 1	40,89	2,91	28,00	9,00	0,37	5,13
Nappe de Ngarangou	29,0	8,0	145	< 2	878,70	104,55	25,90	3,50	937,35	19,75
Nappe de Napal	30,0	9,3	60	< 2	4 120,00	290,00	137,00	291,00	960,00	3 000,00
Saumure de Bilma 1	-	9,3	216	< 2	1 914,00	147,90	20,00	64,00	755,08	885,80
Saumure de Bilma 2	-	9,6	900	< 2	6 438,00	255,00	150,00	680,00	1 432,00	4 654,65
Saumure de Bilma 3	-	10,0	910	< 2	1 827,00	77,50	35,00	360,00	1 093,60	166,44

Tableau 35. - Analyses chimiques de quelques eaux représentatives du Kanem et de Bilma

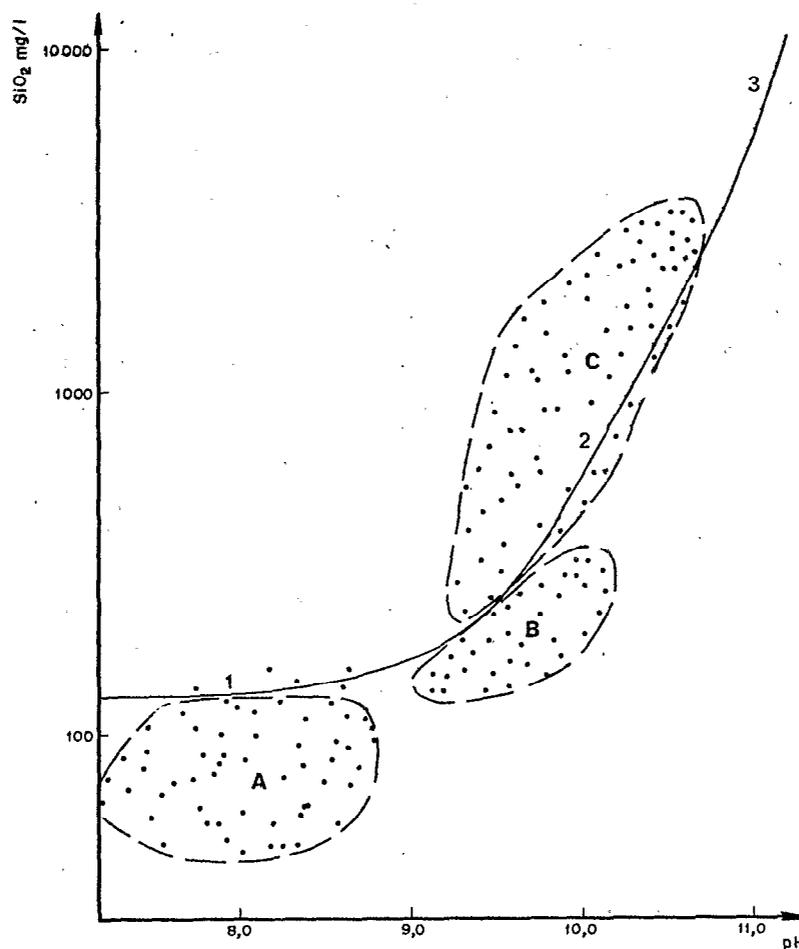


Figure 54. - Corrélation SiO₂ - pH des eaux du Kanem

- A. Lac Tchad et nappe dunaire
- B. Nappe des bords des salines
- C. Nappe du centre des salines

Quelques analyses chimiques moyennes représentatives sont reportées dans le tableau 35.

1. - CONCENTRATION DE LA SILICE PAR EVAPORATION

Pratiquement insensibles à l'évaporation lorsqu'elles sont protégées par l'écran dunaire, les eaux de la nappe phréatique se concentrent fortement dans les dépressions interdunaires.

La silice subit l'effet de cette évaporation, au même titre que les autres ions de la nappe. Cette concentration est reflétée par les corrélations qui existent entre les teneurs en silice d'une part et en ions sodium, carbonates + bicarbonates et chlorures d'autre part.

Il est possible de définir une droite de régression pour les nuages de points obtenus en reportant sur deux axes de coordonnées la teneur en silice en ordonnée (y) et la teneur en ions sodium, la somme carbonates + bicarbonates et les chlorures en abscisses (x).

Pour 257 couples de résultats (x, y), les équations des droites de régression obtenues par la méthode des moindres carrés sont :

$$SiO_2 = 0,0026 Na^+ + 559,00$$

$$SiO_2 = 0,0017 (CO_3^{2-} + HCO_3^-) + 930,99$$

$$SiO_2 = 0,0032 Cl^- + 729,01$$

Les coefficients de corrélation sont hautement significatifs et respectivement de 0,75, 0,77 et 0,78. Ces équations sont valables pour des teneurs en sodium comprises dans l'intervalle 2-140g/l et des teneurs en carbonate + bicarbonate comprises entre 2 et 180 g/l.

2. - COMPORTEMENT DE LA SILICE EN MILIEU CONFINE CARBONATE SODIQUE

Dans la figure 54, on a reporté les teneurs en silice en fonction du pH mesuré *in situ* (pHmètre à piles Tacussel P 50).

Les courbes 1 à 3 correspondent aux solubilités respectives de H_4SiO_4 , $H_3SiO_4^-$ et $H_2SiO_4^{2-}$ calculées à 25°C d'après les constantes d'équilibre des espèces silicatées dissoutes (LAGERSTRÖM, 1959.; INGRI, 1959 ; JONES *et al*, 1967).

Les résultats se groupent en 3 familles : le domaine (A) correspond aux eaux du lac Tchad sur son rivage nord-est et à la nappe des dunes ; (B) regroupe les eaux de la nappe des bords des salines, à leur débouché des dunes ; (C) représente la nappe du centre des salines, là où sa minéralisation est la plus élevée.

Les familles (A) et (B) sont sous-saturées vis-à-vis de la silice amorphe, tandis que les eaux de la famille (C) sont proches de la saturation ou sursaturées.

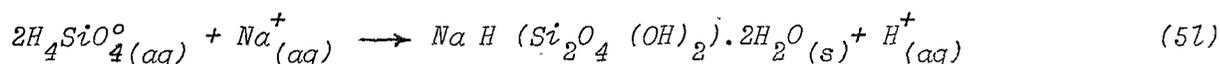
Le groupe (A) comprend des eaux n'ayant pas subi d'évaporation notable depuis leur infiltration. Certaines mêmes accusent une dilution météorique lors de la recharge des nappes dunaires en saison des pluies. La perméabilité de l'aquifère et le gradient piézométrique permettent aux eaux de circuler et empêchent la saturation vis-à-vis de la silice amorphe.

La famille (B) correspond aux eaux des nappes des bords des "natronières". Ces eaux subissent dès leur débouché des dunes, en quelques mètres, une évaporation notable, comme en attestent les rapports $^{18}O/^{16}O$ très élevés (FONTES *et al.*, 1969). Les pH sont alcalins par suite de la diminution de la teneur en bicarbonates lors de la cristallisation de la gaylussite et surtout de la nahcolite. Le pH augmente alors plus rapidement que la concentration de la silice par évaporation.

Les eaux qui forment le nuage (C) correspondent aux saumures du centre des salines. Elles sont saturées vis-à-vis du trona, qui précipite, et largement saturées par rapport à la silice amorphe.

La figure 55, construite à partir des données thermodynamiques, représente les courbes de solubilité de la magadiite, de la makatite et de la kanemite en fonction de $\log (SiO_2)$ vs pH, pour une activité de l'ion sodium dans les solutions égales à un. On a également figuré les courbes de solubilité de la silice amorphe et du quartz.

Pour le tracé de la courbe de solubilité de la kanemite, on a utilisé la réaction suivante :



dont la constante calculée à 25°C vaut $10^{-2,13}$.

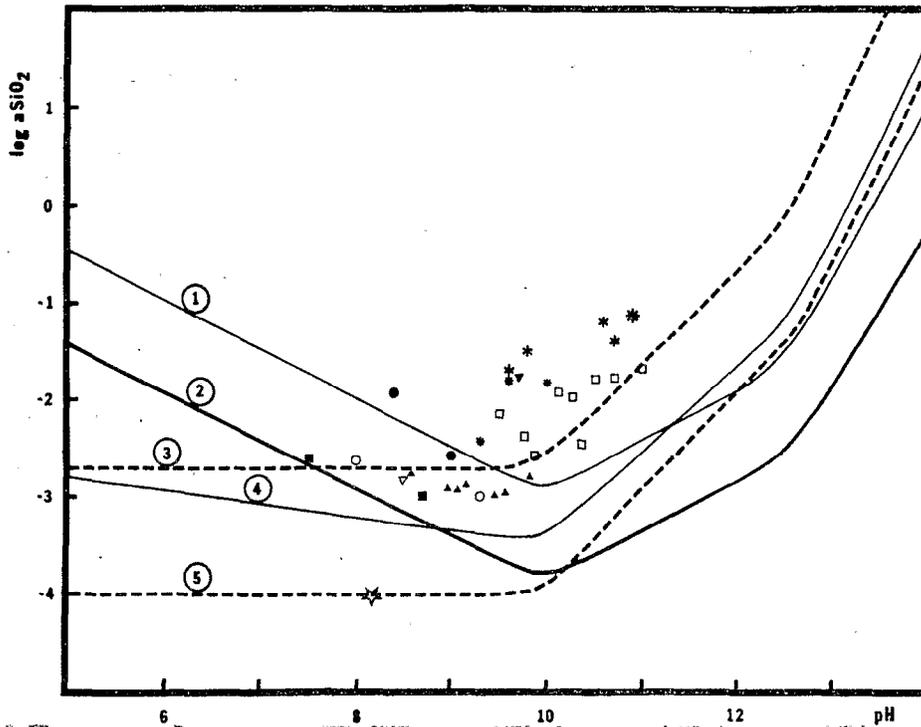


Figure 55. — Courbes de solubilité de la makatite (1), de la kanemite (2), de la silice amorphe (3), de la magadiite (4) et du quartz (5) en fonction de a_{SiO_2} et du pH à 25°C et 1 et 1 atm.

▽ Lac Tchad - ▽ Lac interdunaire - ■ Nappe des dunes - * Saumures carbonatées sodiques - ● eau interstitielle lac de Bodou - ○ nappe chlorosulfatée sodique - * saumures du Niger - ☆ eau de mer - ▲ sources lac Magadi - □ saumures lac Magadi - * Aqua de Ney.

Sur ce graphique, ont été reportés les résultats des analyses d'eaux provenant de divers milieux carbonatés sodiques (lac Tchad, Kanem, Niger, lac Magadi). On a également reporté la composition moyenne de l'eau de mer (HARVEY, 1955) et celle de la source de Aqua de Ney, Californie (FETH *et al*, 1961) qui représente une des plus fortes valeurs de silice soluble citées dans la littérature (4.000mg/l).

On constate que la solubilité des trois silicates sodiques est minimale aux environs de pH 9,8, et ceci quelle que soit la valeur de l'activité de l'ion sodium. Pour des valeurs de pH supérieures à ce minimum la solubilité augmente en réponse à l'accroissement de la solubilité de la silice, due à la première ($H_3SiO_4^-$), puis deuxième ionisation ($H_2SiO_4^{2-}$) de l'acide orthosilicique (RYZHENKO, 1967). Pour des pH inférieurs à 9,8, les solubilités augmentent en réponse à l'abaissement du rapport $(Na^+) / (H^+)$.

Toutes les eaux sont saturées vis-à-vis du quartz et de la silice amorphe, exceptées celles du lac Tchad, de la nappe du Kanem et

des sources qui alimentent le lac Magadi.

Pour $\alpha Na^+ = 1$, elles sont toutes sursaturées par rapport à la magadiite et à la kanemite. Cependant cette sursaturation n'est pas réelle puisqu'il convient de replacer les eaux sur la courbe correspondant à celle de leur αNa^+ propre. Pour ne pas surcharger le graphique, on n'a pas figuré les courbes de solubilité de la kanemite pour d'autres αNa^+ ; toutefois on se rend compte que pour des $\alpha Na^+ < 1$, elles se déplacent homothétiquement vers le haut, par rapport à celle qui est représentée. Seules demeurent alors sursaturées les eaux les plus concentrées.

La figure 53 a montré que les solubilités de la magadiite et de la kenyaite augmentent très fortement avec une élévation de température. Ceci vient confirmer les observations de EUGSTER (1969) qui, constatant l'apparente sursaturation des saumures actuelles du lac Magadi, invoquait un possible effet de température ; les données thermodynamiques dont il disposait alors n'avaient été obtenues qu'à 25°C (BRICKER, 1969).

Cette thermodépendance est, en revanche minime dans le cas de la kanemite, dont la solubilité diminue très légèrement avec un accroissement de la température (fig. 53).

A la suite des données thermodynamiques obtenues dans cette étude, il est possible de confirmer tout en le précisant le schéma du mécanisme génétique de la magadiite et de la kanemite (EUGSTER, 1969 ; MAGLIONE, 1970 et 1972).

Le facteur principal qui régit la cristallisation demeure le pH des solutions ; secondairement intervient la température. Deux cas sont à examiner.

A. MAGADIITE SYNGENETIQUE (FACIES LITE)

Il s'agit de la magadiite qui a précipité dans les saumures résiduelles d'un lac interdunaire en voie d'assèchement tel qu'on l'a observé au lac de Bodou (MAGLIONE, 1971). Durant la saison sèche, les saumures carbonatées maintiennent en solution de fortes concentrations de silice à cause des pH élevés, dus principalement à l'abaissement de la teneur en bicarbonates par suite de la cristallisation du trona.

La silice se concentre par évaporation tout au long de la

saison chaude, les fortes températures augmentant encore sa solubilité ; des températures de 55°C dans les saumures sont courantes.

Survient la saison des pluies qui s'accompagne d'un abaissement des températures ; cette eau météorique ne se mélange pas, mais provoque à son interface avec les saumures une chute de pH et de la température, conduisant à la saturation vis-à-vis de la magadiite. JONES *et al* (1967) ont montré qu'un abaissement de pH de 10,3 à 9,8 pouvait précipiter 500ppm de silice, équivalant à une couche de magadiite de 0,5 mm pour chaque mètre de saumure.

La figure 53 montre qu'un abaissement de la température de 50°C à 30°C provoque la précipitation de 100 ppm de silice correspondant à un lit de magadiite de 0,1 mm.

En définitive, la cristallisation de la magadiite est gouvernée par deux facteurs, pH et température, agissant ensemble et dans le même sens.

Le milieu devait être un lac interdunaire en voie d'assèchement, où l'apport pluvial se superposait à la solution concentrée au cours de la saison des pluies, et vraisemblablement soumis à un climat contrasté voisin de celui qui règne de nos jours sur le Kanem.

B. MAGADIITE DE DIAGENESE PRECOCE (FACIES CONCRETIONNE) ET KANEMITE

Il s'agit ici de cristallisations diagénétiques, à partir des ions des solutions interstitielles qui imprègnent le sédiment au-dessus de la nappe phréatique. La température du sol, relativement constante, n'a guère d'influence. En revanche le pH joue encore le rôle fondamental. Pendant la saison des pluies, les eaux météoriques pénètrent dans les profils par les fentes de dessiccation formées au cours de la saison sèche. Un brutal abaissement du pH a lieu à l'interface de ces eaux diluées et des saumures interstitielles, provoquant la sursaturation vis-à-vis de la magadiite. Par les observations de terrain, on constate que ce mécanisme peut être également proposé pour la genèse des concrétions de kanemite. Lors de leur cristallisation, les nodules de trona emprisonnent des solutions interstitielles dont le pH s'élève par suite de la diminution des teneurs en ions bicarbonates. En continuant à s'évaporer, ces

solutions s'enrichissent en silice qui peut se maintenir à l'état soluble du fait justement de l'alcalinité élevée du milieu. Durant la saison des pluies, des solutions météoriques diluées gagnent le cœur des profils à la faveur des profondes fentes de dessiccation. Lorsqu'elles atteignent les cavités des nodules de trona, leur mélange avec les saumures interstitielles provoque un brutal abaissement du pH, la sursaturation et la nucléation de cristaux de kanemite.

C'est bien en fait ce que j'ai observé au cours d'une mission en saison des pluies : de minuscules cristaux de kanemite, déliquescents, en voie de formation, ont grossi et se sont indurés une fois le nodule de trona exposé à l'air.

Dans le cas des "natronières", les phénomènes se compliquent du fait qu'à une précipitation chimique à partir des saumures lors des fluctuations de niveau (Holocène) des lacs interdunaires viennent se surimposer ces précipitations actuelles par remontée capillaire des solutions à partir de la nappe phréatique peu profonde (MAGLIONE, 1970).

Dans la région du Kanem, elles se produisent de nos jours, comme les observations de terrain en ont récemment apporté la preuve. L'assèchement du lac interdunaire de Bodou en 1970 a laissé un mélange intime de trona et halite, associé dans ses parties centrales à de fins et délicats agrégats de magadiite ; le silicate, comme les carbonates, s'est formé par cristallisation directe à partir des saumures résiduelles.

Sur les bords de ce même lac, on a observé de fines concrétions de magadiite tapissant les gaines radiculaires de petits arbustes. La disposition n'est pas sans rappeler celle des concrétions calcaires autour de racines jouant le rôle de mèches évaporantes, en climat aride.

De l'eau interstitielle du sédiment au niveau de la nappe phréatique et des racines a pu être extraite par pressage hydraulique ; elle présente une nette sursaturation vis-à-vis de la magadiite comme en témoigne le report des valeurs sur la figure 55 (saumures interstitielles de Bodou).

Le tableau 36 rend compte de l'état de saturation des eaux de divers milieux carbonatés sodiques vis-à-vis du quartz, de la silice amorphe, de la kenyaite, magadiite et kanemite.

LOCALITE	T°, °C	pH	Na ⁺ (mg/l)	SiO ₂ (mg/l)	ΔG Quartz	Silice amorphe ΔG	ΔG Kenyaite	ΔG Magadiite	ΔG Kanemite
Fleuve Chari, Fort-Archambault	24,0	7,3	3,5	10	+0,33	-1,43	-20,78	-11,19	-8,5
" " , Fort-Lamy	24,8	7,3	3,1	15	+0,58	-1,21	-18,32	- 9,88	-8,1
Lac Tchad, delta	24,8	7,4	3,9	25	+0,88	-0,91	-14,88	- 7,23	-7,2
" " , Karé-Katia	26,0	8,5	345	95	+1,83	-0,13	- 2,08	+ 2,12	-1,5
Nappe dunaire, Djou	27,9	7,5	200	128	+1,81	0	- 2,44	+ 0,88	-2,9
Lac interdunaire, Bodou	38,8	9,7	87.400	935	+2,94	+1,17	+18,19	+13,21	+8,2
Saumure interstitielle, Bodou	30,0	8,4	843	885	+2,78	+1,0	+10,78	+10,07	+1,3
Saumure carbonatée, Liwa	31,0	8,8	133.055	1.750	+3,35	+1,57	+24,53	+18,81	+7,0
Saumure sulfatée, Napel	30,0	8,3	94.760	80	+1,30	-0,48	- 1,47	+ 3,83	+2,1
Saumure sulfatée, Ngarangou	29,0	8,0	20.184	145	+1,84	+0,08	+ 2,58	+ 5,63	+0,5
Saumure chlorurée, Bilim	29,0	9,6	148.074	800	+2,84	+1,19	+16,91	+15,14	+8,2
Source, Lac Magadi	81,0	9,0	12.800	90	+0,68	-0,18	- 4,92	- 3,48	+1,5
Saumure, Lac Magadi	34,0	11,0	132.000	1.055	+2,97	+1,25	+20,15	+18,09	+8,5
Aqua de Ney, Californie	10,0	10,9	11.300	4.000	+2,78	+1,00	+18,3	+13,2	+7,7

Tableau 36. - Etat de saturation des eaux de différents milieux carbonatés sodiques vis-à-vis de phases solides coexistantes possibles. La grandeur de ΔG représente la déviation par rapport à l'équilibre en kilocalories ; une valeur positive indique une sursaturation, une valeur négative une sous saturation.

Pour l'établissement de ce tableau, on a utilisé la formule

$$\Delta G = RT \ln (Q/K) \quad (52)$$

dans laquelle, ΔG représente la différence d'énergie libre entre l'état de la réaction observée (produit d'activité ionique) et l'état d'équilibre,

R est la constante des gaz parfaits

T, la température absolue

Q, le produit d'activité ionique

K, la constante d'équilibre de la réaction considérée.

Comme constantes d'équilibre on a utilisé celles des réactions (29), (30) et (51) respectivement pour la kenyaite, magadiite et kanemite.

Pour le quartz et la silice amorphe on a retenu les valeurs les plus communément admises à 25°C ($10^{-4,0}$ et $10^{-2,7}$) en y introduisant la thermodépendance de la première et de la deuxième constante d'ionisation de $H_4SiO_4^0$, tirée du travail de RYZHENKO (1967).

Les valeurs de ΔG obtenues représentent l'écart à l'équilibre en Kcal/mole ; des valeurs positives indiquent une sursaturation, des valeurs négatives une sous-saturation.

Ces différents équilibres ont été examinés en tenant compte de la température des échantillons au moment de leur prélèvement. La variation des constantes d'équilibre avec la température a été tirée de ce travail en ce qui concerne kenyaïte, magadiïte et kanemite. Pour le quartz et la silice amorphe, on a utilisé les données de KRAMER (1969).

Les coefficients d'activité tenant compte de la force ionique du milieu ont été calculés à partir de l'équation de DAVIES (1962).

Les valeurs du tableau 36 montrent une sursaturation vis-à-vis du quartz qui s'échelonne de +0,33 à +3,32. Cependant, aucune néoformation de quartz n'a été observée dans ces milieux ; seuls sont à noter quelques norrissages de grains de quartz au niveau du battement de la nappe dans les aquifères dunaires, comme à Djou et Liwa. Il est un fait que dans la littérature les exemples de précipitation actuelle de quartz sont rares ; récemment MACKENZIE et GEES (1971) semblent avoir été les premiers à synthétiser du quartz dans des conditions de surface.

Dans les milieux plus concentrés, le quartz se trouve en compétition avec les silicates sodiques. Les eaux étant plus saturées vis-à-vis de ces derniers, la cristallisation d'une phase siliceuse s'exprime alors sous forme de magadiïte et de kanemite.

On aborde ici le problème plus général des silicifications, pour lequel le schéma de MILLOT (1960, 1964) conserve sa justification. Le milieu trop riche en cations mais désaturé en ions aluminium et magnésium, les pH trop élevés contraignent la silice à s'intégrer dans des édifices phylliteux comme la magadiïte et la kanemite qui prennent largement le pas sur les néoformations argileuses.

3.-COMPORTEMENT DE LA SILICE EN PRESENCE D'ALUMINIUM

Dans la dépression interdunaire de Liwa, la mordénite, zéolite fibreuse et sodique a été mise en évidence (MAGLIONE et TARDY, 1971).

De nombreux travaux font état de la présence de zéolites dans les formations sédimentaires. Plusieurs auteurs décrivent ces minéraux

associés à des faciès évaporitiques alcalins (HAY, 1966 ; SHEPPARD et GUDE, 1968 ; HAY et MOIOLA, 1963) et généralement on les considère comme liés à la transformation d'un matériel volcanique (PACOUET 1969).

Dans les sols, plusieurs auteurs ont montré la néoformation de l'analcite (HAY, 1966 ; BALDAR et WHITTIG, 1968 ; FRANKART et HERBILLON, 1970), de la chabasite, de la natrolite (HAY, 1966) et enfin de la clinoptilolite (SMALE, 1968). Dans certains cas la présence d'un volcanisme est reconnu, mais dans les autres cas aucune manifestation volcanique n'est décelée (BALDAR et WHITTIG, 1968 ; SMALE, 1968). Cependant tous les auteurs s'accordent à reconnaître l'influence actuelle ou passé d'un milieu concentré en carbonate de sodium.

Dans le cas présent, les manifestations volcaniques provenant du Tibesti ne semblent pas avoir atteint cette partie méridionale de la cuvette tchadienne et les sédiments des dépressions interdunaires ne sont constitués que d'argiles diatomitiques mêlées à du sable d'origine éolienne. De plus, la mordénite est ici associée à la magadiite et au trona ; sa présence dans les "tailles fines" et sa position privilégiée au centre de la saline sont autant d'arguments qui militent en faveur d'une origine pédogénétique.

Ce minéral est néoformé dans les fractions fines des sédiments situés dans la partie centrale de la saline, mais le mécanisme de la néoformation lui-même demandait à être précisé. Des faits nouveaux surgissent à la lumière des résultats d'analyses chimiques de la silice et de l'aluminium de la nappe et des données thermodynamiques concernant ces deux éléments.

MARINER et SURDAM (1970) ont récemment mesuré les solubilités apparentes de la silice et de l'aluminium à divers pH, à partir de verre rhyolitique. Leurs expériences ont montré une diminution du rapport Si/Al des solutions avec un accroissement de l'alcalinité du milieu.

Dans le cas de la mordénite de Liwa, l'hypothèse d'une précipitation directe à partir des ions en solution de la nappe est à écarter. Dans ses parties les plus minéralisées, la nappe contient jusqu'à $6 \cdot 10^{-2}$ mole de $Si(OH)_4$, alors que les teneurs en $Al(OH)_4^-$ sont comprises entre $7 \cdot 10^{-5}$ et $2 \cdot 10^{-4}$ mole, le rapport $Si(OH)_4/Al(OH)_4^-$ s'inscrivant dans l'intervalle 10^2 et 10^3 . Dans les mordénites cristallisées naturelles, le

rapport molaire Si/Al est compris entre 4,5 et 5,0.

L'aluminium n'étant pas fourni par la nappe, on est conduit à envisager une hydrolyse partielle des argiles par contact avec les solutions interstitielles fortement alcalines (FRANKART et HERBILLON, 1970). Les ions aluminium et silicium ainsi libérés se combinent à la silice issue de la nappe elle-même et, passant ou non par l'intermédiaire de gels alumino-siliciques (EUGSTER et JONES, 1968 ; MARINER et SURDAM, 1970), néoforment la mordénite. La double source de silice (nappe et hydrolyse des argiles) amènerait des rapports Si/Al élevés en regard des pH. Ainsi pourrait s'expliquer la présence de mordénite dans une gamme de pH correspondant au domaine de stabilité d'espèces moins siliceuses comme l'analcime (AMES, 1963 ; APPS, 1970).

En résumé, l'analyse des saumures carbonatées sodiques des dépressions interdunaires du Kanem (Tchad) a montré des teneurs en silice soluble allant jusqu'à 3700 mg/l. Ces valeurs élevées résultent d'une concentration progressive par évaporation capillaire à partir d'une nappe peu profonde, accompagnée d'une élévation du pH par suite de la précipitation de minéraux bicarbonatés sodiques. La saturation vis-à-vis de la silice amorphe et du quartz est toujours largement atteinte. Cependant la richesse des solutions en cations est telle qu'il y a néoformation de silicates sodiques (magadiite, kanemite) ou d'aluminosilicates de type zéolite (mordénite), dans les milieux où les ions aluminium sont disponibles.

V. - LE PROBLEME DES SILICES HYDRATEES CRISTALLISEES

L'existence des silices hydratées cristallisées a été jusqu'à ces dernières années un sujet de controverse. Cependant depuis les travaux les plus récents (EUGSTER, 1967 ; KALT, 1968 ; SHEPPARD et GUDE, 1972), leur existence tant synthétique que naturelle semble maintenant admise.

1. - SILICES HYDRATEES CRISTALLISEES DE SYNTHESE

En 1905, le premier TSCHERMAK, mit en évidence par déshydratation isotherme toute une série d'acides siliciques définis, obtenus en attaquant des silicates naturels par de l'acide chlorhydrique de concentration variable pour en éliminer les cations. C'est ainsi qu'il obtint l'acide orthosilicique H_4SiO_4 en attaquant la natrolite, le diopside et la calamine, l'acide métasilicique H_2SiO_3 en attaquant l'anorthite, les acides leucitique $H_4Si_2O_6$ et grenatique $H_4Si_3O_8$ en attaquant successivement la leucite et le grossulaire.

Dès leur publication, les résultats de TSCHERMAK (1905) sont critiqués et VAN VEMMELEN (1908) reconnaît ces acides comme des gels et non comme des hydrates définis. ZSIGMONDY (1911) réfute l'existence de silices hydratées définies pour admettre leur nature colloïdale.

Quelques années plus tard, SIMON et RATH (1931) obtiennent $2SiO_2 \cdot H_2O$, à partir de $Na_2SiO_3 \cdot 4H_2O$. Puis de nouveaux essais sont entrepris par THIESSEN et KOERNER (1939) qui isolent toute une série d'hydrates siliciques. SPYCHALSKI (1938) détermine la solubilité de $2SiO_2 \cdot H_2O$ (120 ppm), tandis que les espèces plus hydratées ont des solubilités intermédiaires entre celles de la silice amorphe et du quartz.

Enfin plus près de nous SCHWARZ (1954), SCHWARZ et HENNICKE (1956), à partir de l'attaque acide de silicates de sodium synthétiques, obtiennent H_2SiO_3 , $H_2Si_2O_5$ et $H_2Si_3O_7$ qui possèdent des spectres de diffraction des rayons X caractéristiques, ainsi que des courbes d'analyse thermique différentielle et des spectres infra-rouge propres.

L'étude radiocristallographique détaillée de l'acide disilicique est publiée par WODTKE et LIEBAU (1965) : sa structure consiste en une séquence d'empilement de feuillets $(Si_2O_5)^{2-}_n$ identique à celle des phyllosilicates.

EUGSTER (1967) met en évidence la formation d'un hydrate silicique cristallisé de formule $6SiO_2 \cdot H_2O$ (ou $H_2Si_6O_{13}$) en attaquant la magadiite et la kenyaite par des acides dilués.

En 1968, KALT obtient $H_2Si_2O_5$ par attaque aux acides dilués de l'hydrogénosilicate de potassium, $KHSi_2O_5$ dont il publie l'étude structurale avec LE BIHAN et WEY (1971).

On a vu précédemment que l'attaque acide de la kanemite conduit à l'hydrate $H_2Si_2O_5$ (JOHAN et MAGLIONE, 1972).

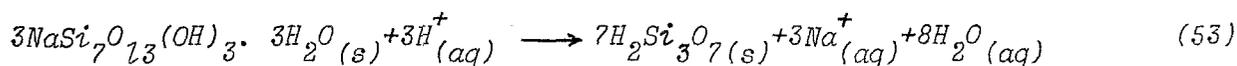
En conclusion on peut dire que l'existence de silices hydratées cristallisées est maintenant établie avec certitude. Le fait remarquable est que ces silices gardent dans leur structure *la mémoire des silicates à partir desquels elles se sont formées*.

2. - SILICES HYDRATEES CRISTALLISEES NATURELLES

D'après mes recherches bibliographiques, je ne connais comme espèce naturelle que la *silhydrite*, $3 SiO_2 \cdot H_2O$ (ou $H_2Si_3O_7$) signalée récemment par SHEPPARD et GUDE (1972) à Trinity County en Californie.

D'après les observations de terrain, elle proviendrait de la transformation de la magadiite par percolation et acidification des eaux météoriques au contact de l'humus du sol.

Mes études thermodynamiques (entre 25°C et 60°C) et celles de BRICKER (com. pers., 1972) à 25°C et 1 atm de pression totale ont permis de déterminer l'énergie libre de formation à 25°C de la silhydrite, $\Delta G_f^\circ = -665,4 \text{ Kcal/mole}$. Cette valeur permet de proposer la réaction de transformation suivante :



L'énergie libre de cette réaction est très largement négative ($-12,49 \text{ Kcal/mole}$) ; sa constante d'équilibre est égale $10^{+9,37}$. Ainsi,

dans des conditions acides, la silhydrite est l'espèce stable par rapport à la magadiite.

3. - INTERET DE L'ETUDE DE SILICES HYDRATEES

On conçoit que les silices hydratées ne représentent qu'un état transitoire et qu'elles sont métastables à l'échelle des temps géologiques. *La silice préfère en effet s'intégrer au désordre du gel amorphe, soit quand le temps lui est laissé, dans la stabilité des tétraèdres du quartz.*

Le fait marquant réside dans la facilité avec laquelle ces silices peuvent reconstituer les minéraux dont elles sont issues par apport des cations correspondants.

En milieu Na_2CO_3 ou $NaOH$, $H_2Si_6O_{13}$ reconstitue la magadiite (EUGSTER, 1967). En milieu saturé en Na_2CO_3 la silhydrite se transforme à nouveau en magadiite (SHEPPARD et GUDE, 1972). Enfin, $H_2Si_2O_5$ redonne la kanemite ou bien $KH Si_2O_5$ par apport d'ions sodium ou potassium (JOHAN et MAGLIONE, 1972 ; KALT et WEY, 1968).

KALT et WEY (1968) ont montré que leur silice pouvait accepter entre ses feuillets de l'eau ou des amines et qu'elle pouvait donner des sels de sodium, de potassium, de lithium ou d'ammonium, chacun caractérisé par un diagramme de diffraction des rayons X.

SHEPPARD et GUDE (1972) ont mesuré les capacités d'échange de la silhydrite et de la magadiite qui sont respectivement de 38,2 et 59,7 me/100g de minéral sec.

Toutes ces propriétés montrent à quel point ces silices hydratées sont *réactives* et donc sensibles à un changement des conditions du milieu géochimique dans lequel elles ont pris naissance.

Comme le dit MILLOT (1972) "... on conçoit l'importance de telles ébauches dans la période transitoire qui suit l'hydrolyse des silicates feuilletés, avant la néoformation des silicates stables que sont les argiles".

VI. - DEVENIR DES SILICATES SODIQUES

On a vu que tous les silicates sodiques du bassin tchadien se néoforment dans les horizons superficiels des sols contenant en abondance du carbonate de sodium, dans la frange capillaire de la nappe phréatique. Sans doute peut-on se demander s'il ne faut pas les considérer comme une forme particulière de silicification sédimentaire adaptée à ce type de milieu.

Quoi qu'il en soit ces minéraux sont *métastables* à l'échelle géologique. Leur destinée est d'évoluer avec le temps vers des formes microcristallines de la silice, plus inertes et plus stables, comme dans les cherts. Ce faisant, des témoins sont parfois conservés ; ils nous livrent alors d'utiles renseignements d'ordre paléogéochimique, hydrologique et même climatique.

La magadiite évolue, par déshydratation et lessivage du sodium vers une forme minéralogique de la silice moins réactive comme on l'observe dans les cherts. La transformation passe par l'intermédiaire d'espèces silicatées moins sodiques (EUGSTER, 1967 ; 1969) a pu saisir les étapes du mécanisme au lac Magadi (Kenya). Plus récemment, SHEPPARD et GUDE ((1972) ont mis en évidence l'altération de la magadiite en une silice hydratée cristallisée, la silhydrite, de formule $3 SiO_2 \cdot H_2O$. Des études de laboratoire ont par ailleurs montré la *dissolution incongruente* de la kanemite ($NaH(Si_2O_4(OH)_2) \cdot 2H_2O$) en magadiite entre 25°C et 60°C (MAGLIONE, 1972).

1. - L'EXEMPLE DE KAFRA (NIGER)

La dépression de Kafra (lat. 19°03' N, long. 20°20'E) est tapissée par des sédiments lacustres holocènes (FAURE, 1962) dont les plus élevés, situés à 25 m au-dessus des zones inférieures, comprennent deux bancs de diatomites litées séparés par une surface de ravinement ou par des dépôts remaniés. Ces derniers correspondent à un abaissement momentané du niveau de l'ancien lac à la faveur d'une phase climatique sèche reconnue et datée de 7500 ans B.P. environ dans de nombreuses régions du Niger et du Tchad (SERVANT, 1973). Il est probable que la cuvette de Kafra s'est alors complètement asséchée : les coupes observées dans le fond de

la dépression montrent que la diatomite inférieure, visible sur 1,60m d'épaisseur, présente un aspect fortement plissé, localement bréchique et au sommet un débit prismatique. En revanche la diatomite supérieure tronquée par érosion, épaisse de 2 m, n'a pas été perturbée et son litage demeure horizontal.

La couche plissotée ou bréchique contient de nombreux nodules insolubles à HCl, recueillis *in situ* (éch. 4162) ou au pied des affleurements (éch. 4163).

Les diagrammes de diffraction obtenus sur poudre brute et sur poudre non orientée de granulométrie inférieure à 2 μ ont montré les pics caractéristiques de la kenyaïte, de la magadiïte et du quartz pour l'échantillon n° 4162. Pour l'échantillon 4163, seuls les pics de la kenyaïte et du quartz ont été décelés.

Les clichés obtenus au microscope électronique à balayage attestent sans ambiguïté qu'une partie au moins du quartz n'est pas d'origine détritique et qu'elle trouve son origine dans la transformation de la kenyaïte et de la magadiïte.

2. - LES CONDITIONS DE TRANSFORMATION

EUGSTER (1967) a été le premier à émettre l'hypothèse d'une précipitation chimique directe de la magadiïte à partir des saumures alcalines du lac Magadi à l'Holocène. Cette hypothèse a été reprise par HAY (1968) pour divers dépôts lacustres de l'Est africain.

Dans le cas du bassin tchadien (Kanem), les phénomènes encore actuels sont plus complexes. A la précipitation chimique directe à partir des saumures lors des fluctuations hydrologiques des lacs interdunaires (induites par les variations de niveau du lac Tchad) viennent se surimposer des cristallisations à partir des solutions capillaires issues de la nappe phréatique peu profonde. (MAGLIONE, 1970 ; JOHAN et MAGLIONE, 1972).

Des conditions comparables à celles qui règnent de nos jours au Kanem ont dû se réaliser vers 7500 ans B.P. à Kafra quand le lac holocène s'est momentanément asséché. Il y a eu mise en place de la magadiïte sous *le faciès concrétionné* que nous lui connaissons dans les "natronières" de la bordure du lac Tchad (MAGLIONE, 1970). La transformation

sur ces données isotopiques pour suggérer une transformation au sein de saumures carbonatées sodiques enrichies en ^{18}O .

Cependant, aucune preuve n'a été apportée de la destruction des liens Si-O des tétraèdres lors de la dissolution des silicates ; d'autre part rien n'est connu des coefficients de fractionnement isotopique des réactions (54) à (56).

La transformation en cherts par contact des silicates sodiques avec des eaux météoriques isotopiquement "légères" nécessite une température de formation plus basse que celle qui préside à la précipitation des précurseurs silicatés. Ceux-ci se sont déposés durant des périodes chaudes. La transformation s'effectue toujours lors d'une ingression lacustre ; les évaporites sont lessivées. Or il a été récemment montré que les phases pluviales dans la cuvette tchadienne s'accompagnent d'un refroidissement généralisé (MALEY, 1973), du moins pour les derniers millénaires.

En conséquence l'abaissement du rapport $a_{\text{Na}^+}/a_{\text{H}^+}$, c'est-à-dire une dilution, me paraît le facteur critique dans la transformation des précurseurs silicatés sodiques en silice amorphe ou en chert.

Dans l'exemple de Kafra, il est probable que les nodules, à l'origine constitués de magadiite pure, se sont transformés par "lessivage" au cours des périodes humides postérieures à 7500 ans B.P. La désertification qui s'est affirmée pendant le dernier millénaire a pu bloquer ou retarder l'évolution du phénomène dans les nodules enfouis sous des dépôts plus récents (échant. 4162). La transformation a été plus complète dans les nodules dégagés par l'érosion et mieux exposés à l'action directe des pluies (échant. 4163) : la magadiite a disparu et seul subsiste un mélange de kenyaite et de quartz. Les cherts antérieurement signalés dans le Quaternaire récent d'Agadem (FAURE, 1962) et de Bilma (SERVANT, 1973) pourraient représenter le stade ultime de cette transformation.

L'origine de la silice nécessaire aux néoformations silicatées sodiques dans les milieux évaporatoires, confinés et carbonatés du Tchad est à rechercher dans la nappe phréatique elle-même. De nos jours, la néoformation se produit au moment de la rupture saison sèche/saison des pluies. Cet "évènement climatique" n'est pas sans rappeler l'opposition entre milieu confinant/milieu lessivant mise en évidence à une autre échelle dans les mécanismes d'altération (PAQUET, 1969 ; TARDY, 1969 ; BOCQUIER, 1971) et de sédimentation (MILLOT, 1964).

Quelle que soit l'origine de la silice (nappe ou hydrolyse d'un matériel volcanique ou argileux), il convient de souligner que les silicifications entendues au sens large (quartz, zéolites, hydrosilicates sodiques, etc...) sont liées à un environnement évaporatoire plus ou moins intense qu'il soit marin, lacustre ou continental. Pour les silicates sodiques, le milieu carbonaté par l'alcalinité élevée qu'il induit est une condition nécessaire à leur formation. Ce fait rejoint les observations de FRANKART et HERBILLON (1969) qui soulignent à propos de l'analcite "que la nature du milieu est un facteur plus important pour la genèse... que la nature des matériaux parentaux".

Les observations faites à Kafra montrent par ailleurs que certaines silicifications sédimentaires sont liées aux conditions initiales de mise en place, mais également à l'évolution postérieure des conditions paléoclimatiques qui ont affecté les précurseurs silicatés sodiques.

TROISIEME PARTIE

LE BASSIN TCHADIEN

modèle de sédimentation chimique continentale

Les rares modèles actuels de sédimentation saline sont continentaux pour la plupart. Vingt-sept pour cent de la surface des continents sont privés d'écoulement à la mer, parmi lesquels 16 % sont aréiques et 11 % endoréiques. Ces importantes quantités d'eau soustraites aux océans peuvent, dans des conditions favorables, se concentrer jusqu'à donner un gisement salifère. Le plus bel exemple est celui de la formation de la Green River du Wyoming, issue du lac Gosiute éocène.

Lac Tchad actuel et lac Gosiute éocène présentent un certain nombre d'analogies dans leur environnement et dans le chimisme de leurs eaux. Toutefois, à la différence du lac Gosiute, le lac Tchad n'est pas et n'a vraisemblablement jamais été un véritable lac clos. D'où la différence entre les paragenèses, l'une étant *syngénétique*, l'autre *diagénétique* précoce.

Chapitre VII - Le lac Tchad et ses dépendances hydrologiques

Chapitre VIII - Le problème de la régulation saline du lac Tchad

Chapitre IX - Le comportement des ions en milieu continental confiné

CHAPITRE SEPTIEME

Le lac Tchad et ses dépendances
hydrologiques : modèle de sédi-
mentation chimique confinée
basique

Les environnements continentaux dans lesquels les minéraux salins apparaissent présentent de grandes similitudes. Les différences entre les paragenèses dépendent de l'intensité de la concentration du système lacustre, de la nature du milieu de précipitation chimique, de la composition chimique des eaux salines et de l'intensité des processus diagénetiques.

La caractérisation du milieu géologique, de la minéralogie et des contrôles physico-chimiques des paragenèses sera faite en résumant brièvement les travaux de divers auteurs sur des dépôts salins actuels et fossiles. Ainsi pourra-t-on dégager les convergences et divergences qui existent entre ces milieux de sédimentation saline et celui des interdunes de la cuvette tchadienne.

I. - COMPARAISON AVEC DES MILIEUX ACTUELS

Je décrirai successivement la playa de Saline Valley (chloro-sulfatée), celle de Deep Springs lake (sulfato-carbonatée), toutes deux situées en Californie. Enfin, on examinera le lac Magadi au Kenya, où la paragenèse carbonatée s'apparente le plus à celle du Kanem.

1. - LA PLAYA DE SALINE VALLEY

Elle a été étudiée par LOMBARDI (1963) et plus récemment par HARDIE (1968). Il s'agit d'un petit bassin clos situé dans le comté d'Inyo en Californie. La dépression s'étend sur 56 km de long et 32 km de large ; elle est entourée de montagnes dont les plus hautes culminent à près de 3.500 m.

La partie la plus déprimée de la vallée correspond à une playa encroûtée de sels qui couvre sensiblement une surface circulaire de 42 km². Un corps de saumure très peu profond, saturé en NaCl, occupe environ 2 km² de la surface, dans le coin sud-ouest de la playa. En dehors de ce petit lac salé, la saumure est localisée dans les sables ou les boues, de 0,30 à 4,5 m au-dessous de la croûte d'efflorescences salines qui varie en épaisseur de 3 à 90 cm. Cette saumure est diluée sur les bordures de la playa (1 à 3 % de sels dissous), mais augmente rapidement en concentration vers le centre (27 à 29 % de sels dissous).

Le drainage dans le bassin est exclusivement souterrain, excepté lors de violents orages qui, temporairement, peuvent inonder une grande partie de la playa. La nappe d'eau est alimentée par des sources qui jaillissent dans de profonds et étroits canyons, aux pieds des escarpements faillés des montagnes qui délimitent le bassin. Ces eaux disparaissent rapidement dans les alluvions et n'ont ensuite qu'un trajet souterrain.

La pluviosité est d'environ 70 mm à la surface du bassin, souvent concentrée en un seul et violent orage. Il peut s'écouler plusieurs années sans pluies.

Le bassin versant de la Saline Valley est constitué par une épaisse (5.000 m) séquence de calcaires et dolomies paléozoïques avec de petites quantités de quartzites, de grès, de schistes et d'horizons conglomératiques. Dans ces sédiments on note des intrusions mésozoïques de monzonites quartzieuses qui, en certains endroits, ont produit un métamorphisme de contact abondant (marbre, etc...).

Les conglomérats et les boues lacustres qui tapissent le substratum de la vallée sont recouverts par des coulées basaltiques pléistocènes ; elles couvrent de larges surfaces à la terminaison nord de la vallée. Les dépôts les plus récents sont constitués par des cônes alluviaux et par les sables, boues et sels de l'actuelle playa.

Au point de vue chimique, les sources et les ruisseaux, avant qu'ils ne s'infiltrent, sont du type bicarbonaté-sulfaté, le rapport des alcalins sur les alcalino-terreux variant d'une source à l'autre. Les saumures de la playa présentent en revanche un faciès essentiellement *chloro-sulfaté sodique*.

Les principaux minéraux évaporitiques trouvés en efflorescences, ou dans les boues au-dessus de la nappe phréatique sont : halite, thénardite, mirabilite, glaubérite ($CaSO_4 \cdot Na_2SO_4$), gypse, ulexite ($NaCa B_5O_9 \cdot 8H_2O$), calcite, dolomite, analcite, sépiolite.

En dessous de la croûte efflorescente, les minéraux dans les sables et boues de la playa sont disposés latéralement en zones concentriques. La séquence, de la périphérie vers le centre de la playa est: gypse → gypse + glaubérite → glaubérite → glaubérite + halite → halite.

HARDIE (1968) a pu expliquer la zonation ainsi observée en utilisant les données thermodynamiques expérimentales disponibles dans le système $CaSO_4 - Na_2SO_4 - NaCl - H_2O$ à 25°C et 1 atmosphère de pression totale (D'ANS, 1933).

2. - LA PLAYA DE DEEP SPRINGS LAKE

La playa, située dans le comté Inyo en Californie, est occupée par un petit lac intermittent à une altitude d'environ 1600 m. Le bassin, totalement clos correspond à un graben de formation récente (JONES, 1965).

Antérieurement, la vallée de Deep Springs était occupée par un grand lac d'eau plus douce qui couvrait plus de la moitié de la vallée, il y a tout juste 1000 ans B.P. Un récent système de failles normales a supprimé l'émissaire et déterminé une ceinture de sources qui remplissent le lac actuel.

Le bassin versant est constitué pour moitié de granodiorites et de roches sédimentaires avec, au contact des deux, une ceinture de roches métamorphiques et de zones minéralisées. Les dépôts lacustres de la playa actuelle sont constitués, avec un accroissement de l'épaisseur, du centre vers les bords par des croûtes salées, des boues carbonatées et des silts et sables bien triés.

La pluviosité est de 130 mm dans la vallée et de 375 mm sur le bassin versant. L'évaporation des saumures est comprise entre 750 et 1300 mm/an.

L'alimentation du lac est réalisée par quelques rivières pérennes, mais surtout par un groupe de sources. L'évolution des eaux, avec un accroissement de la concentration, montre une augmentation des pourcentages respectifs des alcalins, des sulfates et des chlorures.

La séquence zonale des minéraux précipités des bords vers le centre de la playa est la suivante : calcite (ou aragonite) → dolomite → gaylussite → thénardite → burkéite ($Na_6(SO_4)_2CO_3$). La paragenèse formant la croûte de surface est constituée du bas vers le haut par la nahcolite, la thénardite, la burkéite, le trona et la halite. Dans les efflorescences capillaires on note une dominance de halite et de thénardite.

Au point de vue des argiles, les espèces à 10 Å dominant, particulièrement le mica 2 M₁, mais la chlorite, le talc et des interstratifiés sont présents. Les effets majeurs du milieu salin sur les argiles semblent être la dégradation de la chlorite par perte de magnésium et la réorganisation de la montmorillonite.

L'hydrochimie et la nature de la paragenèse permettent de ranger la lac de Deep Springs dans le type *sulfato-carbonaté*, la burkélite étant le minéral le plus caractéristique de la paragenèse.

3. - LE LAC MAGADI, KENYA

Situé dans la partie kenyane du Rift de l'Est africain, il a été étudié par BAKER (1958, 1963) et tout récemment par EUGSTER (1970).

Les eaux des lacs qui occupent les parties basses du Rift sont à dominance *carbonaté-bicarbonatée sodique*, toute la gamme de concentration étant représentée. Le lac Magadi contient les eaux les plus concentrées. Il a été salé au moins depuis 20.000 ans et contient une quantité appréciable de trona qui couvre une surface d'environ 75 km², localement épaisse de 40 m.

Le lac occupe une étroite dépression, formée de deux branches correspondant au découpage, par des cassures pléistocènes nord-sud, d'un plateau de coulées trachytiques qui ont rempli le fond de la vallée.

Le bassin fut en premier lieu occupé par un précurseur du lac Magadi, beaucoup plus dilué, avec au Pléistocène supérieur un plan d'eau situé 12 à 14 m au-dessus du rivage actuel.

Le lac Magadi, situé à l'altitude de 580 m, est entouré de chaînes montagneuses dont les sommets les plus élevés culminent à 4000 m. Au point de vue hydrographique, il existe donc une excellente zone de réception pour les abondantes précipitations. Diverses rivières pérennes y prennent naissance et vont alimenter le bassin proprement dit du lac Magadi. Cependant, mis à part le Uaso Nyiro qui alimente le lac Natron, les rivières disparaissent dans les cônes alluviaux au pied des escarpements et n'atteignent pas directement le lac Magadi.

Des écoulements temporaires se produisent au cours des deux saisons pluvieuses et amènent une certaine quantité d'eau au lac. En fait,

le lac normalement inondé durant la saison des pluies (mars-avril), s'assèche en juin-juillet. L'alimentation du lac est en définitive assurée par des sources chaudes qui correspondent à la résurgence des rivières après un séjour plus ou moins prolongé dans un vaste réservoir souterrain. La disparition des rivières et la réapparition des eaux par les sources sont grandement facilitées par les failles qui affectent le fond de la vallée.

En général les sources s'écoulent dans des lagons situés sur les bordures du lac ; ils ne s'assèchent jamais, même durant les périodes les plus sèches. Les saumures des lagons présentent une gamme étendue de concentration, intermédiaire entre celle des sources et celle des saumures occupant le lac ; les lagons agissent comme bassin de préconcentration.

EUGSTER (1970) a montré que le rapport Na^+/Cl^- des eaux est identique pour les rivières et les saumures chaudes, mille fois plus concentrées. Il semble donc que les rivières, en disparaissant, vont remplir un large réservoir souterrain ; les eaux s'y mélangent et s'y réchauffent avant d'alimenter les sources chaudes. La filiation sources - lagons - lac est directement observable sur le terrain ; elle est également mise en évidence par la corrélation sodium - chlorure, valable sur toute l'étendue de concentration.

A l'appui de cette hypothèse, il faut signaler que cette région du Rift est une zone de volcanisme actif (Oldoinyo Lengai), et donc d'un flux thermique élevé.

Dans les saumures du lac, le trona précipite entraînant une diminution des bicarbonates et un enrichissement des chlorures. La saturation est également atteinte pour la villiaumite (Na F), la mirabilite et la thermonatrite,

La quantité de trona accumulée à l'aplomb du lac (3.10^9 tonnes) représente une période d'au moins 6.000 ans, l'accumulation annuelle étant estimée à 0,3 cm de trona.

C'est au lac Magadi que furent mis en évidence certains des silicates sodiques spécifiques des milieux confinés carbonatés sodiques, magadiite et kenyaite (EUGSTER, 1967) et makatite (SHEPPARD *et al*, 1972). Les deux premiers cités s'altèrent en chert comme on l'a vu au chapitre VI.

Par ses caractères chimiques, le lac Magadi représente le bassin clos qui se rapproche le plus du lac Tchad et des "natronières". Il s'en éloigne considérablement en revanche par son environnement géographique et géologique.

Le lac Magadi est le type même du *lac clos d'origine volcanotectonique* :

- . relief environnant élevé, permettant de larges et rapides apports d'eaux et d'ions qui s'évaporent et se concentrent dans un bassin faillé, occupé par le lac.

- . lac alimenté par des sources chaudes provenant d'un réservoir souterrain d'eaux météoriques infiltrées.

- . subsidence rapide.

Ce modèle s'applique à d'autres lacs salés actuels : lac de Deep Springs, Saline Valley, Mer Morte (LERMAN, 1967), lac Abert dans l'Oregon (JONES et VAN DENBURGH, 1967), lac Natron en Tanzanie. Il peut également servir de modèle pour des lacs fossiles comme le lac Gosiute éocène ou le lac Searles pléistocène.

A l'opposé, le bassin tchadien et le lac Tchad représentent le type du bassin et du *lac clos morpho-sédimentaire* :

- . relief environnant inexistant ; importantes quantités d'eaux apportées depuis les zones amont tropicales humides, suivant un long trajet horizontal au lieu d'un court cheminement vertical.

- . absence d'influences ou d'interactions volcaniques

- . subsidence faible.

Le lac Tchad, avec ses dépendances littorales, semble être le meilleur modèle actuel pour rendre compte des caractéristiques d'un milieu de sédimentation chimique continental confiné, purement sédimentaire.

A l'échelle des temps géologiques, les lacs salés et bassins clos constituent évidemment des phénomènes mineurs.

Si l'on excepte le cas unique de la formation éocène de la Green

River, la plupart des lacs salés actuels ne laisseront qu'une empreinte minime dans la colonne stratigraphique. Certaines phases d'assèchement du lac Tchad et des lacs interdunaires au cours de l'Holocène ne sont décelables de nos jours qu'indirectement (diatomées de faciès sursalés ; silicates sodiques ou cherts ; minéralisation anormalement haute en certains endroits de la nappe phréatique par rapport à la minéralisation régionale).

Cependant l'importance et l'intérêt des bassins clos n'est pas liée à leur "fossilisation", mais au fait qu'ils fournissent d'excellents modèles actuels de milieux confinés évaporatoires dans lesquels certaines des roches carbonatées, les dépôts de gypse et d'anhydrite ont pris naissance. Allant plus loin, EUGSTER (1969) y voit même le milieu de sédimentation des "banded iron formation" et des cherts.

D'autre part, les minéraux évaporitiques (salins et silicatés sodiques) constituent d'excellents marqueurs de faciès dans la mesure où ils résistent à l'agression d'une dissolution (encore peuvent-ils être l'objet d'une diagnose par leurs empreintes).

Dans le cas du bassin tchadien, le rôle dévolu aux associations de diatomées pour caractériser la température, le faciès chimique et le degré de concentration des domaines lacustres pourrait être pris en relais par un certain nombre de sels (calcite, gaylussite, nahcolite, magadiite, kenyaite, kanemite). Pour les sels les plus solubles, il est bien évident que cette grande solubilité constitue un obstacle à leur conservation. On a vu dans l'exemple de la cuvette de Kafra tous les renseignements d'ordre paléohydrologique, paléogéochimique et même paléoclimatique que l'on pouvait tirer de la présence de silicates sodiques associés à des cherts en partie néoformés.

Les paramètres que l'on peut déduire de la présence d'un minéral salin, d'ordre thermodynamique, sont à mon avis plus précis que ceux déduits d'une association algale ou autre ; ils permettent une reconstitution à une échelle plus fine ; t° , pCO_2 , aH_2O , pH, faciès chimique et degré de salure des eaux.

Bien que difficile, l'établissement d'un bilan de l'eau, des ions, de la charge solide d'un bassin clos est possible.

II. - COMPARAISON AVEC DES MILIEUX FOSSILES

Les deux dépôts salifères continentaux les plus étudiés sont sans conteste celui du lac Searles en Californie et celui de la Green River formation du Sud-Ouest du Wyoming aux Etats Unis.

1. - DEPOT SALIFERE DU LAC SEARLES

Il est localisé dans la région des bassins désertiques du Sud-Est de la Californie (Vallée de la mort, lac Owens, Saline Valley...). Il s'est mis en place au cours du Quaternaire ancien, lorsqu'une succession de lacs qui remplissaient le bassin se sont asséchés ou rétrécis pour former des lacs salés.

Le dépôt affleure sous forme d'un lit d'halite pure qui couvre une surface d'environ 30 km². Sous la surface, le dépôt consiste en une succession de lits de minéraux salins et de boues qui couvrent une surface d'environ 100 km² (SMITH et HAINES, 1964).

Dans ce dépôt, la gaylussite, la pirssonite et le trona sont abondamment représentés. Gaylussite et pirssonite sont présentes dans des marnes dolomitiques et organiques, tandis que le trona, principalement associé avec la halite, est localisé dans des boues carbonatées ou en bancs bien individualisés ayant jusqu'à 3,50 m d'épaisseur. La nahcolite est relativement rare et apparaît généralement associée avec le trona. L'épaisseur du dépôt totalise 290 m.

Des variations, verticales et latérales, sont observées dans l'assemblage des minéraux salins. EUGSTER et SMITH (1965), après une analyse théorique des relations possibles entre les phases, ont conclu que la paragenèse au sein d'une unité donnée résulte en premier lieu des variations latérales et verticales des activités de l'eau et du gaz carbonique dissous dans les saumures interstitielles des sédiments. Les valeurs de a_{H_2O} et de $a_{CO_2(aq)}$ sont régies par la composition de la saumure, la température et la pression.

Chaque assemblage minéral représente l'ajustement des matériaux

sédimentaires à des conditions physico-chimiques locales, c'est-à-dire qu'un équilibre dans les sédiments lacustres a seulement été atteint dans des secteurs déterminés.

Les variations des $a_{CO_2(aq)}$ et a_{H_2O} entre les différents lits n'ont pas été effacées par migration des solutions ou par diffusion, à cause de l'imperméabilité des boues carbonatées qui isolent chaque unité.

Avec la profondeur, la paragenèse devient plus simple et on note beaucoup moins de variations entre les unités. Par exemple, la pirssonite est la seule phase carbonatée calco-sodique représentée au-dessous de 203m.

Les études texturales de SMITH et HAINES (1964) indiquent que la gaylussite et la pirssonite se sont formées durant la diagenèse précoce par réaction des saumures avec les boues carbonatées. Il semble s'agir d'un mécanisme de remplacement, volume pour volume ; la croissance des cristaux dans les lits laminés encaissant n'a pas gauchi les laminations.

Les travaux de ces auteurs, essentiellement basés sur les différences texturales, suggèrent que le trona et la nahcolite se sont formés par précipitation sur le fond du lac et par recristallisation ou précipitation à partir des solutions interstitielles durant la diagenèse précoce. Les fins agrégats de cristaux aciculaires, de 3 cm à 30 cm d'épaisseur, qui apparaissent dans les bancs sont interprétés comme primaires mais ceux qui pénètrent les laminations sont interprétés comme diagénétiques.

2. - DEPOT SALIFERE DE LA GREEN RIVER FORMATION

La formation de la Green River est composée de sédiments lacustres d'âge éocène inférieur et moyen. Cette formation est représentée dans le bassin de la Green River dans le Sud-Ouest du Wyoming, dans le bassin de Piceance Creek dans le Nord-Est du Colorado et dans le bassin de Uinta dans le Nord-Est de l'Utah.

L'époque éocène se caractérise en Amérique du Nord par la création d'un chapelet de lacs dans les bassins intérieurs du Wyoming, de l'Utah et du Colorado. Ceinturé par une série de hauteurs, le bassin de la Green River résulte d'une lente subsidence, commencée au Paléozoïque et qui s'achève à la fin de l'Eocène.

Les lacs qui ont déposé ces sédiments ont existé durant environ

4 millions d'années. Au début de l'Eocène, on assiste à la création d'un lac d'eau douce (lac Gosiute) d'environ 32.000 km², muni d'un exutoire vers le sud ; ce lac, dont l'existence s'étend sur 1 million d'années dépose des sédiments très organiques, schistes bitumeux, marnes (*Tipton Shale Member*).

Cette époque s'achève par un brutal changement climatique . Le lac Gosiute rétrécit de moitié, devient un lac sans émissaire . Etalée sur 1 million d'années, cette période voit le dépôt de schistes bitumeux, de calcaires dolomitiques, de trona et de halite dont la séquence se répète une cinquantaine de fois dans cette série épaisse de 430 m (*Wilkins Peak Member*).

Puis un nouveau changement climatique apparaît . Le lac transgresse, atteint son maximum d'extension (40.000 km²) et reconstitue son émissaire. La série déposée pendant les 2 millions d'années que dure cette période constitue le *Laney Shale Member* ; elle est formée de marnes brunes, calcaires, grès, schistes bitumeux et tufs volcaniques. A la fin de cette période, le lac disparaît à la suite du comblement du bassin par l'accumulation de sédiments et de cendres volcaniques et par un arrêt de la subsidence . Une sédimentation fluviale s'installe à nouveau .

La figure 56 permet de comparer le lac Tchad actuel et le lac Gosiute éocène.

La série salifère est représentée par des bancs étendus de trona pur et de trona mélangé à de la halite.

BRADLEY et EUGSTER (1969) ont décrit cette série comme une "grande lentille" de sédiments dans le *Wilkins Peak member* qui s'est déposée durant les stades de bas niveau du lac clos. Après chacune des périodes de bas niveau, durant lesquelles le trona et le mélange trona-halite précipitaient, le lac connaissait des périodes d'expansion où il déposait d'épaisses unités de schistes bitumeux et dolomitiques finement laminés et de minces lits de magadiite (EUGSTER et SURDAM, 1971). Ces lits de magadiite furent ensuite transformés en cherts par le lessivage du sodium.

Le milieu de dépôt envisagé pour les marnes dolomitiques et les boues calcaires est celui d'une playa, avec une dolomite de formation subaérienne, dans la zone capillaire de la nappe phréatique.

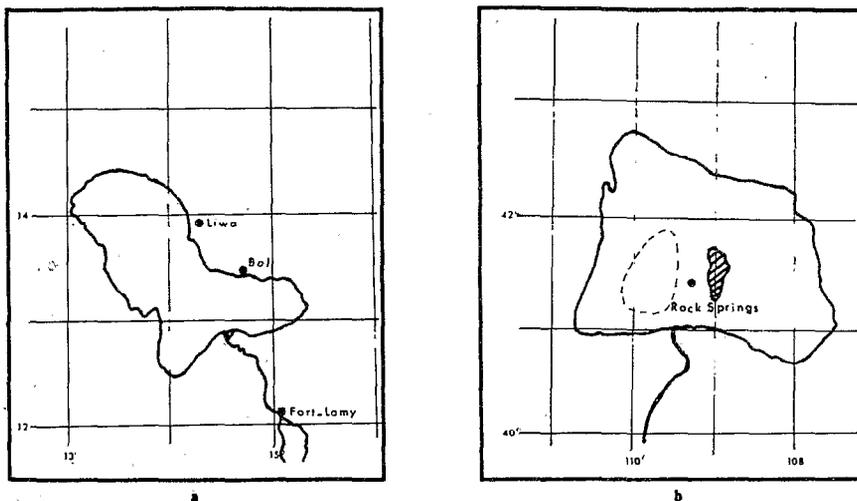


Figure 56. - Comparaison du lac Tchad avec le lac Gosiute à son maximum d'extension éocène

LOCALITE	pH	SiO ₂	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	HCO ₃ ⁻	CO ₃ ²⁻	SO ₄ ²⁻	Cl ⁻
Chari ¹	7,4	22,2	0,22	0,17	0,12	0,05	0,51	-	-	-
Lac Tchad ²	7,5	25,5	1,06	0,99	1,35	0,39	3,90	-	-	-
Green River ³	-	15,8	3,07	1,66	1,78	0,08	3,63	-	2,41	0,50

Tableau 37. - Données hydrochimiques du bassin Tchadien et de la Green River (me/l, excepté SiO₂ en mg/l).

1. ROCHE (1973). 2. CARMOUZE (1972). 3. reconstitué par BRADLEY et EUGSTER (1969).

	Lac Gosiute	Lac Tchad
Bassin Versant (Km ²)	126.000	600.000
Surface du lac (km ²)	10 - 16.000	20.000
Occupation du lac (%)	7,9 - 12,7	3,3
Pluviosité (cm)	48	30
Température (°C)	22	28
Evaporation (cm)	150	215
Débit liquide des tributaires (m ³ /an)	4,16 · 10 ⁹	40 · 10 ⁹
Apports en sels (T/an)	2,13 · 10 ⁶	3 · 10 ⁶
Quantité de sels déposés (T/an)	0,10 · 10 ⁶	0,52 - 0,65 · 10 ⁶ *

Tableau 38. - Caractéristiques du lac Giosute éocène et du lac Tchad actuel

* Quantité déposée dans les interdunes du Kanem

Cet environnement, équivalent continental d'une sebkha (KINSMAN, 1969), est attesté par le grand développement des "mudcraks", par des conglo-mérats à galets aplatis et par des sables à stratifications ondulées et entrecroisées.

Dans les parties centrales et sud du bassin les bancs de trona et du mélange trona + halite occupent une surface d'environ 2800 Km² sur une épaisseur de 430 m. Les galeries et forages d'exploitation ont permis de dénombrer 27 bancs de trona (ou du mélange trona + halite) dont l'épaisseur varie de 1 m à plus de 10 m. Des cristaux de trona apparaissent également dans les marnes dolomitiques ou les boues calcaires. Comme au lac Searles, les bancs de trona sont interprétés comme primaires, tandis que les cristaux disséminés sont interprétés comme diagénétiques.

Les autres minéraux salins mis en évidence sont les suivants : shortite, northupite, pirssonite, gaylussite, nahcolite, thermonatrite, wegscheiderite et tichyte.

Dans le *Wilkins Peak member* du bassin de Uinta, shortite et nahcolite sont les deux seuls minéraux salins représentés, tandis que dans les formations du bassin de Piceance Creek, seule la nahcolite est présente. Ces deux bassins se sont arrêtés à un stade évolutif plus précoce que celui du bassin de la Green River.

Lac Tchad et lac Gosiute éocène présentent un certain nombre de ressemblances qui sont rassemblées dans les tableaux 37 et 38.

Le bassin versant du lac Gosiute n'aurait été que le cinquième de celui du lac Tchad à la latitude de Fort Lamy, alors que les surfaces des deux lacs sont dans le rapport 1/2 à 4/5. En ce qui concerne les caractéristiques physiques, les deux lacs se distinguent par leurs pourcentages d'occupation du bassin très différents : 8 à 12 % pour le lac Gosiute, 3 % et moins pour le lac Tchad.

Le climat apparaît moins aride pour le lac Gosiute que pour le lac Tchad actuel : 48 cm de précipitations contre 30, 150 cm d'FTP contre 215.

Du point de vue hydrique, les apports par les tributaires au lac Tchad sont 10 fois supérieurs à ceux reconstitués par BRADLEY et EUGSTER (1969) pour le lac Gosiute. Les eaux du Chari étant moins chargées que la Green River éocène, les apports en sels au lac Tchad ne sont

qu'une fois et demie supérieurs à ceux reconstitués du lac Gosiute. Outre les différences de salure entre les deux tributaires, on doit noter la présence de sulfates abondants et de chlorures dans les eaux de la Green River (reconstituée), alors que ces deux ions sont pratiquement absents dans les eaux du Chari.

Cependant à l'emplacement même du lac Tchad, les plus profonds sondages (70 à 100 m) n'ont jamais mis en évidence d'évaporites interstratifiées dans les séries lacustres quaternaires, bien que des témoins d'assèchement du lac Tchad existent. Dans les interdunes plus éloignées du lac, où la nappe est à plus grande profondeur, seules les associations de diatomées (SERVANT, 1970) montrent les variations importantes de salinité qu'ont connu les lacs interdunaires au cours de l'Holocène, notamment lors des ingressions lacustres, par remontée de la nappe phréatique.

Il semble que la disposition hydrogéologique actuelle que j'ai décrite dans le second chapitre a toujours plus au moins prévalu au cours des derniers millénaires.

L'évacuation des sels par infiltration latérale ne semble jamais avoir permis au lac Tchad d'atteindre une salinité suffisante pour que la précipitation des sels les plus solubles se réalise. Les seuls dépôts évaporitiques importants ont été et sont actuellement confinés dans les interdunes qui ont joué et jouent le rôle de "pièges". Dans ce cas, le mécanisme procède essentiellement par remontées capillaires et relève *d'une diagenèse précoce* ; il s'effectue aussi par précipitation directe synsédimentaire lors de l'assèchement des lacs interdunaires.

Ces sels recyclés à chaque remontée du niveau de la nappe phréatique participent pour une grande part à sa minéralisation actuelle.

CHAPITRE HUITIEME

Le problème de la régulation
saline du lac Tchad.

Dans le chapitre consacré au cadre hydrologique, nous avons vu que le lac Tchad, bassin superficiellement clos, est un lac d'eau douce. Bien que recevant quelques trois millions de tonnes de sels dissous par an et soumis à une évaporation intense, ROCHE (1973) a montré qu'il n'a pas subi d'augmentation notable de salure, depuis que les premières données hydrochimiques ont été établies (TILHO, 1909).

Il est donc possible d'assimiler le lac Tchad et ses dépendances hydrologiques littorales à un système en *état d'équilibre dynamique* dans lequel les apports hydrique et salin compensent à l'échelle pluriannuelle les pertes (hydrique et saline).

Le problème de la régulation saline du lac Tchad a été, dès la mise en place de l'opération multidisciplinaire, une des préoccupations, sous-tendue, des différents membres de l'équipe. Très tôt, elle a commencé à faire l'objet de publications liminaires (FONTES *et al*, 1969 ; ROCHE, 1970 ; MAGLIONE 1971). Ce n'est que récemment que des données chiffrées concernant la "sédimentation" ionique (chimique et biochimique) dans le lac et les pertes ioniques par infiltration viennent d'être avancées avec des précisions acceptables (CARMOUZE, 1972 ; ROCHE, 1971 et 1973).

Les pertes hydriques (et donc de sels) par infiltration semblent être admises par la plupart des chercheurs. Cependant, le mode d'infiltration est complexe et ne peut pas se concevoir comme *un écoulement continu*, notamment à la suite des études isotopiques menées sur la nappe phréatique (FONTES *et al*, 1969 ; ROCHE, 1970).

Dans tout bilan, il convient de ne pas perdre de vue le caractère spéculatif et approché des valeurs auxquelles on aboutit. ROCHE (1973) a précisé les erreurs relatives maximums de deux des termes du bilan ("sédimentation" et infiltration).

L'établissement d'un bilan aussi complexe ne pouvant se concevoir que comme une *synthèse des travaux des différents membres de l'équipe*, mon propos ne sera pas d'essayer de le résoudre dans son ensemble. Cependant, si on admet que les eaux s'infiltrent, on doit admettre que les sels le sont également. Ces derniers, une fois intégrés à la nappe, peuvent se fixer selon deux voies majeures :

- participer à l'augmentation de la minéralisation de la nappe du Kanem

. et/ou participer à l'élaboration de la paragenèse évaporitique du Kanem.

Tenter d'estimer la première voie est hasardeux, étant donné le peu de connaissances que nous avons encore de la nappe phréatique dans son ensemble ; évaluer la part attribuable à la seconde voie l'est moins. C'est ce que je me propose de faire en essayant de chiffrer les quantités de sels annuellement et temporairement soustraites au cycle salin du bassin tchadien par cristallisations dans les "natronières", et dont une faible partie est définitivement soustraite du bassin par exploitation humaine (10 à 12.000 tonnes).

I. - LES APPORTS AU LAC TCHAD

C'est le terme du bilan le plus accessible excepté pour les apports éoliens . Les apports au lac Tchad se font selon trois voies : éolienne, météorique et fluviale.

1. - LES APPORTS EOLIENS

Il est très difficile d'avancer un ordre de grandeur pour ce type d'apports, essentiellement par suite de l'hétérogénéité du phénomène et de l'absence d'observations locales.

BOCQUIER et GAVAUD (1964) ont présenté une analyse chimique de poussières recueillies dans le Kadzeï (ouest du lac Tchad) après une violente tornade en période d'harmattan. Les sels solubles représentaient environ 19 % en poids, le reste étant constitué de grains de quartz.

DUPONT (1967) a estimé, par des mesures effectuées de juillet 1966 à février 1967 à la station météorologique de Fort-Lamy, un apport annuel en sels solubles par les vents de $1,1 \text{ t/km}^2$. Sur l'ensemble du lac Tchad on peut donc admettre un apport d'environ $0,02 \cdot 10^6 \text{ t/an}$.

L'apport le plus important doit se réaliser au moment où souffle l'harmattan, vent du N-E qui balaie les "natronières" et saupoudre le lac des sels arrachés aux efflorescences salines qui couvrent la surface de ces dernières.

Selon ROCHE (1973), de $2 \cdot 10^4$ à $1 \cdot 10^6 \text{ t/an}$ de matériaux solubles et insolubles sédimenteraient dans le lac, ce qui ne représente que 0,3 à

15 % de l'apport fluvial.

2. - LES APPORTS PAR LES PLUIES

ERIKSSON (1952) évalue à $0,3t/km^2/an$, les précipitations salines sur les steppes sèches au sud du Sahara, pour une pluviosité comprise entre 250 et 300 millimètres.

Sur l'ensemble du lac Tchad la valeur interannuelle des précipitations a été estimée à $6.10^9 m^3$. On peut donc évaluer les apports ioniques au lac par les précipitations atmosphériques à $0,006.10^6 t/an$, quantité négligeable devant les apports fluviaux.

A la suite de l'analyse chimique des pluies récoltées à Fort-Lamy au cours de l'année 1969, ROCHE (1973) propose un apport de sels solubles au lac Tchad par les précipitations de $0,25.10^6$ tonnes, soit 14 % de l'apport fluvial.

3. - LES APPORTS FLUVIAUX

En définitive les plus importants, ils sont de loin les mieux connus. En effet les charges solubles sont faibles et c'est "le volume écoulé, mesuré avec bonne précision par les hydrologues, qui représente le facteur déterminant dans les quantités de sels amenés au lac" (ROCHE, 1968 et 1973).

Au point de vue hydrique les apports fluviaux ont varié depuis 1933 entre 29 et $64.10^9 m^3$. La valeur moyenne des apports annuels est de $40.10^9 m^3$, dont $38,1.10^9 m^3$ pour le seul Chari (CARMOUZE, 1972).

Au point de vue salin, le stock en sels du lac ne présente pas de variations appréciables ; il y a donc équilibre entre les apports et les pertes. Les apports en sels dissous sont essentiellement représentés par les ions HCO_3^- , Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+ et K^+ et par les silicates sous la forme $H_4SiO_4^0$.

La courbe d'évolution annuelle de la concentration de chacun des ions ne variant peu d'une année à l'autre, CARMOUZE (1972) et ROCHE (1973) ont pu définir les apports moyens annuels des différents ions et de la silice dissoute, en utilisant l'histogramme annuel moyen des débits (1933 - 1971) et les histogrammes annuels moyens des concentrations de

chacun des ions (1967 - 1971).

Les résultats sont les suivants en équivalent (mole pour la silice) :

	Chari		Autres fleuves		Total			
	e.10 ⁹		e.10 ⁹		e.10 ⁹		10 ⁶ t	
	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)	(1)	(2)
Ca ²⁺	8,4	8,0	0,85	0,68	9,25	8,68	0,185	0,173
Mg ²⁺	6,7	5,6	0,75	0,52	7,45	6,12	0,090	0,073
Na ⁺	4,8	5,1	0,50	0,57	5,30	5,67	0,122	0,130
K ⁺	1,9	1,7	0,25	0,18	2,15	1,88	0,084	0,073
HCO ₃ ⁻	21,8	20,3	2,35	2,00	24,15	22,30	1,473	1,360
H ₄ SiO ₄ ^o	14,1	-	0,83	-	14,93	-	1,433	1,740

Tableau 39. - Apports fluviaux moyens annuels en sels dissous d'après : (1) CARMOUZE (1972) et (2) ROCHE (1973)

Traduit en poids, on aboutit à un apport annuel moyen de $1,95.10^6$ t pour les sels solubles sous forme ionique et de $1,43.10^6$ t pour la silice soluble selon CARMOUZE (1,81 et $1,74.10^6$ t selon ROCHE).

La totalité des apports au lac Tchad (vents, pluies, fleuves) peut donc être estimée entre $3,4$ et $3,6.10^6$ t/an.

II. - LES PERTES

Elles se réalisent par trois voies : stockage biologique et précipitations chimiques dans le lac, infiltrations vers les nappes littorales environnantes.

1. - STOCKAGE BIOLOGIQUE DES SELS MINÉRAUX

Dans un mémoire récent, LEVEQUE (1972) a montré que les coquilles des mollusques benthiques du lac Tchad étaient constituées de 37 % de calcium sous forme d'aragonite avec quelques traces de sodium.

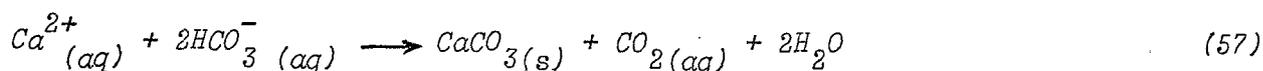
Pour une biomasse de 400.000 t de coquilles réparties sur l'ensemble du lac, on peut estimer à 150.000 t la quantité de calcium stockée dans les coquilles des mollusques vivants. Cette valeur est du même ordre de grandeur que l'apport annuel moyen en Ca^{2+} par les fleuves (185.000 t).

La production annuelle de coquilles a été estimée à 1.865.000t. Les mollusques stockent donc dans leurs coquilles quelques 690.000 t de calcium, soit près de 4 fois l'apport annuel moyen des tributaires. Cette demande biologique correspond à près de la moitié du calcium dissous stocké dans les eaux du lac Tchad ($1,45 \cdot 10^6$ t d'après CARMOUZE, 1972 ; $1,15 \cdot 10^6$ t d'après ROCHE, 1973).

Après la mort des mollusques, une partie du calcium fixé dans les tests est remise en solution. Ce phénomène de dissolution est notamment observé dans la cuvette sud du lac, où les coquilles sont érodées et où les tests d'animaux morts sont rares sur les fonds. Cette observation indique en outre que la cuvette sud du lac est sous-saturée vis-à-vis de l'aragonite et à fortiori de la calcite.

Dans la cuvette nord en revanche, LEVEQUE (1972) observe des masses importantes de coquilles non érodées, parfois même où les mollusques vivants sont peu nombreux. La cuvette nord semble donc saturée en CaCO_3 comme le montrent les calculs des produits d'activité ionique des eaux pour cette phase.

Bien que difficile à apprécier avec exactitude, le rôle de la faune du lac et notamment celui des mollusques, apparaît important. Ainsi *la presque totalité du calcium apporté au lac Tchad par les tributaires est piégé dans celui-ci par des mécanismes biologiques*. De même on peut évaluer à $0,22 \cdot 10^6$ t la quantité de bicarbonate qui est piégée dans les tests lors de la cristallisation de l'aragonite selon la réaction:



En ce qui concerne les autres ions, il est difficile étant donné la pauvreté des données sur les biomasses animale et végétale d'évaluer leur rôle dans la régulation saline du lac ; mais ils ne doivent pas être négligeables.

2. - PRECIPITATIONS CHIMIQUES

Elles ne peuvent être évaluées qu'indirectement, le bilan minéralogique du lac ne restant encore qu'à l'état d'ébauche. La seule précipitation chimique mise en évidence par observation directe reste celle de carbonate de calcium dans la partie nord du lac ; encore n'est-il pas possible de la chiffrer.

Dans les parties sud-est et nord du lac il y a élimination partielle de la silice, vraisemblablement par néoformations silicatées, mais l'étude n'est qu'en cours (CARMOUZE).

Pour évaluer les pertes globales qui se produisent au niveau du lac, il est nécessaire de choisir un traceur. CARMOUZE (1972) et ROCHE (1973) ont pu estimer les précipitations (ou "sédimentations relatives") de chacun des ions par le biais de leurs temps de résidence respectifs dans le lac. On peut admettre en premier lieu que le stock en sels du lac reste constant dans le temps. Le temps de résidence correspond alors au rapport du stock de l'ion considéré dans le lac à l'apport moyen annuel de ce même ion au lac.

Il s'avère, comme il fallait s'y attendre de part la nature de ses propriétés physico-chimiques, que *le sodium est l'ion qui séjourne le plus longtemps dans le lac*. Le lac ne présente pas de concentrations

suffisamment élevées pour que les sels sodiques précipitent. En conséquence les pertes par infiltration en sodium doivent être, à l'échelle pluriannuelle, égales aux apports moyens.

Par ordre décroissant, les temps de résidence sont les suivants : Na^+ = 19,8 ans - K^+ = 12,5 - HCO_3^- = 10,9 - Mg^{2+} = 9,0 - Ca^{2+} = 7,8 - $H_4SiO_4^0$ = 3,1 (CARMOUZE, 1972). De son côté ROCHE (1973) indique des temps de résidence sensiblement différents, mais dans un ordre décroissant identique : 16, 12, 10, 9, 7, et 3 ans.

Le sodium étant évacué dans sa presque totalité par infiltration, il est possible de calculer par défaut que silice, calcium, magnésium, bicarbonate et potassium "sédimentent" dans le lac (par précipitation chimique et fixation biologique) dans les proportions respectives de 84, 60, 54, 44 et 36 % selon CARMOUZE (1972) et de 83, 58, 45, 37 et 23 % des apports moyens annuels selon ROCHE (1973). Exprimé en tonnage, on obtient les chiffres suivants (en 10^6 t) :

	CARMOUZE (1972)	ROCHE (1973)
Ca^{2+}	0,11	0,10
Mg^{2+}	0,05	0,03
K^+	0,03	0,02
HCO_3^-	0,65	0,51
$H_4SiO_4^0$	1,20	1,44

soit $0,84 \cdot 10^6$ t pour les ions et $1,20 \cdot 10^6$ t pour la silice monomère selon CARMOUZE (1972) et $0,76 \cdot 10^6$ t et $1,44 \cdot 10^6$ t pour les ions et la silice selon ROCHE (1973).

Il n'est cependant pas possible, mis à part le calcium et le bicarbonate, de faire la part de ce qui revient à la précipitation chimique, physique (adsorption) ou biologique.

3. - PERTES PAR INFILTRATIONS

Les pertes hydriques par infiltration en direction des nappes environnantes et principalement de la gouttière septentrionale sont relativement aisées à évaluer. Elles sont estimées par excès du fait que l'on admet que le sodium n'est pas piégé dans le lac. Estimant une valeur moyenne des salures sur l'ensemble du front côtier et la comparant à celle

des apports liquides, ROCHE (1973) obtient une valeur des infiltrations comprise entre 4,2 et 7,2 % des apports hydriques totaux, soit entre 2,1 et $3,6.10^9 \text{ m}^3/\text{an}$. L'évaporation du lac Tchad consomme donc à elle seule entre 93 et 96 % des apports d'eau. De son côté, CARMOUZE (1972) obtient un volume d'infiltrations égal à $3,4.10^9 \text{ m}^3$ en année moyenne, soit 7,3 % des apports liquides au lac Tchad.

En reprenant les valeurs données précédemment, il est aisé de calculer que respectivement 16, 40, 46, 56 et 64 % selon CARMOUZE (1972) et 17, 42, 55, 63 et 77 % (ROCHE, 1973) des apports moyens annuels en silice, calcium, magnésium, bicarbonate et potassium sont évacués du lac Tchad par infiltration. En poids, cela représente un apport moyen annuel aux nappes littorales (en 10^6 t) de :

	CARMOUZE (1972)	ROCHE (1973)
Ca ²⁺	0,07	0,07
Mg ²⁺	0,04	0,04
Na ⁺	0,12	0,13
K ⁺	0,05	0,05
HCO ₃ ⁻	0,82	0,85
H ₄ SiO ₄ ^o	0,23	0,30

soit un apport en sels dissous sous forme ionique compris entre 1,10 et $1,14.10^6 \text{ t}$ et un apport en silice soluble compris entre 0,23 et $0,30.10^6 \text{ t/an}$.

ROCHE (1973, p.306) a montré que le fait d'admettre que le sodium n'était pas "piégé" dans le lac entraîne une estimation par défaut des quantités sédimentées dans le lac et une estimation par excès des infiltrations hydriques.

Ainsi dans le cas où le sodium est totalement évacué, 37 % des ions et 83 % de la silice apportés au lac sont piégés dans ce dernier, les infiltrations par les rives représentant 4 % des apports hydriques. Dans l'hypothèse d'un piégeage de 25 % du sodium dans le lac, 53 % des ions et 87 % de la silice le seraient également, les infiltrations hydriques passant à 3 %.

III. - LE DEPOT DES SELS DANS LES INTERDUNES

C'est le terme du bilan le plus difficile à approcher. Les causes en sont l'hétérogénéité physique et chimique des interdunes et "natronières", la difficulté de mesurer l'évaporation capillaire en milieu saturé et le caractère très approximatif pour notre propos des données d'exploitation fournies par la société de commercialisation du trona (SONACOT).

On a vu que les infiltrations du lac se produisent en presque totalité sur ses rives septentrionales, précisément dans la région des "natronières". Le lac est en effet entouré par deux domaines qui se distinguent par la nature de leurs formations :

- au Sud-Ouest et au Sud, un domaine fluvio-lacustre. Les pertes hydrique et saline y sont minimales et peuvent être respectivement évaluées à $8,5 \cdot 10^6 \text{ m}^3$ et $0,01 \cdot 10^6 \text{ t}$ de sels par an, d'après les valeurs de transmissivité de la nappe et les concentrations moyennes des eaux infiltrées (SCHNEIDER, 1969).

- au Nord-Est (Kanem), un domaine éolien. La nappe phréatique est pour l'essentiel contenue dans des sables éoliens, où elle ne subit pas ou peu de déperdition par évaporation capillaire. A l'échelle pluriannuelle son niveau piézométrique semble stable comme le montrent les enregistrements limnimétriques. Il apparaît donc que les pertes (par écoulement et évaporation capillaire à travers les sédiments argileux des interdunes à nappe subaffleurante) sont compensées par les apports (infiltrations du lac ; précipitations météoriques en partie).

Par planimétrie, j'ai évalué la surface de l'ensemble des interdunes à nappe subaffleurante situées à des altitudes inférieures à celle du plan d'eau moyen du lac (282 m) et comprises entre le rivage du lac et la "gouttière hydrologique" définie dans le chapitre consacré au cadre hydrologique (fig. 10). On arrive à une surface totale d'environ 2.000 km^2 .

En prenant une hauteur d'eau comprise entre 1 m et 1,5 m comme valeur de l'évaporation capillaire (cf. chap. II) dans les interdunes

à nappe subaffleurante, la déperdition annuelle de cette partie occidentale de la nappe du Kanem serait comprise entre 2 et 3.10^9 m^3 . Ce chiffre est à rapprocher de ceux donnés par ROCHE (1970, 1973) et CARMOUZE (1972) concernant les infiltrations du lac en direction des nappes littorales qui seraient comprises entre 2,1 et $3,6.10^9 \text{ m}^3/\text{an}$.

J'ai ensuite divisé la zone d'infiltration la plus probable (Nguigmi à Doum-Doum) en quatre secteurs. En utilisant les concentrations moyennes des eaux du lac sur le rivage des secteurs considérés données par ROCHE (1970) et en supposant que la totalité des pertes par évaporation de la nappe est compensée par des apports équivalents d'eaux provenant du lac Tchad, on aboutit à un apport en sels dissous à la nappe compris entre 0,82 et $1,24.10^6 \text{ t/an}$.

Il convient toutefois de nuancer ces chiffres, notamment pour les apports hydriques. A plusieurs reprises, on a souligné le rôle de l'eau météorique, tant dans celui de recharge des nappes dunaires que dans celui de vecteur des sels solubles. Dans le cas du Kanem, les évaluations sur les apports d'eaux du lac Tchad sont estimées par excès, d'environ 10 % si l'on admet qu'au moins un tiers des précipitations (10 cm) gagne la nappe et doit être soustrait de la valeur de l'évaporation (100 cm sur nappe saturée).

Les apports en sels dissous du lac Tchad à la nappe me paraissent toutefois plus proches de la valeur de $1,24.10^6 \text{ t/an}$. En effet la valeur de 1 m pour l'évaporation capillaire s'applique à une eau saturée, ce qui est l'exception plutôt que la règle pour l'ensemble des interdunes du Kanem.

Cependant, que ce soit pour la partie hydrique ou la partie soluble, ces chiffres fournis par une méthode totalement différente sont en bon accord avec ceux qu'ont obtenus CARMOUZE (1972) et ROCHE (1973).

Il semble donc bien que la *régulation saline du lac Tchad soit pour la plus grande part assurée par un mécanisme d'infiltration sur ses rives septentrionales*. De ce point de vue le lac Tchad n'est pas un lac clos mais appartient à la catégorie des "*seepage lake*" de la classification américaine.

Il reste à examiner maintenant le rôle joué par les "nitrates" dans le piégeage de ces ions.

Converti en trona, élément dominant de la paragenèse évaporitique du Kanem, les $0,12$ à $0,13.10^6$ t de sodium "infiltré" représentent de $0,40$ à $0,44.10^6$ t de trona potentiellement cristallisable chaque année.

MORSRIN (1965), ancien administrateur à Bol, avait relevé une superficie de 13.000 ha pour les "natronières" exploitées et interdunes affectés par des phénomènes d'halormorphie. D'autre part, d'après les chiffres de production d'une douzaine de salines fournis par la SONACOT, j'ai pu dégager un rendement potentiel à l'hectare exploité de 175 t/ha/an (essentiellement du trona).

Ce chiffre, avant de l'appliquer à l'ensemble des interdunes plus ou moins salifères du Kanem, doit être minoré. En effet, dans chaque saline, la partie exploitée ne représente au plus que la moitié de la surface totale ; d'autre part l'ensemble des 13.000 ha d'interdunes salifères est loin d'avoir atteint le degré évolutif d'une "natronière" type. En conséquence, il me paraît qu'une valeur de 40 à 50 t/ha/an doit être représentative de la productivité moyenne d'un interdune salifère.

On arriverait ainsi à une quantité de $0,52$ à $0,65.10^6$ t de trona précipité chaque année dans les interdunes du Kanem (représentant $0,15$ à $0,19.10^6$ t de Na^+).

Ces chiffres sont supérieurs à ceux concernant le trona potentiellement cristallisable "infiltré" depuis le lac ($0,40$ à $0,44.10^6$ t), mais ils sont néanmoins du même ordre de grandeur. D'autre part les salines sont alimentées par le lac, mais également par les sels solubles propres à la nappe provenant de dissolutions. La charge ionique de la nappe, reprise par l'évaporation au niveau des interdunes, est la résultante de ces deux sources d'apport.

La silice soluble se fixe dans les milieux hypercarbonatés sodiques des "natronières" essentiellement sous forme de magadiite, et à un degré moindre de kanemite. En prenant la valeur de 1 mètre comme évaporation capillaire de la nappe plus ou moins saturée, on aboutit à un tonnage de l'ordre de $0,16.10^6$ t/an. La différence de ce chiffre avec celui des apports par le lac ($0,23.10^6$ t) pourrait correspondre à l'enrichissement de la minéralisation de la nappe.

La figure 57 schématise le bilan salin du lac Tchad et de ses dépendances littorales.

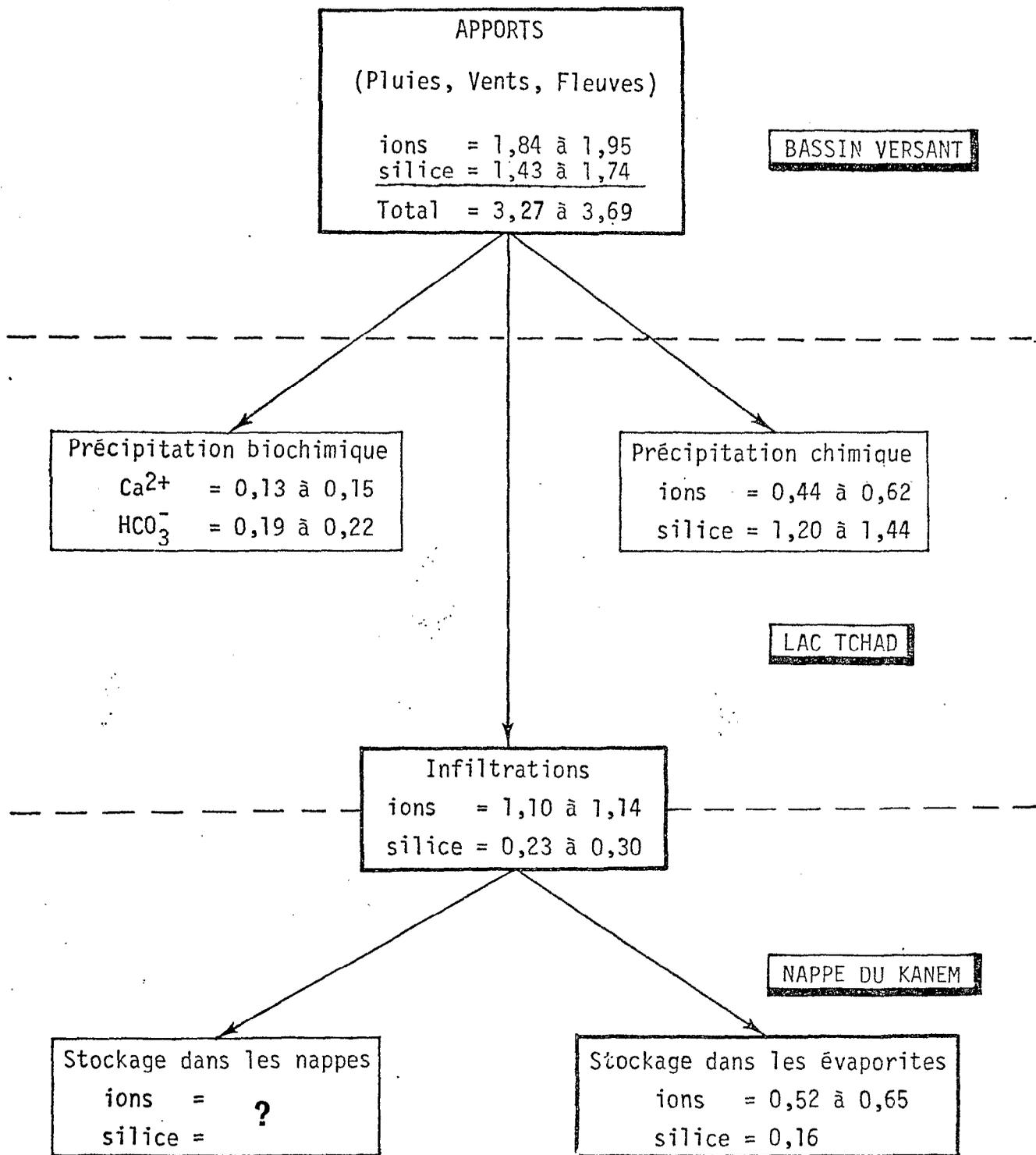


Figure 57. - Schéma du bilan salin annuel moyen du lac Tchad et de ses dépendances hydrologiques (exprimé en millions de tonnes).

IV - LA REGULATION SALINE DURANT LE QUATERNAIRE

Les études de SERVANT (1973) ont montré que les évaporites n'existent que dans les sédiments subactuels ou, occasionnellement, dans les séquences des derniers millénaires.

Les seuls témoins indirects de la présence éventuelle d'évaporites en profondeur sont constitués par des concentrations anormalement élevées de la nappe phréatique en certains endroits. C'est ainsi qu'entre Mac et Ziguei, la nappe profonde de 7 à 10 m est localement très concentrée. Une évaporation actuelle n'est pas envisageable, la nappe étant située dans un aquifère sableux : cette anomalie pourrait en revanche s'expliquer par la dissolution de sels précipités lors de la phase aride des 7500 B.P.

D'autre part, toutes les eaux les plus chargées du Quaternaire ancien ont un *faciès sulfaté sodique* qui ne s'accorde pas avec le faciès chimique des apports actuels et avec la paragenèse dominante dans les interdunes (confiné → carbonaté sodique). En s'appuyant sur les études des vitesses d'altération de GAC et PINTA (1973), on est en droit d'estimer une pérennité de la qualité des apports en sels solubles des zones amont depuis le début de l'endoréisme du bassin.

La réoxydation de sulfures étant peu vraisemblable, on peut supposer que *le caractère confiné du milieu de sédimentation chimique s'est accentué au cours du Quaternaire ancien, jusqu'à devenir la caractéristique dominante de l'époque actuelle.*

Cette accentuation de l'aridité et du confinement depuis 7500 ans B.P. est attestée par les récentes études sédimentologiques et paléohydrologiques (SERVANT, 1973). Cette tendance au confinement des interdunes s'explique par le dépôt de sédiments argileux ; au fur et à mesure de leur accumulation ces matériaux fins ont freiné les échanges entre la nappe phréatique et l'atmosphère. D'autre part, on observe un accroissement de la teneur en matière organique en montant dans la série de Labdé : c'est ainsi qu'on note des teneurs de 4 à 9 % dans les argiles structurées, de 13 % dans les vases grises et de 24 % dans les vases brunes les plus récentes (DUPONT et FRAQUET, 1972). Il y a donc eu accentuation du caractère organique de la sédimentation du lac Tchad pour les

périodes récentes, vraisemblablement à la suite de la colonisation de ses eaux par une végétation lacustre flottante de *Cyperus papyrus* (GUICHARD, 1957).

Mauvaise aération et drainage déficient de la nappe, abondance de la matière organique à rapports C/N élevés, toutes les conditions étaient requises pour l'installation d'un milieu *réducteur*. Bloquant les sulfates à l'état de sulfures alcalins et métalliques, le milieu a permis alors à la paragenèse carbonatée de connaître son plein développement. Ce caractère carbonaté a été plus nuancé au début du fonctionnement du bassin en cuvette évaporante, par la présence de sulfates et de chlorures.

L'absence de séquence évaporitique dans les termes anciens pose d'autant plus de problèmes que la cuvette tchadienne a présenté à plusieurs reprises des conditions favorables à leur dépôt (assèchements, nappes d'eaux très concentrées) comme en témoigne l'étude des diatomées (SERVANT, 1973).

Il est vraisemblable que jusqu'au Pléistocène ancien, l'élimination de la partie la plus soluble de la charge ionique a pu se faire vers l'océan (par le seuil de la Benoué). Avec l'accentuation du caractère endoréique du bassin tchadien au Pléistocène supérieur, l'évacuation océanique n'a plus été possible.

Une partie des évaporites du sommet des séquences a été érodée par le vent au cours des épisodes de désertification comme le suggère SERVANT (1973) ; mais ont-elles quitté le bassin ?.

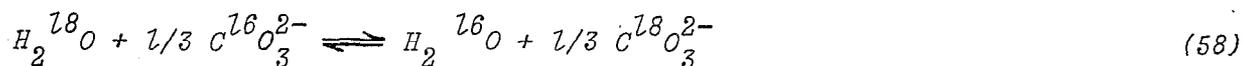
Plus important et probant reste cependant la dissolution et le recyclage de ces sels très solubles (trona : 370 g/l) à chacune des ingressions lacustres succédant aux périodes arides. Plusieurs faits viennent à l'appui de cette hypothèse :

- les études de diatomées et de leur paléoécologie (SERVANT, 1973) montrent que les lacs interdunaires au cours des douze derniers millénaires ont connu d'importants changements de salure ; en particulier chaque ingression lacustre par affleurement de la nappe phréatique est marquée par des faciès saumâtres. Je pense qu'ils correspondent au recyclage des évaporites déposées lors de la phase régressive antérieure ;

- les alternances siliceuses signalées par SERVANT (1970) me semblent correspondre à de la silice amorphe en voie de cristallisation

et provenant de la transformation de précurseurs silicatés sodiques (magadiite ou kenyaite) par lessivage du sodium par les pluies et le battement de la nappe phréatique, moins minéralisée qu'au moment de leur dépôt. Compte tenu du comportement de la silice en milieu confiné carbonaté sodique (MAGLIONE, 1970), on sait que ces néoformations silicatées sodiques sont toujours associées à des minéraux salins (gaylussite, nahcolite, trona, halite). Leur persistance dans la colonne sédimentaire, soit sous leur forme originelle de dépôt, soit sous forme de chert s'explique par leur faible solubilité. En revanche, les sels carbonatés sodiques ont été aisément mobilisés en réponse à une élévation des nappes ou à une incursion lacustre survenant après un assèchement plus ou moins prononcé ;

- la participation de ces anciennes évaporites à la minéralisation des nappes pourrait expliquer l'anomalie qui existe entre leurs teneurs isotopiques (assimilables à celles d'eaux météoriques peu ou pas évaporées) et leurs concentrations en ions majeurs, parfois élevées. En effet la dissolution d'un sel carbonaté par une eau météorique peut s'écrire :



Le facteur d'enrichissement ϵ de cet échange isotopique est de l'ordre de 30 ‰ à 25° C dans le cas du carbonate de calcium. Il ne change pas dans des proportions importantes la valeur isotopique de l'eau avant la dissolution (FONTES *et al.*, 1968).

Il est possible en évaluant la quantité de sels dissous dans la nappe phréatique d'avoir une idée du temps qui a été nécessaire à son accumulation.

En se limitant aux 350.000 km² que couvrait le Paléotchad à la cote 320 m et en prenant une puissance moyenne de la nappe de 80 m, une minéralisation moyenne de 0,5 g/l, les apports au lac Tchad comme constants au cours de l'Holocène, on obtient une valeur de 4.200 ans ou de 5.200 ans, selon que l'on considère l'ensemble des apports (3,4.10⁶t) ou les seules infiltrations (1,3.10⁶t).

Ces valeurs sont du même ordre de grandeur que la datation

du lac Tchad à la cote 320 m (5.400 ans B.P., SCHNEIDER, 1968) durant la Néolithique.

Ainsi dans son état actuel, sans exutoire apparent, le lac Tchad établit un équilibre dynamique, tant hydrique que salin, avec les nappes environnantes, eaux et sels étant drainés vers les points bas du bassin.

Ce mécanisme original de régulation saline semble avoir fonctionné depuis le Pléistocène supérieur et s'est vraisemblablement accentué dans ses modalités actuelles après l'effondrement des Pays-Bas, c'est-à-dire au Quaternaire ancien ou moyen (SCHNEIDER, 1967).

Un tel modèle de régulation saline n'est pas unique. On peut citer celui de la *mer d'Aral*, dans le Turkestan soviétique, au sud de l'Oural; centré sur 45° de latitude nord et 60° de longitude est, ce vaste lac de 63.000 km² se situe à l'altitude de 48 m et présente une profondeur maximale de 68 m. Il est alimenté par deux puissants fleuves, le Syr Daria et l'Amou Daria, mais ne possède pas d'émissaire superficiel.

La salure moyenne des eaux lacustres est extrêmement faible, comparée aux quantités de sels apportés par les deux tributaires. En fait, l'analyse des éléments du bilan hydrique et salin montre qu'il existe un écoulement souterrain centrifuge par rapport au lac ; cet écoulement contribue à la régulation saline du lac dans le temps^{*}. Le terrain sableux, poreux et perméable des rivages lacustres crée des conditions idéales pour l'écoulement souterrain en direction des sables du désert du Kazakstan, jusqu'à 5 à 7 km à l'intérieur des terres. Les eaux, subaffleurantes, s'évaporent ensuite et déposent leurs sels dans les dépressions. Le faciès est sulfaté sodique.

En ce qui concerne le lac Tchad, il paraît logique d'imaginer une pérennité dans la qualité des apports chimiques, au moins pour ceux qui proviennent de la partie sud du bassin. Rien n'est en effet connu du chimisme des apports en provenance du Tibesti. Ces apports n'ont pas dû être négligeables à certaines époques comme en témoigne l'édification du puissant delta de l'Angamma (daté de 10.000 ans B.P. à la base ; SERVANT, 1973). A partir de 6.000 ans B.P., la continuité du cordon

* DZENS - LITOVSKIJ, I.I. - (1963) - *Sels naturels du désert (en russe)*.
Priroda, 3, 75-82.

littoral à 320 m montre qu'aucune rivière importante en provenance du Tibesti ne débouchait dans les Pays Bas. Les apports fluviaux semblent s'être établis dans leur modalité actuelle à partir de cette époque.

GAC et PINTA (1973) ont montré que sur les massifs de R.C.A. il fallait 85.000 ans pour kaoliniser 1m^3 de roche, le sol s'approfondissant d'1 mètre et ne s'érodant que de 44 cm durant cette période. De nos jours, les bassins amont du Chari et du Logone sont dominés par l'altération chimique, les sols s'épaississant d'un demi-mètre tous les 85.000 ans.

Le chimisme des apports paraît donc avoir été qualitativement identique à celui des tributaires actuels depuis le début du Quaternaire ancien.

Les différences dans les paragenèses actuelle et quaternaire ancienne ne peuvent alors s'expliquer que par un changement des caractéristiques des milieux de sédimentation eux-mêmes, dont le *confinement* et le *caractère réducteur* n'ont fait que s'accroître depuis le début de l'endoréisme du bassin.

CHAPITRE NEUVIEME

Le comportement des ions en
milieu continental confiné.

Depuis les zones amont d'altération, les ions sont évacués par les fleuves en direction du lac Tchad. A cette échelle, il sera possible d'établir un ordre de mobilité détaillé des éléments lorsque la synthèse de tous les travaux réalisés dans le bassin tchadien aura été faite.

Le long du chemin qui les conduit vers les milieux de sédimentation, les éléments rencontrent une série de "pièges". Au niveau du manteau d'altération pour les moins solubles ; au niveau des plaines d'inondation, du delta, puis du lac pour les ions modérément solubles ; enfin dans la nappe phréatique et au niveau des interdunes pour les plus solubles (fig. 58).

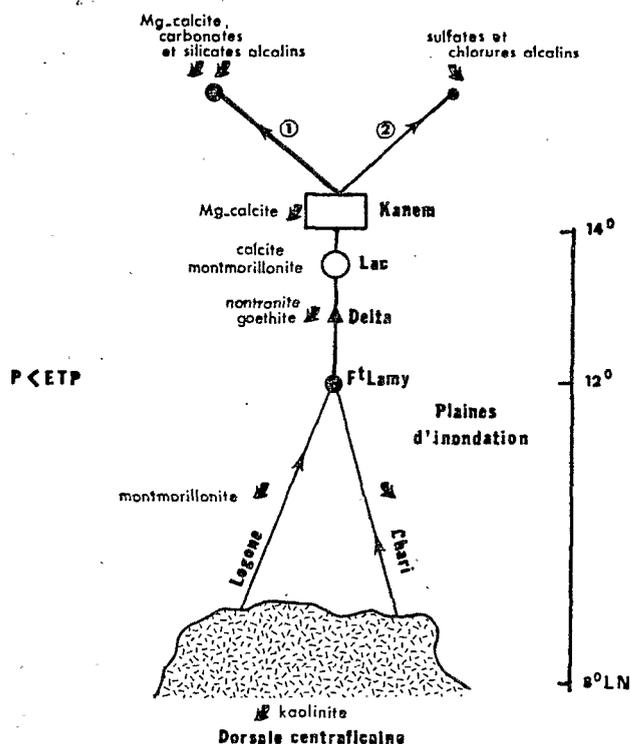


Figure 58. - Distribution des ions et des sels dans le paysage tchadien entre 8° et 14° de latitude nord

On aborde ici la "géochimie des paysages" créée par POLYNOV (1956) et PERELMAN (1967) ou encore la "chromatographie des ions dans le paysage" dont parlent RITCHIE (1964)* et TARDY (1969).

* RITCHIE A.S. (1964). - *Chromatography in geology*. Elsevier, Amsterdam, 185 p.

Sur le bassin versant de l'Ouham, qui draine les parties méridionales de la cuvette tchadienne, GAC et PINTA (1973) montrent que les ions et les éléments les mieux exportés sont dans l'ordre décroissant : $H_4SiO_4^0$, HCO_3^- , Na^+ , Ca^{2+} , K^+ , Mg^{2+} , Fe , Al , Mn , Ti .

Dans le chapitre précédent on a vu qu'au niveau du front d'infiltration du lac Tchad, il est possible de dresser l'échelle de mobilité des ions qui quittent le lac ; dans l'ordre décroissant on a : Na^+ , K^+ , HCO_3^- , Mg^{2+} , $H_4SiO_4^0$.

Entre les bassins amont et le lac, une série de précipitations surviennent qui contribuent à expliquer les changements dans l'ordre de mobilité des éléments depuis le 8° parallèle (milieu lessivant) jusqu'au 14° parallèle (milieu confinant). On peut citer la néoformation de kaolinite dans le bassin de l'Ouham, la néoformation de montmorillonite (sodique ?) au niveau des plaines d'inondation, de nontronite et de goethite dans les oolites ferrugineuses du delta, de calcite magnésienne et de montmorillonite au niveau du lac (ROCHE, 1973).

Le changement majeur qui intervient entre le domaine amont lessivant et le domaine aval confinant concerne la silice. En tête des ions évacués des zones d'altération, elle se retrouve en dernière position dans l'échelle de mobilité de ce premier milieu confinant, constitué par le lac Tchad. Le calcium qui était exporté à égalité avec le sodium se trouve relégué à l'avant-dernière place, essentiellement à cause de sa fixation biologique dans le lac et à un degré moindre, chimique. Accompagnant le calcium, les espèces carbonatées régressent de la même manière.

En se plaçant à l'échelle du lac, des nappes environnantes et des interdunes, il est possible d'étudier le *comportement des ions dans un milieu continental confiné*.

Le lac Tchad livre à la nappe phréatique des eaux dont le spectre ionique correspond à l'ordre de mobilité déjà cité. L'aquifère sableux des dunes se comporte pratiquement en vecteur amorphe. Dans les interdunes, le milieu offre aux eaux et aux ions deux voies possibles de concentration : par évaporation directe (lac interdunaire) ou capillaire (interdune à nappe subaffleurante).

Dans cette dernière voie, une nouvelle dichotomie s'offre : voie oxydante, voie réductrice.

I. - COMPORTEMENT DES IONS MAJEURS

1. - CHLORURES ET SULFATES

Dans les études hydrochimiques menées sur l'ensemble de la cuvette tchadienne un fait aura été particulièrement gênant au niveau des interprétations. Il concerne l'impossibilité analytique que les différents chercheurs ont rencontrée pour déterminer les teneurs en chlorures et en sulfates dans les eaux les plus diluées.

Une des rares valeurs publiées concerne le bassin de l'Ouham, où GAC et PINTA (1973) citent moins de 0,5 mg/l (0,014 me/l) pour une charge ionique totale des eaux de 56 mg/l. Si les chlorures se concentrent de manière analogue à la charge ionique totale, on peut retenir une concentration de l'ordre de 4 mg/l (0,11 me/l) pour les eaux d'infiltration du lac Tchad.

On ne dispose en revanche d'aucune valeur de teneur en sulfates dans les eaux du Chari comme dans celles du lac Tchad. Le comportement de cet ion n'est donc possible à suivre qu'à l'échelle de la nappe phréatique et des interdunes.

Les chlorures ne rencontrent aucun "piège", hormis celui des "salines" où ils s'intègrent tardivement dans le réseau de la *halite* et à un degré moindre de la *northupite*. Bien qu'associés à la paragenèse carbonatée, ils préfèrent s'allier aux sulfates et connaissent leur plein développement dans la voie de concentration oxydante (ouadi de Napal).

Les sulfates rencontrent deux voies d'évolution possibles ; une voie confinée, une voie aérée. Dans le premier cas, ils sont réduits par mécanismes bactériens à l'état de sulfures alcalins ou métalliques ; ils sont alors piégés très tôt, dès le débouché des eaux des dunes dans les horizons argileux.

Dans le deuxième cas, ils participent à la construction d'une série d'édifices cristallins, soit très tôt dans l'histoire évaporante des eaux (*jarosite*, *gypse*, *bloedite*), soit au contraire très tardivement

(*mirabilite, thénardite*).

2. - LES ESPECES CARBONATEES

Ce sont avec la silice les espèces les plus intéressantes à suivre. Deux graphiques vont nous aider à mieux comprendre le comportement des espèces carbonatées en milieu drainé (fig. 59, a) et en milieu confiné (fig. 59, b).

A. MILIEU DRAINE (ouvert), PCO_2 fixée.

Dans le premier cas, si l'on s'adresse à une eau en équilibre avec l'atmosphère ($PCO_2 = 10^{-3,5}$), la distribution des espèces carbonatées dépendra du pH, lui-même déterminé par la réserve alcaline du milieu.

Jusqu'à pH 6,4, l'acide carbonique H_2CO_3 est l'espèce dominante; entre 6,4 et 10,3 l'ion bicarbonate et au delà de 10,3, l'ion carbonate sont les espèces dominantes respectives.

L'atmosphère joue le rôle de source ou de réservoir infini et la pression partielle de CO_2 de la phase aqueuse est fixée par celle de l'atmosphère ; elle tend à revenir à la valeur d'équilibre.

Examinons le cas du premier graphique (fig. 59, a). La courbe 2 correspond à une $PCO_2 = 10^{-3,5}$. Prenons une eau ayant une somme d'espèces carbonatées dissoutes égale à 10^{-5} moles et un pH de 6. Le milieu est ouvert. S'il se concentre par évaporation jusqu'à contenir une somme d'espèces carbonatées dissoutes égale à 10^{-4} moles, on voit que la seule façon d'y parvenir sans changer la pression de CO_2 du système consiste à se déplacer sur la droite 2 jusqu'à la rencontre avec la parallèle aux abscisses issue du point -4. C'est-à-dire que le pH du milieu passera de 6 à 8,5 environ. Si la concentration s'opérait sans variation de pH, on se déplacerait verticalement ; il y aurait augmentation de la PCO_2 , ce qui n'est pas possible puisque le milieu est ouvert.

Pour résumer, on peut dire qu'un milieu ouvert, drainé, dans lequel les espèces carbonatées dominent, deviendra de plus en plus alcalin à mesure qu'il se concentre par évaporation.

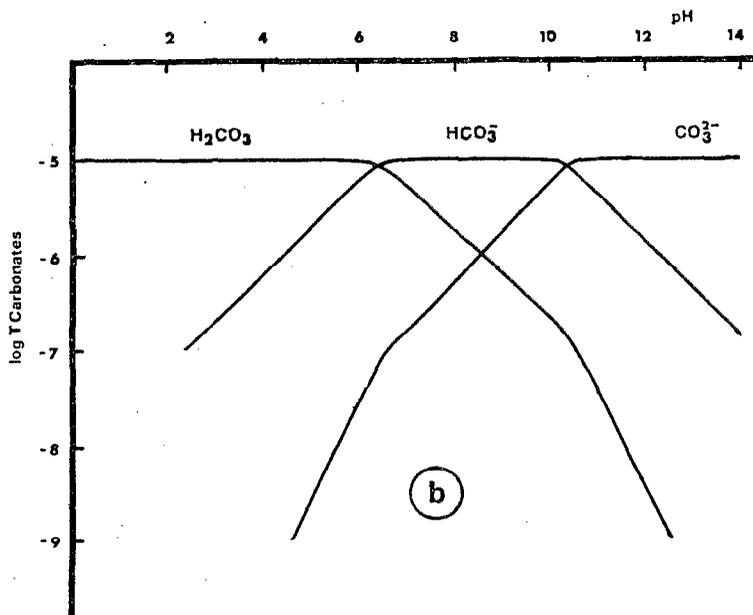
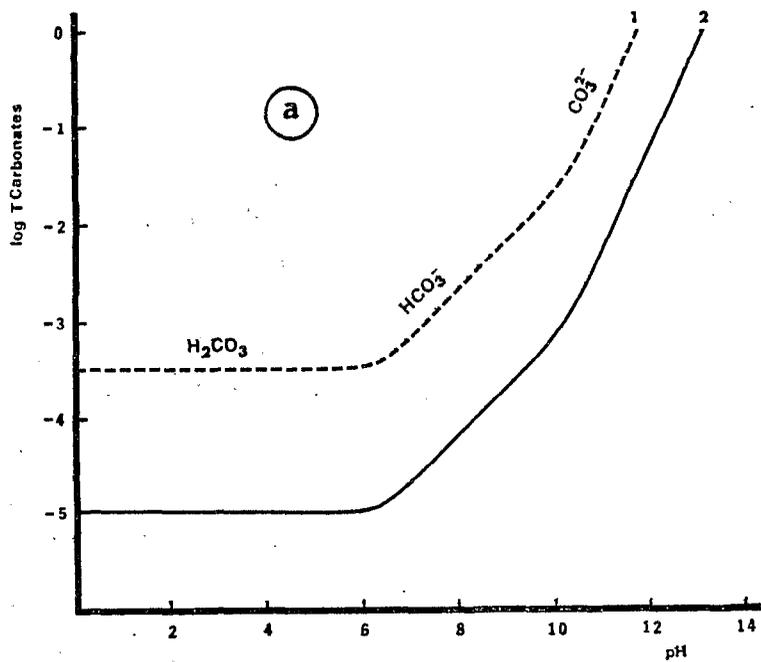


Figure 59. - Distribution des espèces carbonatées en fonction du pH, en milieu ouvert (a) et en milieu fermé (b)

Cette leçon est d'importance pour la compréhension du comportement des espèces silicatées.

B. - MILIEU CONFINE (fermé), PCO_2 non fixée.

C'est le cas illustré par la figure 59, b. Il se révèle à l'analyse un peu plus complexe que le cas précédent.

- Prenons une eau contenant 10^{-5} moles d'espèces carbonatées dissoutes. C'est le cas d'une eau de pluie en équilibre avec l'atmosphère ; son pH est d'environ 5,9 ; graphiquement il est déterminé par la rencontre entre la droite des ions H^+ (qui joint le point pH 0 au point -14) et la branche descendante gauche de la courbe HCO_3^- . Je n'ai pas figuré cette courbe pour ne pas surcharger le graphique.

Si cette eau gagne la nappe phréatique et se ferme plus ou moins à l'atmosphère, sa pression partielle de CO_2 ne sera plus fixée par la pression atmosphérique, mais pourra varier. Si par évaporation ou par dissolution, l'eau se concentre et que la somme des espèces carbonatées passe de 10^{-5} à 10^{-4} moles, le pH passera de 5,9 à 5,2.

Ainsi, en milieu fermé et si le pH des eaux de départ est inférieur à 6,4 (1° constante d'ionisation de H_2CO_3), les eaux en se concentrant tendent vers une acidité plus grande.

- Prenons toujours une eau dont l'alcalinité totale est de 10^{-5} moles, le pH supérieur à 6,4 et qui est composée d'une solution de Na_2CO_3 . Le pH exact peut être déterminé graphiquement* par la rencontre entre la droite des ions OH^- (qui joint le point -14 au point pH 14) et la branche horizontale de la courbe HCO_3^- . Le pH est sensiblement de 8,9.

Si l'eau se concentre 10 fois plus, la somme des espèces carbonatées augmentera de 10^{-5} à 10^{-4} moles et le pH passera de 8,9 à 9,9. Si $NaHCO_3$ était l'espèce dominante, il serait passé d'environ 7,6 à 8,2.

* Pour plus de détails sur la détermination graphique du pH et la règle du "proton" on se reportera à l'ouvrage de STUMM et MORGAN (1970).

La leçon de cet examen théorique est double :

. en milieu ouvert, lorsque les espèces carbonatées dominent, une élévation de la concentration du milieu par évaporation (ou dissolution) s'accompagne d'une alcalinisation progressive .

.. en milieu fermé, mal aéré, une nouvelle dichotomie apparaît :

- si le pH de départ est acide, une augmentation de la concentration tendra à renforcer l'acidité,

- si le pH de départ est basique, une élévation de la concentration s'accompagnera d'une élévation progressive du pH.

Ainsi, on note une divergence entre les deux milieux lorsque les pH sont inférieurs à 6,4, mais on observe une convergence lorsque le pH du milieu fermé est supérieur à 6,4.

Dans le cas des "natronières" on constate que les deux types de milieux (nappe affleurante et nappe subaffleurante) ont d'emblée des pH alcalins. Une concentration par évaporation ne fera *qu'accentuer l'alcalinité du milieu*. Cette tendance est renforcée par l'adjonction de CO_2 biogénique provenant de la réduction des sulfates. Ce comportement va orienter la géochimie de la silice.

Les espèces carbonatées sont les compagnes de la plupart des cations dans les diverses cristallisations. Mais, c'est au niveau du lac Tchad, qu'elles rencontrent le premier "piège" véritablement important, à la fois chimique (Mg-calcites) et biochimique (mollusques). Seuls 56 à 63% des apports fluviaux en carbonates quittent le lac par le front d'infiltration.

Dans la nappe phréatique, puis dans les interdunes les espèces carbonatées participent à toutes les étapes de l'établissement de la paragenèse, excepté dans la voie oxydante, où elles cèdent le pas aux chlorures et aux sulfates .

3. LES CATIONS

Le socle précambrien qui constitue le soubassement des bassins amont est dominé par les granites et migmatites (60%), les charnockites (16%), les gneiss (12%) et à un degré moindre par les amphibolites et les quartzites (6 et 5%). Au cours de l'altération chimique de socle,

sodium et calcium présentent sensiblement la même mobilité (GAC et PINTA, 1973).

Les fleuves se comportent en simple vecteur, mais un premier évènement se produit au niveau des plaines d'inondation, où le sodium est piégé dans la néoformation de *montmorillonite*. Le calcium apparaît alors plus mobile que le sodium. C'est ce que traduit le spectre cationique du Chari au niveau de Fort-Lamy.

Très vite cependant, leurs comportements vont diverger. Avec une accentuation du confinement, à mesure que le rapport P/E diminue, le calcium devient moins mobile que le sodium. Il prend une part plus active aux processus biologiques et participe à l'édification de minéraux peu solubles (*calcites*) au niveau du lac Tchad. Plus loin dans la "chaîne chromatographique", il est soustrait très tôt des eaux qui s'évaporent et se fixe dans des minéraux peu solubles (*Mg-calcites*, *gaylussite*).

Le sodium reste de tous, l'ion le plus mobile. Aucune barrière, au niveau du delta ou du lac, ne vient freiner sa concentration par évaporation. Mis à part d'hypothétiques, mais toujours possibles échanges de bases avec les lentilles argileuses contenues dans l'erg du Kanem (cf. fig. 12), le premier piège qu'il rencontre se situe au niveau des interdunes. Calcite et gypse exceptés, il participe à l'édification de tous les minéraux salins, dans la voie oxydante comme dans la voie réductrice. Dans ce dernier milieu, il est partie prenante dans la néoformation des hydrosilicates (*magadiite*, *kanemite*) et de zéolite (*mor-dénite*).

Magnésium et potassium ont des comportements assez difficiles à cerner, essentiellement par suite de données insuffisantes sur les phases solides néoformées.

Le magnésium, le moins bien exporté des cations au débouché des zones d'altération, se retrouve en deuxième place dans les eaux fluviales et lacustres après le calcium, mais avant le sodium et le potassium. Un premier piège est constitué par la précipitation de calcites faiblement magnésiennes ($\ll 5\%$) au niveau des interdunes et des salines. Le magnésium s'intègre également dans des édifices cristallins, comme la *bloedite* et la *northupite*. Cependant ces évènements ne peuvent à eux seuls rendre compte des très faibles valeurs de l'activité de l'ion Mg^{2+} dans

les stades ultimes de concentration. La *néoformation argileuse* paraît être le phénomène le plus simple à invoquer encore faudrait-il qu'elle soit démontrée. CHEVERRY (com. pers., 1973) signale des interstratifiés vermiculite-montmorillonite dans les sols des polders et j'ai montré que les eaux dans leurs premiers stades évolutifs étaient sursaturées vis-à-vis de la sépiolite et se situaient dans le champ de stabilité de la montmorillonite magnésienne (cf. fig. 20, p. 72).

Le potassium ne sera cité que pour mémoire. Dans les milieux lessivants, il suit assez fidèlement le comportement du sodium. Ce n'est qu'au niveau du lac Tchad qu'une première séparation s'opère. On a vu en effet que, par rapport au sodium, 23 à 36 % des ions potassium apportés par le Chari ne sont pas évacués du lac. Par la suite, le potassium ne rencontre pas de pièges dans les cristallisations salines ; aucun sel potassique n'a été décelé dans les paragenèses.

Là encore, la participation probable à l'agradation des argiles reste à démontrer. La néoformation de zéolites et de feldspaths potassiques (ou sodiques) dans des environnements évaporitiques analogues (Green River formation ; Deep Spring lake) et dans des conditions de surface (t° et pression) est un fait amplement démontré (HAY, 1968 ; PARKER et SURDAM, 1971). On peut supposer que c'est la carence de l'environnement dunairé du Kanem en ions aluminium qui est à l'origine du peu d'importance des néoformations zéolitique, feldspathique et argileuse.

II. - COMPORTEMENT DE LA SILICE ET DE L'ALUMINIUM

1. - LES ESPECES SILICATEES

La silice qui était premier des éléments évacués des bassins amont se retrouve le moins mobile des éléments au niveau du front d'infiltration du lac Tchad. Une série de pièges, étagés depuis les zones d'altération jusqu'au lac, rend compte de cette inversion. Ce sont la néoformation de montmorillonite au niveau des plaines d'inondation, de nontronite au niveau du delta (oolites ferrugineuses) et de montmorillonite au niveau du lac, surtout dans ses parties nord et est (CARMOUZE, travaux en cours).

Lors de son cheminement dans l'aquifère dunaire du Kanem, la silice est insensible à l'évaporation et ne rencontre pas de pièges. Ce n'est que dans les interdunes qu'elle va pouvoir se concentrer par évaporation au même titre que les autres ions de la nappe. Cette concentration est reflétée par les excellentes corrélations mises en évidence au chapitre VI entre les teneurs en silice et en sodium notamment (fig.60).

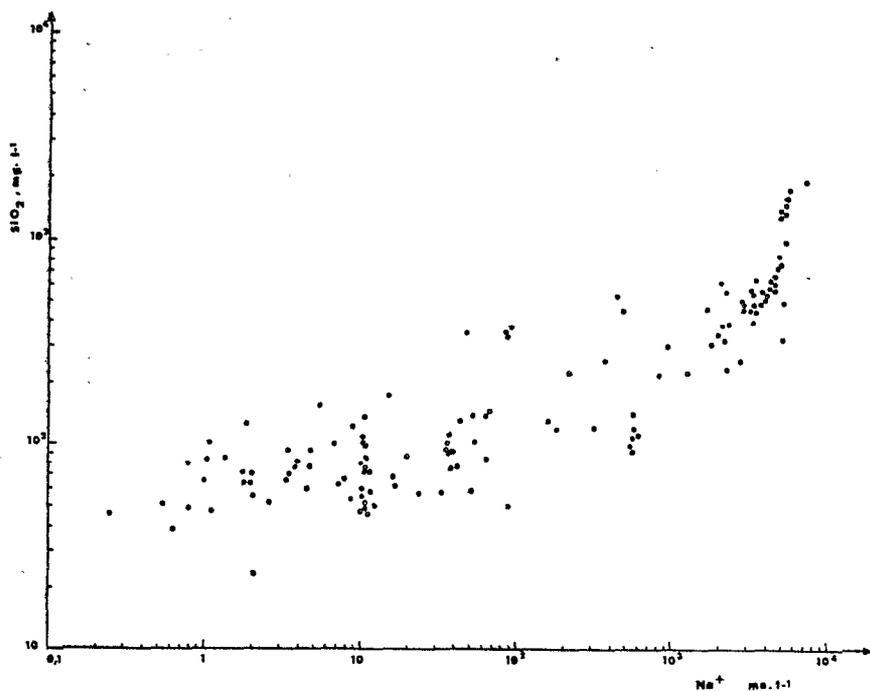


Figure 60. - Corrélation entre les concentrations en silice et en sodium des eaux du Kanem

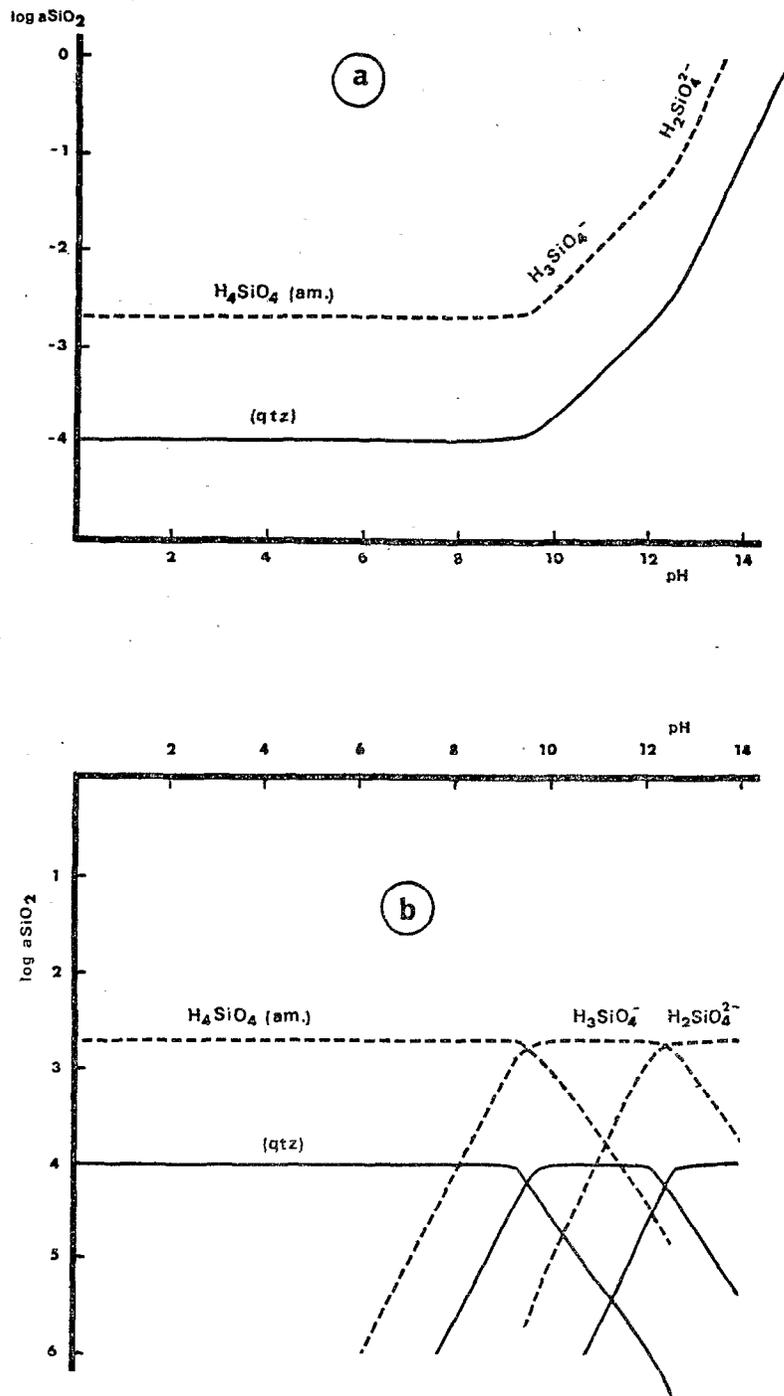


Figure 61. - Distribution des espèces silicatées en fonction du pH, en milieu ouvert (a) et en milieu fermé (b)

La distribution des espèces silicatées en fonction du pH présente de remarquables analogies avec celle des espèces carbonatées. Ici encore, deux graphiques vont nous aider à mieux comprendre la géochimie de la silice soluble en milieu drainé (fig. 61, a) et en milieu confiné (fig. 61, b).

- Le milieu drainé correspond au cas où une source de silice est en permanence disponible. Il est assimilable au cas des espèces carbonatées en milieu ouvert où PCO_2 est fixée par celle de l'atmosphère. Ici, c'est le *potentiel chimique de la silice qui est fixé*, soit par une masse dunaire quartzreuse ($aSiO_2 = 10^{-4,0}$), soit par un réservoir de silice amorphe ($aSiO_2 = 10^{-2,7}$). Là encore, une augmentation de concentration par évaporation s'accompagne nécessairement d'une élévation de pH.

- Dans le cas du milieu confiné, on retrouve la même dichotomie que nous avons observée avec les espèces carbonatées. Toujours graphiquement, on s'aperçoit qu'en dessous de pH 7 une augmentation de la concentration contribuera à diminuer le pH, tandis qu'au-dessus de 7 cette même augmentation de concentration tendra à augmenter l'alcalinité du milieu.

On comprend mieux dès lors la différence fondamentale qui existe dans le comportement de la silice soluble en milieu carbonaté et en milieu sulfatochloruré. *Cette différence tient moins au caractère confiné ou drainé du milieu de concentration qu'aux pH de départ, fixés par la nature du spectre anionique.* Dans le cas des "natronières", le faciès carbonaté des eaux impose d'emblée des pH alcalins. Que ce soit de façon capillaire (confiné) ou directe (aéré), l'évaporation concentrera les eaux et augmentera le pH du milieu. La silice y sera plus soluble et d'importantes quantités pourront y être maintenues en solution. On conçoit dès lors que les néoformations silicatées prennent toute leur ampleur dans les milieux confinés carbonatés sodiques.

A l'inverse, les milieux sulfatés n'ont jamais les pH alcalins suffisants pour maintenir en solution d'importantes quantités de silice dissoute.

Première substance à être exportée des bassins amont, la silice se retrouve la moins mobile au niveau du lac Tchad. Seize pour cent seulement de la silice apportée par les tributaires se trouvent

exportés dans la nappe phréatique. Le lac Tchad représente donc un vaste "piège", la silice participant selon toute vraisemblance à des néoformations ou à des transformations argileuses. LEMOALLE et DUPONT (1970) ont montré que la kaolinite apportée par le Chari se transformait en montmorillonite au-delà du delta, lorsque l'eau du lac se concentre par évaporation. Inerte lors de son cheminement dans la dune, la silice rencontre de nouveaux pièges importants au niveau des interdunes confinés ; toute une série de possibilités lui sont offertes comme la néoformation de zéolites, d'hydrosilicates sodiques (magadiite, kanemite) et peut être d'agradations argileuses. La voie qu'elle choisit tient alors à l'aluminium disponible, aux conditions de pH, etc...

Mais la silice ne participe pas seulement à des constructions purement minérales, elle participe aussi à la vie biologique de ces milieux lacustres.

Ainsi dans les lacs interdunaires actuels que j'ai étudié, les diatomées représentent à elles seules 41 % des taxons de la flore algale (ILTIS, 1973).

Dans les sédiments lacustres holocènes, les diatomées sont accompagnées de phytolithes de végétaux aquatiques comme les *Papyrus* ; elles sont relayées dans leur rôle de fixateur de silice par les phytolithes de graminées tels *Andropogon gayanus*, *Setaria sphacelata*, *Echinochloa colinum*, en période de régression lacustre. Enfin, en période franchement sèche elles cèdent le pas au phytolithes de *Pennisetum pedicellatum* qui vit actuellement sur les dunes du Kanem (SERVANT, 1973).

Ainsi, on voit qu'en fonction du confinement du milieu, la silice emprunte plusieurs voies qui se réduisent à une seule, purement chimique, lorsque la concentration en sels interdit tout développement biologique.

	— Ph et confinement croissants —>		
Milieux du Kanem	<u>Lac Tchad</u>	<u>Lacs interdunaires</u>	<u>"natronnières"</u>
1. <u>Voie chimique</u>	montmorillonite	.attapulгите ? .sépiolite ?	Hydrosilicates sodiques
2. <u>Voie biochimique</u>	diatomées	.diatomées alcalinophiles .phytolithes	

2. - L'ALUMINIUM

On a vu au chapitre VI que pour des pH supérieurs à 6,70, c'est l'espèce $Al(OH)_4^-$ qui est largement dominante.

Récemment, MARINER et SURDAM (1970) ont étudié le comportement de la silice et de l'aluminium dans des environnements authigéniques. Ils ont mesuré les solubilités apparentes de la silice et de l'aluminium pour divers pH, à partir d'un verre rhyolitique. Bien qu'ils n'aient pas atteint les valeurs de saturation, leurs expériences ont montré une diminution du rapport Si/Al des solutions avec l'accroissement de l'alcalinité du milieu. Ces observations sont en accord avec les courbes $Si(OH)_4^0/Al(OH)_4^-$ en fonction du pH calculées à partir des données disponibles par ailleurs (LANGERSTROM, 1959 ; REESMAN *et al.*, 1969). Ce rapport diminue rapidement pour atteindre une valeur proche de l'unité à des pH de 10,5 (Fig. 62).

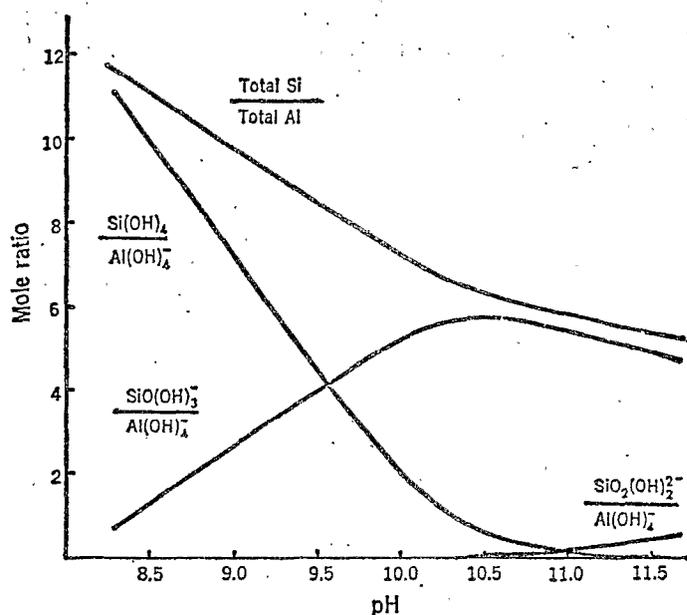


Figure 62. - Distribution des espèces silicatées et alumineuses en fonction du pH

Ainsi dans des solutions alcalines, propres aux milieux confinés, l'activité de la silice est élevée, mais l'activité de l'aluminium croît plus vite avec l'accentuation du confinement et de l'alcalinité du milieu.

La conséquence en est que dans les milieux confinés où les potentiels chimiques de la silice et de l'aluminium sont à des niveaux

suffisants, une augmentation du pH favorisera la néoformation de zéolites à faible rapport Si/Al (phillipsite) par rapport aux zéolites à rapport Si/Al élevé (mordénite).

Dans les eaux diluées, la concentration exprimée en Al^{3+} atteint 0,2 mg/l ; dans les saumures les plus concentrées, elle n'atteint que 2,7 mg/l, soit une concentration de 13 fois seulement, valeur très faible comparée aux facteurs de concentration qui affectent les autres ions et notamment la silice.

Ceci me conduit à écarter l'hypothèse d'une néoformation de la mordénite de Liwa par cristallisation directe à partir des ions en solution comme je l'avais antérieurement envisagé (MAGLIONE et TARDY, 1971). L'hypothèse plausible devient celle d'une *hydrolyse partielle des argiles en milieu fortement alcalin comme source d'aluminium, mais également de silice.*

Cette double source de silice (nappe et hydrolyse des argiles) conduirait à des rapports Si/Al élevés en regard des pH et pourrait expliquer la présence de mordénite dans une gamme de pH correspondant au domaine de stabilité d'espèces moins siliceuses comme l'analcime (MARINER et SURDAM, 1970).

III. - DEVENIR DES EVAPORITES CONTINENTALES

Par ce bilan sommaire, on a vu que tous les ions, en bout de chaîne, prenaient place de façon satisfaisante dans des édifices cristallins. Seul le potassium échappe à la règle, mais uniquement à cause de notre méconnaissance du devenir du stock argileux dans de tels milieux confinés et carbonatés sodiques.

A une autre échelle, à la fois dans le temps et dans l'espace, on peut s'interroger sur le devenir des évaporites continentales. Sont-elles des "épiphénomènes" ou bien porteront-elles témoignage des conditions géochimiques de leur mise en place ? Pourront-elles, comme le dit MILLOT à propos des argiles, être suffisamment sensibles pour conserver et nous transmettre l'influence de leur milieu génétique, mais assez robustes pour ne pas subir l'affront d'une altération trop poussée ? J'ai déjà traité au chapitre VII deux exemples de bassins salifères continentaux remarquablement fossilisés. Je m'attacherai à examiner maintenant ce qui, dans la colonne sédimentaire des douze derniers millénaires de la cuvette tchadienne, peut témoigner de "phases salifères" analogues à celle qui affecte de nos jours le Kanem.

Une des différences fondamentales entre la cuvette tchadienne et d'autres bassins clos salifères à travers le monde, réside dans le fait que les seules preuves que nous ayons de dépôts évaporitiques dans le cas du Tchad ne sont qu'indirectes. Mis à part la dalle de trona de Mordangay (SERVANT, 1973), aucune série évaporitique n'a été mise en évidence dans les formations des 13 derniers millénaires.

A l'opposé, EUGSTER et SMITH (1965) et BRADLEY et EUGSTER (1959) ont pu reconstituer les variations hydrologiques, chimiques et climatiques qui ont affecté le lac Searles au Pléistocène et le lac Gosiute à l'Eocène, en se basant sur les minéraux salins présents. Plus récemment, MORTON (1971) a présenté les fluctuations climatiques qui ont affecté un petit lac de cratère en Ouganda, le lac Katwé, toujours en se basant sur les minéraux salins présents (fig. 63).

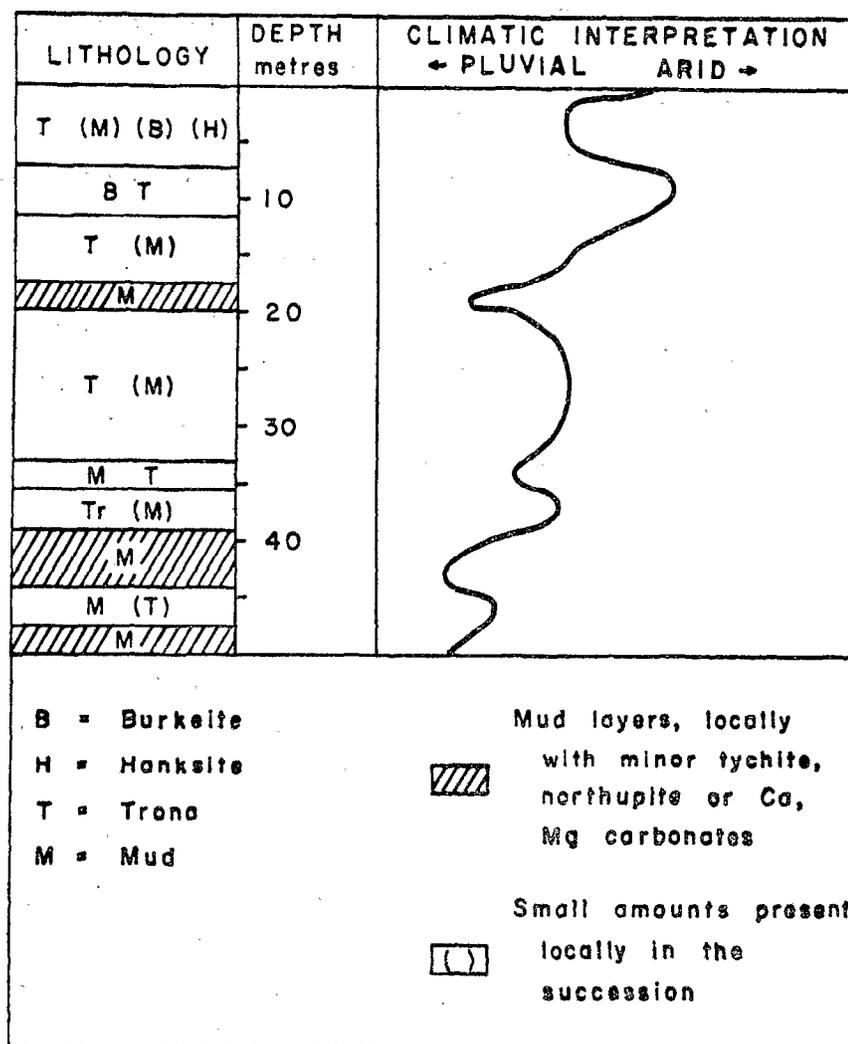


Figure 63.- Succession stratigraphique et interprétation climatique de la série lacustre du lac Katwé, Ouganda (d'après MORTON, 1971).

Dans le cas de la cuvette tchadienne, les évaporites déposées lors des phases d'aridification, soit par assèchement des lacs interdunaires, soit par remontées capillaires, semblent avoir été recyclées à chacune des phases humides suivantes. Ce recyclage a vraisemblablement été facilité par la *grande masse sableuse des dunes qui n'a pas opposé de frein aux échanges et à la remise en équilibre hydrologique.*

Les témoins de ces phases arides salifères sont nombreux, indiscutables, mais indirects. J'en ai déjà évoqué certains au cours des chapitres précédents :

- anomalies chimiques et de minéralisation de la nappe correspondant à la dissolution d'évaporites fossiles ;

- présence seule d'hydrosilicates sodiques (magadiïte, kenyaïte), alors qu'ils sont accompagnés de carbonates alcalins lors de leur cristallisation.

- Par ailleurs, on sait que les diatomées constituent de très bons marqueurs de faciès chimique des eaux dans lesquelles elles évoluent. Or, l'étude des diatomées de la cuvette tchadienne (S. SERVANT, com. pers. 1973) montre que le début de certaines ingressions lacustres se traduit dans les interdunes du Kanem par des faciès d'eaux saumâtres chlorurées sodiques. C'est notamment le cas pour la transgression qui a commencé au voisinage des 9.000 ans B.P. (présence abondante de *Campylodiscus*).

On peut penser que la phase d'assèchement des 10.500 ans B.P. a laissé subsister dans les interdunes des "flaques" de saumures résiduelles ou /et des eaux interstitielles dans les vases lacustres dont la composition devait être voisine de celle du point E de la figure 43 (62 % Cl⁻).

L'augmentation progressive du rapport pluviosité/ évaporation (P/E) avec le début de l'ingression lacustre des 9.000 ans B.P. (SERVANT, 1973) montre que les pluies ont pu diluer ces saumures et permettre la colonisation du milieu aquatique par des diatomées spécifiques des milieux chlorurés. Ce n'est qu'un peu plus tard que la remontée de la nappe phréatique a pu contribuer à la dissolution des évaporites un peu moins solubles que les chlorures, comme les carbonates alcalins.

On comprend dès lors que l'invasion lacustre d'un interdune précédemment asséché se caractérise fréquemment par des faciès saumâtres chlorurés, suivis par des faciès d'eaux douces carbonatées sodiques.

La fossilisation des évaporites a été réalisée dans la formation de la Green River, au lac Searles et au lac Katwé. Elle ne l'a pas été dans la cuvette tchadienne. Il s'agit d'essayer d'en connaître les causes.

. Les massifs dunaires sableux qui, au-delà du 14° de latitude nord constituent en volume la majeure partie du paysage ne semble pas être de bons "fossilisateurs". Leur porosité et leur perméabilité n'ont opposé aucun frein aux échanges hydrologiques, à chacune des ingressions lacustres.

.. Une subsidence rapide du bassin de sédimentation est toujours requise pour la conservation de dépôts évaporitiques. Cette subsidence a existé dans le bassin du lac Gosiute et dans celui du lac Searles. Dans la cuvette tchadienne, SERVANT (1973) indique une vitesse moyenne relative de subsidence de l'ordre de 4 à 6 mm par siècle. Ces valeurs sont très faibles, à peine le cinquième ou le dixième des valeurs citées par PERRODON (1972).

La réunion de ces deux facteurs pourrait expliquer l'absence d'évaporites antérieures à l'Holocène récent dans les sédiments de la cuvette tchadienne.

... Pour les éventuels dépôts évaporitiques plus anciens, outre les possibilités de dissolution et d'érosion éolienne, on peut ajouter l'hypothèse d'une évacuation des sels hors du bassin, soit par un émissaire soit par les nappes. Le bassin hydrogéologique n'a en effet pas forcément correspondu au bassin versant de surface.

CONCLUSIONS GENERALES

L'objet de cette étude a été limité aux dépressions interdunaires salifères du Kanem. A l'échelle du bassin tchadien, ces dernières ne représentent qu'une faible superficie. Cependant les observations recueillies et les données analytiques ont permis de dégager un *modèle génétique* qui, avec des nuances mineures, peut s'appliquer à d'autres régions salifères de la cuvette tchadienne et même du monde.

1. - Les deux types de paragenèse en fonction du type d'évaporation.

Chaque type d'évaporation, directe ou capillaire, livre une paragenèse distincte :

- *syngénétique* pour la première,
- *diagénétique précoce* pour la seconde.

Les associations minérales sont identiques, mais les habitus des minéraux sont différents. Les deux mécanismes ont joué à plusieurs reprises (en se relayant dans le temps) suivant les fluctuations lacustres au cours de l'Holocène.

Actuellement on observe la résultante de ces deux mécanismes (polygénèses) dans les interdunes non fonctionnels. Le premier se manifeste dans les lacs minéralisés à assèchement annuel ; le second, dans les "natronières".

2. - Les deux voies possibles de la concentration évaporatoire.

Les convergences et divergences entre les différentes salines étudiées permettent d'individualiser deux voies possibles pour la concentration évaporatoire des ions en solution et leur précipitation sous forme de sels cristallisés :

- un milieu *confiné réducteur* (1)
- un milieu *drainé oxydant* (2).

Ces deux voies de concentration livrent deux paragenèses antagonistes : carbonatée pour la première (B), chloro-sulfatée pour la seconde (C), toutes deux ayant le sodium comme cation dominant (fig. 64).

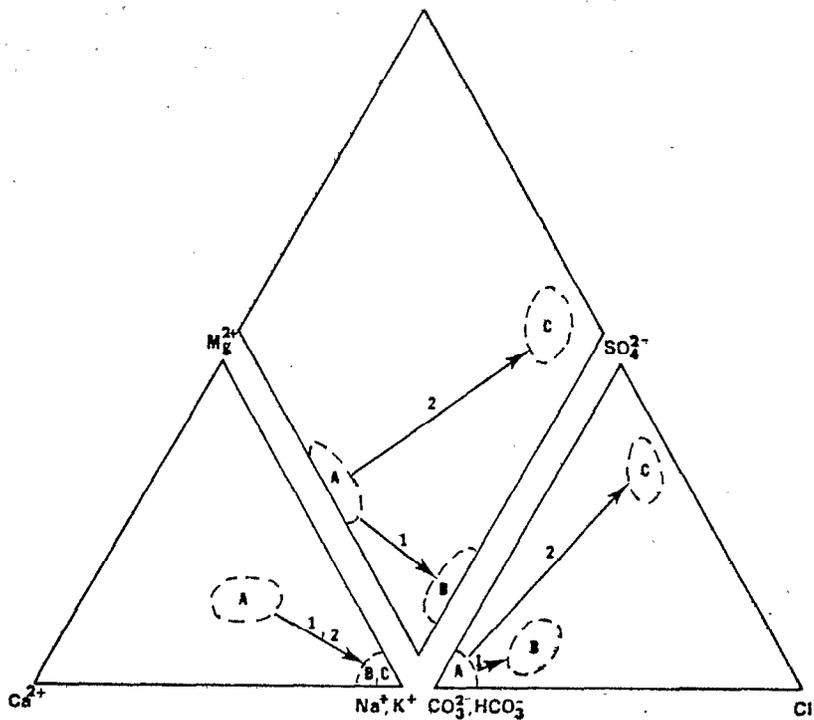


Figure 54. - Les deux grandes voies de concentration des eaux dans la cuvette tchadienne. 1. Voie réductrice - 2. Voie oxydante
A. Lac Tchad - B. Natronière - C. Ouadi chlorosulfaté.

L'évolution ultime des eaux du bassin tchadien se trouve sous la dépendance :

- de la qualité des apports méridionaux,
- des caractéristiques des milieux de réception (lac Tchad, interdunes littorales).

Par une série de dichotomies, ce double déterminisme produit, à partir d'une eau mère unique, des paragenèses radicalement opposées. Si bien que l'évaporation, tout en restant le moteur des phénomènes, ne devient à la limite qu'accessoire.

En dernière analyse, le facteur fondamental est *l'état de confinement du milieu*, à un degré moindre son aération.

Dans le détail, on se doit évidemment de nuancer ces coupures qui sont plus didactiques que naturelles.

3. - La place des interdunes salifères dans le paysage géochimique tchadien.

Si on se place à l'échelle du bassin tchadien, la région étudiée appartient au *domaine aval de type accumulatif* (BOCQUIER, 1971). Ce milieu est confinant et alcalin.

La minéralisation du milieu confinant permet, par la production de CO_2 biogénique, l'entretien de conditions réductrices et l'individualisation d'accumulations carbonatées et silicatées sodiques. La figure 65 rend compte de la gamme de concentration en sels dissous des différents milieux de sédimentation chimique de la cuvette tchadienne.

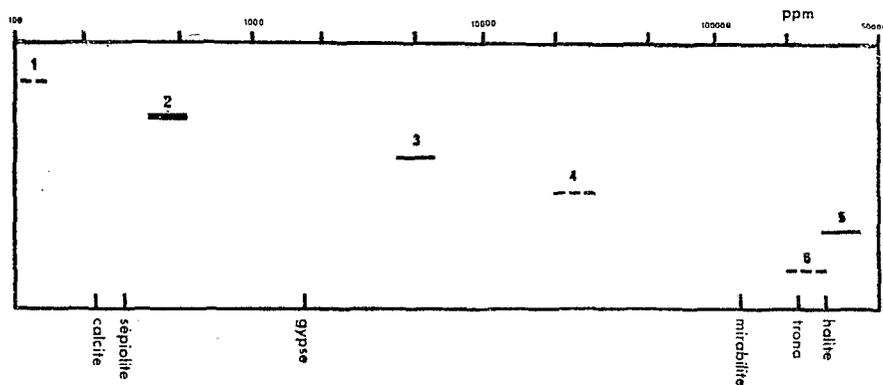


Figure 65. - Gamme des concentrations en sels dissous des différents milieux de sédimentation chimique de la cuvette tchadienne. 1. Fleuve Chari - 2. Lac Tchad - 3. Lacs interdunaires peu minéralisés - 4. Lacs interdunaires très minéralisés - 5. "Natronières" - 6. Ouadis chlorosulfatés.

De l'amont vers l'aval du bassin tchadien, avec la diminution du rapport P/E, les accumulations s'ordonnent dans les paysages en fonction des mobilités et des solubilités des différents éléments et des différents sels. La région étudiée, à la limite de la zone aride, représente *le terme ultime de cette vaste séquence*. Elle se caractérise par les *concentrations salines et la néoformation de silicates sodiques* qui n'est pas sans rappeler l'association *carapace calcaire - attapulgite* des domaines arides méditerranéens (RUELLAN, 1969 ; PAQUET, 1969).

A l'intérieur d'une zone climatique ou d'un paysage, les premières étapes d'accumulation de l'amont sont représentées, mais se télescopent en un bref "résumé". C'est ainsi que dans le lac Tchad on

assiste aux néoformations de goethite et de montmorillonite qui connaissent leur plein développement dans les zones amont et médiane du bassin où la pluviosité est plus élevée .

De la même manière, dans les interdunes, le premier évènement est une *calcaitisation* qui rappelle celle survenant dans les parties nord et sud du lac Tchad. Délestée très rapidement des ions alcalino-terreux, la paragenèse saline est alors dominée par le sodium qui s'associe aux carbonates et aux silicates dans les milieux confinés et aux chlorures et sulfates dans les milieux drainés.

4. - Le moteur des phénomènes.

Le moteur de cette distribution des ions dans le paysage est le rapport pluviosité/évaporation qui traduit l'état de confinement du milieu. A l'intérieur d'une même zone climatique, les caractéristiques internes du milieu de sédimentation peuvent se libérer de ces contraintes régionales. Le milieu peut être drainé oxydant ou confiné réducteur. Il peut alors induire des paragenèses qui représentent un état de "métastabilité" vis-à-vis des conditions géochimiques régionales.

Il semble que la présence d'évaporites soit un épisode normal au cours des derniers stades d'évolution d'un bassin continental en voie d'endoréisme et de subsidence.

A l'évidence, le rôle des conditions climatiques demeure primordial. Si l'absence de sels dans un bassin continental endoréique est l'exception, c'est sans doute parce que le pouvoir confinant de l'entité morphologique joue un rôle essentiel.

BIBLIOGRAPHIE

LISTE DES FIGURES

LISTE DES TABLEAUX

B I B L I O G R A P H I E

- ABD-EL-MALEK Y. et RIZK S.J. (1963). - Bacterial sulfate reduction and the development of alkalinity. J. Appl. Bacteriol., 26, 7-26.
- ALEXANDER G.B., HESTON W.M. et IDLER J.K. (1954). - The solubility of amorphous silica in water. J. Phys. Chem., 58, 453-455.
- ALEXANIAN C.L., MOREL P. et LE BOUFFANT L. (1966). - Sur les spectres d'absorption infrarouge des minéraux naturels. Bull. Soc. Fr. Céram., 71, 3-38.
- AMES L.L. (1963). - Synthesis of a clinoptilolite-like zeolite. Am. Mineralogist, 48, 1374-1381.
- ANDERSON G.C. (1958). - Seasonal characteristics of two salines lakes in Washington. Limnol. Oceanogr., 3, 1, 51-68.
- ANDERSON G.C. (1958). - Some limnological features of a shallow neromitic lake. Limnol. Oceanogr. 3, 3, 259-270.
- APPS J.A. (1970). - The stability field of analcime. Ph. D. Thesis, Harvard univ., unpublished, 347p.
- AUBREVILIE A. (1950). - Flore forestière soudano-guinéenne - AOF - Cameroun-AEF. Soc. Ed. Géogr. Mar. et Col., Paris, 523p.
- BAKER B.H. (1958). - Geology of the Magadi area. Geol. Surv. Kenya, Rept. 42, 81p.
- BAKER B.H. (1963). - Geology of the area south of Magadi. Geol. Surv. Kenya, Rept. 61, 27p.
- BAKER C.L., JUE L.R. et WILLS J.H. (1950). - The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{SiO}_2-\text{H}_2\text{O}$ at 50, 70 and 90°C. J. Amer. Chem. Soc. 72, 5369-5382.
- BALDAR M.A. et WHITTIG L.D. (1968). - Occurrence and synthesis of soils zeolites. Soil Sci. Soc. Amer. Proc. 32,2, 235-238.
- BANNISTER F.A. (1929). - The so-called "thermonatrite" and the existence of sodium bicarbonate as a mineral. Mineral. Mag., 22, 124, 53-64.
- BENTOR Y.K. (1961). - Some chemical aspects of the Dead Sea and the question of its age. Geoch. Cosmoch. Acta, 239-260.
- BERNER R.A. (1968). - Calcium carbonate concretions formed by the decomposition of organic matter. Science, 159, 195-197.
- BERNER R.A. (1971). - Principles of chemical sedimentology. Mc. Graw Hill Book Company, New-York, 240p.

- BOCQUIER G. (1971). - Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biodynamique. Mém. O.R.S.T.O.M., 62, 350p.
- BOCQUIER G. et GAVAUD M. (1964). - Etude pédologique du Niger Oriental. Rap. O.R.S.T.O.M., Dakar, 2 t., 347p.
- BORCHERT H. (1959). - Ozeane Salzlagerstätten ; Grundzüge der Entstehung und metamorphose ozeaner Salzlagerstätten sowie des Gebirgsverhaltens von Salzgesteinsmassen. Berlin, Gebrüder Bornträger, 237p.
- BORCHERT H, MUIR R.C. (1964). - Salt deposits ; the origin, metamorphism and deformation of evaporites. D. Van Norstrand Co. edit., London, 338 p.
- BOUCHARDEAU A. et LEFEVRE R. (1957). - Monographie du lac Tchad. O.R.S.T.O.M., Paris, 112 p. multigr.
- BOUSSINGAULT J.B. (1826). - Sur l'existence de l'iode dans l'eau d'une source de la province d'Antioquia. Ann. Mines, 12, 281-282.
- BRADLEY W.H. et EUGSTER H.P. (1969). - Geochemistry and paleolimnology of the trona deposits and associated authigenic minerals of the Green River of Wyoming. Geol. Surv. Prof. Pap., 496-B, 1-69.
- BRAITSCH O. (1971) - Salt deposits. Their origin and composition. Springer-Verlag, New-York, 297p.
- BRICKER O.P. (1969). - Stability constants and gibbs free energies of formation of magadiite and kenyaite. Am. Mineralogist 54, 7-8, 1026-1033.
- BRINDLEY G.W. (1969). - Unit cell of magadiite in air, vacuo and under other conditions. Am. Mineralogist, 54, 1583-1591.
- BRUEVIC S.V. (1953). - Sur la géochimie du silicium dans la mer (en russe). Izvest. Akad. Nauk. SSSR, 4, 67-69.
- BURNHAM C.W. (1962). - Lattice constant refinement. Carnegie Institution of Washington, Year Book 61, 132-135.
- CARMOUZE J.P. (1968). - Ions majeurs, phosphates et silicates dans le lac Tchad en avril 1968. Rap. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 18 p. multigr.
- CARMOUZE J.P. (1971). - Circulation générale des eaux dans le lac Tchad. Cah. O.R.S.T.O.M. sér. Hydrobiol., V, 3-4, 191-212.
- CARMOUZE J.P. (1972). - Originalité de la régulation saline du lac Tchad. C.R. Ac. Sci. Paris, 275, 1871-1874.
- CARMOUZE J.P., DEJOUX C., DURAND J.R., GRAS R., ILTIS A., LAUZANNE L., LEMOALLE J., LEVEQUE C. et SAINT-JEAN L. (1972) - Grandes zones écologiques du lac Tchad. Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Hydrobiol., VI, 2, 103-169.

- CHAUSSIER J.B. (1968). - Les salines du Borkou-Ennedi (Tchad). Rapport Direction des Mines et de la Géologie, Fort-Lamy, SG/39/JBC, 9p.
- CHEVERRY C. (1968). - Rôle original de la pédogenèse sur la nature et le mode de l'accumulation saline dans certains milieux confinés en région subaride (polders des bordures du lac Tchad). Sci. du Sol. 2, 33-53.
- CHEVERRY C. (1971). - Les premières étapes de la poldérisation des bordures du lac Tchad : aspects hydrologiques, pédologiques, agronomiques. Conséquences sur la mise en valeur. Rap. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 38p.
- CHEVERRY C. (1974). - Contribution à l'étude des polders du lac Tchad. La dynamique des sels lors de la transformation de sédiments argileux et organiques en milieu continental subaride. Thèse Univ. Louis Pasteur, Strasbourg, sous presse.
- CHEVERRY C., FROMAGET M. et BOCQUIER G. (1972). - Quelques aspects micromorphologiques de la pédogenèse des sols des polders conquis sur le lac Tchad. Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Pedol., X, 4, 373-387.
- CONRAD G. (1969). - L'évolution continentale post-hercynienne du Sahara algérien (Saoura, Erg.Chech, Tanezrouft, Ahnet Mouydir). C.N.R.S. Paris, Serv. Geol., 10, 527p.
- CONWAY E.J. (1942). - Mean geochemical data in relation to oceanic evolution. Roy. Irish. Acad. Proc. 48, sec. B., 119-159.
- COOMBS D.S., ELLIS A.J., FYFE W.S. et TAYLOR A.M. (1959). - The zeolite facies with comments on the interpretation of hydrothermal syntheses. Geochim. Cosmochim. Acta, 17, 53-107.
- COURTET H. (1905). - Les sels de la région du Tchad. C.R. Acad. Sci. Paris, 316-318.
- D'ANS J. (1933). - Die Lösungsgleichgewichte des Systeme der ozeanischen Salzablagerrungen. Berlin : Kalifornische Anstalt, 89 et 254.
- DAVIES C.W. (1962). - Ion association. Butterworths, Londres, 190p.
- DAVIES S.M. (1964). - Silica in streams and ground water. Amer. J. Sci., 7, 262, 870-891.
- DELECOURT J. (1946). - Géochimie des océans, des bassins clos et des gîtes salifères. Mers et lacs contemporains. Mém. Soc. Belge de Géol. Paléontol. et Hydrol. 1, 177p.
- DIELEMAN P.J. et de RIDDER N.A. (1963). - Expertise sur les mouvements des eaux et du sel dans le polder de Bol-Guini. I.L.R.I., Wageningen, 50p.
- DUPONT B. (1967). - Premières données sur les apports éoliens à Fort-Lamy. Rap. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 2p. multigr.

- DUPONT B. (1967). - Etude des formations sédimentaires du Kanem, premiers résultats. Rap. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 150p. multigr.
- DUPONT B. (1970). - Distribution et nature des fonds du lac Tchad (nouvelles données). Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol., 2, 1, 9-42.
- DUPONT B. et LEVEQUE Ch. (1967). - Biomasse en mollusques et nature des fonds dans la zone est du lac Tchad. Cah. O.R.S.T.O.M., sér. Hydrobiol., 2, 2, 113-126.
- DUPONT B. et FRAQUET P. (1972). - Etude bathymétrique et sédimentologique d'un bras du lac Tchad (Yakoua-Mandi). Rap. SCET- intern. et O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 50p. multigr.
- ENTE P.J. (1964). - Initial decalcification due to oxydation of sulfides in young marine soils in the Netherlands. VIIIth Intern. Congr. Soil Science, Bucharest, 779-782.
- ERHART H. (1973). - Itinéraires géochimiques et cycle géologique de l'aluminium. Doin Editeurs, Paris, 253p.
- ERHART H. (1973). - Itinéraires géochimiques et cycle géologique du silicium. Doin Editeurs, Paris, 217p.
- ERIKSSON E. (1952). - Composition of atmospheric precipitation. II. Sulfur, chloride, iodine compounds. Tellus, 4, 280-303.
- EUGSTER H.P. (1966). - Sodium carbonate-bicarbonate minerals as indicators of P_{CO_2} . J. Geophys. Research, 71, 3369-3377.
- EUGSTER H.P. (1967). - Hydrous sodium silicates from lake Magadi, Kenya : Precursors of bedded chert. Science, 157, 1177-1180.
- EUGSTER H.P. (1969). - Inorganic bedded cherts from the Magadi area, Kenya. Contr. Mineral. Petrol., 22, 1-31.
- EUGSTER H.P. (1970). - Chemistry and origin of the brines of lake Magadi, Kenya. Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper. 3, 215-235.
- EUGSTER H.P. et SMITH G.I. (1965). - Mineral equilibria in the Searles lake evaporites, California. J. of Petrology 6, 3, 473-522.
- EUGSTER H.P. et SURDAM R.C. (1971). - Bedded cherts in the Green River formation. Geol. Soc. Amer. Abstracts with programs, 3, 7, 559-560.
- FAHEY J.J. (1939). - Shortite, a new carbonate of sodium and calcium. Am. Mineralogist, 24, 8, 514-518.
- FAHEY J.J. (1962). - Saline minerals of the Green River formation. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 405, 50p.
- FAUCK R. (1970). - Evolution du quartz dans les sols rouges ferralitiques développés sur les roches sableuses et gréseuses de l'Afrique occidentale. C. R. Ac. Sci. Paris, 271, 2273-2276.

- FAURE H. (1962). - Reconnaissance géologique des formations sédimentaires post-paléozoïques du Niger oriental. Thèse Fac. Sc. Paris et Mém. B.R.G.M., 1966, 47, 630p.
- FAURE H. (1963). - Inventaire des évaporites du Niger (mission 1963). Rap. B.R.G.M., 62p. multigr.
- FAURE H. (1966). - Evolution des grands lacs sahariens à l'holocène. Quaternaria, 8, 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.S., Hanovre 1965, 7, 277-278.
- FAURE H. (1969). - Lacs quaternaires du Sahara. Mitt. Intern. Verein Limnol., 17, 255-274.
- FETH J.H., ROGERS S.M. et ROBERTSON C.E. (1961). - Aqua de Ney, California, a spring of unique chemical character. Geochim. Cosmochim. Acta, 22, 75-86.
- FONTES J. Ch. (1966). - Intérêt en géologie d'une étude isotopique de l'évaporation. Cas de l'eau de mer. C.R. Acad. Sci. Paris, 263, 1950-1952.
- FONTES J. Ch. et GONFIANTINI R. (1967). - Comportement isotopique au cours de l'évaporation de deux bassins sahariens. Earth and Plan. Sci. Letters, 3, 3, 258-266.
- FONTES J. Ch., MAGLIONE G. et 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., 6, I, 17-34.
- FONTES J. Ch., MAGLIONE G. et ROCHE M. A. (1970). - Eléments d'hydrologie isotopique dans le bassin du lac Tchad. I.A.E.A., Vienne.
- FOOTE W.M. (1895). - Preliminary note on a new alkaline mineral. Am. J. Sci., 50, 3, 480-481.
- FOSHAG W. F. (1933). - Sulphohalite and other minerals from Otjwalundo salt pan, Southwest Africa. Am. Mineralogist, 18, 431-434.
- FOSHAG W. F. (1940). - Sodium bicarbonate (nahcolite) from Searles lake, California. Am. Mineralogist, 25, 769-778.
- FRANKART R. et HERBILLON A. J. (1969). - Présence et genèse d'analcime dans les sols sodiques de la Basse Ruzizi (Burundi). Bull. Gr. Fr. Argiles, 22, 1, 79-89.
- FREETH F. A. (1923). - The system $\text{Na}_2\text{O}-\text{CO}_2-\text{NaCl}-\text{H}_2\text{O}$ considered as two four-component systems. Royal Soc. (London) Philos. Trans, 233, Sér. A, 35-87.

- GAC J. Y. et PINTA M. (1973). - Bilan de l'érosion et de l'altération en climat tropical humide. Estimation de la vitesse d'ap-profondissement des profils. Etude du bassin versant de l'Ouham (R.C.A.). Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol., V, 1, 83-96.
- GALE R. S. (1915). - Salines in the Owens, Searles, and Paramint basins, south-eastern California. U.S. Geol. Bull., 580, 251-323.
- GALE W. A. (1938). - Chemistry of the trona process from the standpoint of the phase rule. Ind. Eng. Chem. 30, 867
- GARRELS R. M. (1960). - Mineral equilibria. Harper and Brothers, New-York, 524p.
- GARRELS R. M. et CHRIST C. L. (1967). - Equilibre des minéraux et de leurs solutions aqueuses. G.V. Paris, 335p.
- GARRELS R.M. et MACKENZIE F.T. (1967). - Origin of the chemical compositions of some springs and lakes. J. Amer. chem. Soc. 67, 222-242.
- GEDROITZ K.K. (1928). - Solonetz soils, their origin, properties and how to improve them. Nosovsk. Agri. Exp. Station.
- GISCHLER C.E. (1967). - Synthèse hydrologique du bassin du lac Tchad. Nature et ressources, III, 3, 10-16.
- GONFIANTINI R. (1965). - Effetti isotopici nell'evaporazione di acque salate. Atti della Societa Toscana di Scienze naturali, A, LXXII, II, 550-569.
- GRAF D. L. et GOLDSMITH J.R. (1956). - Some hydrothermal synthesis of dolomite and protodolomite. J. Geol. 64, 173-186.
- GUICHARD E. (1957). - Eaux du lac Tchad et mares permanentes au nord d'Ira. Rap. O.R.S.T.O.M., Fort-Lamy, 26p. multigr.
- HAINES D.V. (1959). - Core logs from Searles lake, San Bernardino County, California. U.S. Geol. Surv. Bull., 1045-E, 139-317.
- HARDIE L.A. (1968). - The origin of the recent non-marine evaporite deposit of Saline Valley, Inyo County, California. Geoch. Cosmochim. Acta, 32, 1279-1301.
- HARDIE L. A. et EUGSTER H.P. (1970). - The evolution of closed-basin brines. Mineral. Soc. Amer. Spec. Paper, 3, 273-290.
- HARVEY H.W. (1955). - The chemistry and fertility of sea waters. Second ed. Cambridge Univ. Press. Cambridge England, 224p.
- HAY R.L. (1968). - Chert and its sodium-silicate precursors in sodium carbonate lakes of East Africa. Contr. Mineral. Petrol., 17, 255-274.
- HELGESON H.C. (1969). - Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. Amer. J. Sci., 267, 7, 729-804.

- HELGESON H.C., GARRELS R.M. et MACKENZIE F.T. (1966). - Evaluation of irreversible reactions in geochemical processes involving minerals and aqueous solutions. II. Applications. Geoch. Cosmochim. Acta, 33, 445-481.
- HELGESON H.C., BROWN T.H. et LEEPER R.H. (1969). - Handbook of theoretical activity diagrams depicting chemical equilibria in geologic systems involving an aqueous phase at 1 atm. and 0° to 300°C. Freeman, Cooper et Co, 1736 Stockton Str., San Francisco, Ca. 94133, 253p.
- HELGESON H.C. et MACKENZIE F.T. (1970). - Silicate sea water equilibria in the ocean system. Deep Sea Res., 17, 877-892.
- HILGARD E.W. (1906). - Soils, their formation, properties, composition and relation to climate and plant growth on the humid and arid regions. Mac Millan, New-York.
- HILL A.E. et BACON L.R. (1927). - Ternary systems. VI. Sodium carbonate and water. J. Amer. chem. Soc., 49, 10, 2487-2495.
- ILTIS A. (1973). - Algues des eaux natronées du Kanem (Tchad). 2° partie. Cah. C.R.S.T.O.M., Sér. Hydrobiol., VII, 1, 25-54.
- HSU K.J. (1967). - Chemistry of dolomite formation. Elsevier Publishing Co. Amsterdam, Developments in Sedimentology, 9B, Carbonate Rocks, 4, 169-191.
- HSU P. H. et BATES T.F. (1964). - Fixation of hydroxy-aluminium polymers by vermiculite. Soil. Sci. Soc. Amer. Proc., 28, 6, 763-769.
- HUTCHINSON G.E. (1957). - A treatise on limnology. Vol. I. Geography, physics and Chemistry. John Wiley and Sons, Inc., New-York, 1015p.
- ILER R.K. et DALTON R.L. (1956). - Degree of hydration of particles of colloidal silica in aqueous solution. J. Phys. Chem., 60, 955-957.
- INGERSON E. (1947). - Transportation and deposition of silica. Econ. Geol., 42, 6, 560-562.
- INGRI N. (1959). - Equilibrium studies of polyanions IV. Silicates ions in NaCl medium. Acta Chem. Scand., 13, 758-775.
- JAHR K.F. et BRECHLIN A. (1952). - Cryoscopic ionic-weight determination by means of the eutectic ice-potassium nitrate in solutions of basic aluminium nitrate. Z. Anorg. All. Chem., 270, 257-272.
- JAMIESON P.B. (1967). - Crystal structure of $\text{Na}_2\text{Si}_3\text{O}_7$: a new type of silicate sheet. Nature, 214, 794-796.
- JÄNECKE E. (1929). - Die Entstehung der Salzlagerstätten, in Doelter, C, et Leitmeir H. Handbuch der Mineralchemie, Bd 4, 2. Teil, Dresden et Leipzig, T. Steinkopff.
- JOHAN Z. et MAGLIONE G. (1972). - La kanemite, nouveau silicate de sodium hydraté. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 95, 371-382.

- JONES B.F. (1962). - Stability of burkéite and its significance in lacustrine evaporites. (abstract). J. Geophys. Research, 67, 9, 3569.
- JONES B.F. (1965). - The hydrology and mineralogy of Deep Springs lake, Inyo County, California. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 502-A, 53p.
- JONES B.F., RETTIG S.L. et EUGSTER H.P. (1967). - Silica in alkaline brines. Science, 158, 1310-1314.
- JONES B.F. et VAN DENBURGH A.S. (1967). - Geochemical influences on the chemical character of closed lakes. I.A.H.S. Symp. Garda, 70, 435-446.
- JONGERIUS A. (1970). - Some morphological aspects of regrouping phenomena in Dutch soils. Geoderma, 4, 3, 311-331.
- KALT A. (1968). - Une silice hydratée cristallisée : préparation, structure, propriétés chimiques. Thèse, Université de Strasbourg, 104p.
- KALT A. et WEY R. (1968). - Composés interfoliaires d'une silice hydratée cristallisée. Bull. Gr. Fr. Argiles, 20, 205-214.
- KENNEDY G.C. (1950). - A portion of the system silica-water. Econ. Geol., 45, 3-
- KINSMANN D.J.J. (1969). - Modes of formation, sedimentary associations and diagnostic features of shallow-water and supratidal evaporites. Bull. Amer. Assoc. Petrol. Geol. 53, 830-840.
- KITAHARA S. (1960). - The polymerization of silicic acid obtained by the hydrothermal treatment of quartz and solubility of amorphous silica. Rev. Chem. Japan, 30, 131-137.
- KOVDA V.A., SAMOILOVA E.H., VASILEVSKAYA V.D. et YAKUSHEVSKAYA I.V.. - Geochemical differentiation of products weathering and soil formation on the russian great plain. Int. Congr. Soil Sci., 9, Adelaïde, vol. IV, 293-301.
- KRAMER J.R. (1969). - Subsurface brines and mineral equilibria. Chem. Geol., 4, 37-50.
- KRAUSKOPF K.B. (1956). - Dissolution and precipitation of silica at low temperatures. Geoch. Cosmochim. Acta, 10, 1-26.
- KRUMBEIN W.C. et GARRELS R.M. (1952). - Origin and classification of sediments in terms of pH and oxidation - reduction potential. J. Sed. Petrol., 60, 1-35.
- LACROIX M.A. (1905). - Résultats géologiques et minéralogiques de récentes explorations dans l'Afrique occidentale française et dans la région du Tchad. Revue Coloniale, nouvelle série, 25, 205-223.
- LAGERSTROM G. (1959). - Equilibrium studies of polyanions. III. Silicate ions in NaClO₄ medium. Acta Chem. Scand., 13, 722-736.
- LANGBEIN W.B. (1961). - Salinity and hydrology of closed lakes. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 412, 20p.

- LE BIHAN M.T., KALT A. et WEY R. (1971). - Etude structurale de KHSi_2O_5 et H_2SiO_5 . Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 94, 15²⁻⁵-23.
- LEMOALLE J. et DUPONT B. (1970). - Iron-bearing oolites and the present conditions of sedimentation in lake Chad (Africa). In Ores in Sediments, Springer-Verlag, Berlin, 167-178.
- LENOIR F. (1972). - Exportation chimique d'un bassin inter-tropical (le Bandama, Côte d'Ivoire). Influence des conditions hydrologiques. Thèse, Université de Nice, 375p. multigr.
- LERMAN A. (1967). - Model of chemical evolution of a chloride lake. The Dead Sea. Geochim. Cosmochim. Acta, 31, 2309-2330.
- LEVEQUE Ch. (1967). - Mollusques aquatiques de la zone est du lac Tchad. Bull. I.F.A.N., 29, 4, 1494-1533.
- LEVEQUE Ch. (1972). - Mollusques benthiques de lac Tchad ; écologie, production et bilans énergétiques. Thèse, Université de Paris VI, 225p.
- LIVINGSTONE D.A. (1963). - Chemical composition of rivers and lakes. Geol. Surv. Prof. Paper, 1-64.
- LOMBARDI C. (1963). - Observations on the distribution of chemical elements in the terrestrial saline deposits of Saline Valley, California. U.S. Naval Ordnance Test Station, China lake, Tech. Publ., 2916, 42p.
- LOTZE F. (1957). - Steinsalz und Kalisalz. I. Teil : Gebrüder Bonträger Berlin-Nikolassee, 465p. (2e édition, 1960).
- MAC ATTEE J.L., HOUSE R. et EUGSTER H.P. (1968). - Magadiite from Trinity County, California. Amér. Mineralogist, 53, 2061-2069.
- MAC CULLOCH L. (1952). - A new highly siliceous soda-silica compound. J. Amer. Chem. Soc., 74, 2453-2456.
- MACKENZIE F.T. et GEES R. (1971). - Quartz : synthesis at earth-surface conditions. Science, 173, 533-535.
- MAGLIONE G. (1968). - Présence de gaylussite et de trona dans les "natronnières" du Kanem. Bull. Soc. Fr. Mineral. Cristallogr., 91, 388-395.
- MAGLIONE G. (1969). - Premières données sur le régime hydrogéochimique des lacs permanents du Kanem. Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Hydrobiol., III, I, 121-141.
- MAGLIONE G. (1970). - Le gisement chloro-sulfaté sodique de Napal (archipel du lac Tchad). Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Géol., II, I, 81-94.
- MAGLIONE G. (1970). - La magadiite, silicate sodique de néoformation des faciès évaporitiques du Kanem. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 23, 3-4, 177-189.
- MAGLIONE G. (1971). - Un exemple de comportement de la silice soluble en milieu confiné carbonaté sodique : les "natronnières" du Tchad. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr. 24, 4, 255-268.

- MAGLIONE G. et TARDY Y. (1971). - Néof ormation pédogénétique d'une zéolite, la mordénite, associée aux carbonates de sodium dans une dépression interdunaire des bords du lac Tchad. C. R. Acad. Sci. Paris, 272, 772-774.
- MAGLIONE G. et MAGLIONE M.H. (1972). - Etude thermodynamique de quelques silicates sodiques de néof ormation. Conséquences géochimiques. Sci. Géol. Bull., 25, 4, 231-250.
- MAGLIONE G. et SERVANT M. (1973). - Signification des silicates de sodium et des cherts néof ormés dans les variations hydrologiques et climatiques holocènes du bassin tchadien. C.R. Acad. Sci. Paris, 277, 1721-1724.
- MAKAROV S.Z. et BLIDDEN B.P. (1938). - Polytherms of the quaternary system $\text{Na}_2\text{CO}_3 - \text{Na}_2\text{SO}_4 - \text{NaCl} - \text{H}_2\text{O}$ and solid solution of the burkette type. Izvest. Akad. Nauk. SSSR, 10, 4, 866-892.
- MALEY J. (1973). - Un mécanisme des changements climatiques aux basses latitudes Ass. Sénégal. Et. Quatern. Ouest afr., 37-38, 31-40.
- MARINER R.H. et SURDAM R.C. (1970). - Alkalinity and formation of zeolites in saline alkaline lakes. Science, 170, 977-979.
- MARKHASEV B.I. et SEDLETSKII, I.D. (1964). - Structure of complexes anion in aqueous solutions of sodium silicate. Doklady Akad. Nauk. SSSR, 154, 3,
- MARSHALL W.L. et SLUSHER R. (1966). - Thermodynamics of calcium sulfate dihydrate in aqueous chloride solutions, 0-110°C. J. Phys. Chem., 70, 4015-4027.
- MILLOT G. (1960). - Silice, silex, silicifications et croissance des cristaux. Bull. Soc. Géol. Als. Lorr., 13, 4, 129-146.
- MILLOT G. (1964). - Géologie des argiles. Masson et Cie, Paris, 499p.
- MILLOT G. (1972). - Géochimie des altérations. Bull. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 24, 4, 201.
- MILLOT G. et FAUCK R. (1971). - Sur l'origine de la silice des silifications climatiques et des diatomites quaternaires du Sahara. C. R. Ac. Sci. Paris, 272, 4-7.
- MILTON C. et EUGSTER H.P. (1959). - Mineral assemblages of the Green River formation. Researches in Geochemistry, edited by Ph. Abelson, New-York, John Wiley et Sons, 118-150.
- MOREY G.W., FOURNIER R.C. et ROWE J.J. (1962). - The solubility of quartz in water in the temperature interval from 25° to 300°C. Geochim. Cosmochim. Acta, 26, 9,
- MOREY G.W., FOURNIER R.C. et ROWE J.J. (1964). - The solubility of amorphous silica. J. Geophys. Res., 69, 1995-2202.
- MORTON W.H. (1971). - Recent climatic changes at lake Katwé, Uganda. VII Congrès Panafricain de Préhistoire et d'Etudes du Quaternaire, Addis-Ababa, Ethiopie, 6-11 déc. 1971.

- MOSRIN J. (1965). - Rapport sur la production et la commercialisation du natron. Rapport Direction des Affaires Economiques, Ministère de l'Economie et des Transports, JM/om, 10-3, 39p.
- MULLEN J.B. et RILEY J.P. (1955). - The colorimetric determination of silicate with special reference to sea and natural waters. Anal. Chem. Acta, 12, 162-176.
- NIXON P.H., MORTON W.H. et VON KMORRING O. (1971). - Tichyte and northupite from Lake Katwé, Uganda. Bull. Geol. Soc. Finland, 43, I, 125-130.
- OKAMOTO G., OKURA T. et GOTO K. (1957). - Properties of silica in water. Geochim. Cosmochim. Acta, 12, 123-132.
- O'NEIL J.R. et HAY R.L. (1973). - $^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$ ratios in cherts associated with the saline lake deposits of East Africa. Earth and Plan. Sci. Letters 19, 2, 257-266.
- PALACHE C., BERMAN H. et FRONDEL C. (1966). - The system of mineralogy. J. Wiley and sons, II, 1124p.
- PAQUET H. (1969). - Evolution géochimique des minéraux argileux dans les altérations et les sols des climats méditerranéens tropicaux à saisons contrastées. Thèse Sc. Strasbourg et Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 30, 210p.
- PARKER R.B. et SURDAM R.C. (1971). - A summary of authigenic silicates in the tuffaceous rocks of the Green River formation. Contrib. Geol., Trona issue, 10, 1, 69-72.
- PERELMAN A.I. (1967). - Geochemistry of epigenesis Plenum Press, New-York, 266p.
- PERTHUISOT J.P., FLORIDIA S. et JAUZEIN A. (1972). - Un modèle récent de bassin côtier à sédimentation saline ; la sebkhâ et Melah (Zarsis, Tunisie). Rev. Geogr. Phys. et Géol. Dynam., XIV, I, 67-84.
- PERRODON A. (1972). - Reflexions sur la comparaison de quelques vitesses de phénomènes géologiques. C. R. Som. Soc. Géol. Fr., 21 Fév. 1972, 50-52.
- PIAS J. (1963). - Les sels du moyen et bas Logone, du bas Chari, des régions riveraines du lac Tchad et du Bahr-el-Ghazal. Mém. O.R.S.T.O.M. 2, 438p.
- 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, 407p.
- PIPER A.M. (1944). - A graphic procedure in the geochemical interpretation of water analysis. Trans. Amer. Geophys. Un., 914-929.
- PIRARD F. (1963). - Reconnaissance hydrogéologique du Niger oriental. Rapport de fin de travaux 1960-1963. Essais d'esquisses hydrogéologiques. Rapp. B.R.G.M., Orléans.
- POLYNOV B.B. (1956). - Geochemical landscapes. Selected Papers. (en russe). Akad. Nauk. SSSR.

- REESMAN A.L. (1966). - A study of clay mineral dissolution. Ph. D. Thesis, Univ. of Missouri, 215p.
- REESMAN A.L., PICKETT E.E. et KELLER W.D. (1969). - Aluminium ions in aqueous solutions. Amer. J. Science, 267, 99-113.
- RICCI J.E. (1951). - The phase rule and heterogeneous equilibrium. Van Nostrand, Co., Dover Publications, Inc., New York, 1966, 505p.
- RIOU Ch. (1972). - Etude de l'évaporation en Afrique centrale (Tchad, RCA, Congo). Contribution à la connaissance des climats. Thèse Univ. Paris VII, 205p. multigr.
- ROBIE R. A. et WALDBAUM D.R. (1968). - Thermodynamic properties of minerals and related substances at 298°15 K (25°C) and one atmosphere pressure and at higher temperatures. U.S. Geol. Surv. Bull., 1259, 256p.
- ROCHE M.A. (1968). - Première estimation des apports en sels au lac Tchad par le Chari. Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Hydrol., 5, 1, 55-89.
- ROCHE M.A. (1969). - 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., 6, 1, 35-78.
- 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., 2, 1, 67-80.
- ROCHE M.A. (1970). - Hydrogéologie des côtes du lac Tchad à No, Tchingam, Soro (Kanem). Cah. O.R.S.T.O.M., Sér. Hydrol., 7,3, 89-116.
- ROCHE M.A. (1973). - Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad. Thèse, Univ. Paris VI, 385p.
- ROONEY T.P., JONES B.F. et NEAL J.J. (1969). - Magadite from Alkali lake, Oregon. Amer. Mineralogist, 54, 7-8, 1034-1043.
- ROSSINI F.D., WAGMAN D.D., EVANS W.H., LEVINE S. et JAFFRE I. (1962). - Selected values of thermodynamic properties. Nat. Bur. of Standards, Circ. 500, U.S. Dept. of Commerce, Washington.
- ROWE J.J., FOURNIER A.O. et MOREY G.W. (1967). - The system water-sodium oxide-silicon dioxide at 200, 250 and 300°C. Inorg. Chem. U.S.A., 6, 1183.
- ROY C.J. (1945). - Silica in natural waters. Amer. J. Sci., 243, 7, 393-403.
- RUELLAN A. (1969). - Contribution à la connaissance des sols des régions méditerranéennes. Les sols à profil calcaire différencié de la basse Moulouya (Maroc occidental). Thèse Univ. Strasbourg, 482p. multigr.
- RYZHENKO B.N. (1967). - Determination of hydrolysis of sodium silicate and calculation of dissociation constants of orthosilicate acid at elevated temperatures. Geochemistry Internat., 4, 99-107.

- SCHMITT Cl. (1955). - Contribution à l'étude du système chaux-carbonate de calcium-bicarbonate de calcium-acide carbonique-eau. Annales Ecole Nat. Super. Mécanique, Nantes, 156p.
- SCHNEIDER J.L. (1967). - Carte hydrogéologique de la République du Tchad au 1/500.000^e. Feuille de Mao. Rapport de synthèse. Rap. B.R. G.M., Paris.
- SCHNEIDER J.L. (1967). - Relations entre le lac Tchad et la nappe phréatique. Ex. Publ. n° 70 de l'A.I.H.S. Symposium de Garda, 122-131.
- SCHULTEN M.A. de (1896). - Production artificielle de chloro-carbonate de sodium et de magnésium. Bull. Soc. Fr. Mineralo., 19, 164-169.
- SCHWARZ R. (1954). - Zur Kenntnis der Kieselsäuren. XI¹ Die aus silicium-disulfid entstehenden Kieselsäuren. Z. Anorg. All. Chem., 276, 33-46.
- SCHWARZ R. et HENNICKE H.W. (1956). - Zur Kenntnis der Kieselsäuren XIII¹ über die Kristalline Dikieselsäuren und ihre Eignung als modellsubstanz. Z. Anorg. All. Chem., 283, 346-350.
- SERVANT M. (1973). - Séquences continentales et variations climatiques. Evolution du bassin du Tchad au cénozoïque supérieur. Thèse Univ. Paris VI, 348p.
- SERVANT M., SERVANT S. et DELIBRIAS G. (1969). - Chronologie du Quaternaire récent des basses régions du Tchad. C. R. Ac. Sci. Paris, 269, 1603-1606.
- SERVANT M. et SERVANT S. (1970). - Les formations lacustres et les diatomées du Quaternaire récent du fond de la cuvette tchadienne. Rev. Géogr. Phys. et Géol. Dynam., 12, 1, 63-76.
- SHEPPARD R. A., GUDE A. J. III et HAY R. L. (1970). - Makatite, a new hydrous sodium silicate mineral from lake Makadi, Kenya. Amer. Mineralogist, 55, 3-4, 358-366.
- SHEPPARD R. A. et GUDE A. J. (1972). - Silhydrite, $3\text{SiO}_2 \cdot \text{H}_2\text{O}$, a new mineral from Trinity County, California. Amer. Mineralogist, 57, 1053-1065.
- SHINN E. A., GINSBURG R. N. et LLYOD R. M. (1965). - Recent supratidal dolomite from Andros Island, Bahamas. Soc. Econ. Paleon. Mineral. Spec. Publ., 13, 112-123.
- SIEGREL F. R. (1961). - Factors influencing the precipitation of dolomitic carbonates. State Geol. Surv. Kansas Bull., 152, 127-158.
- SIEVER R. (1957). - The silica budget in the sedimentary cycle. Amer. Mineralogist, 42, 821-841.
- SIEVER R. (1962). - Silica solubility, 0 - 200°C, and the diagenesis of siliceous sediments. J. of Geol., 70, 127-150.
- SIFFERT B. (1962). - Quelques réactions de la silice en solution : la formation des argiles. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 21, 86p.

- SILLEN L. G. et MARTELL A. E. (1964). - Stability constants of metal-ion complexes. I : inorganic ligands. Chem. Soc. London, Spec. Publ. 17, 1-764.
- SIMON A. et RATH P. (1931). - Beiträge zur Kenntnis von Hydrogelen XI Mitteilung Über das System Siliciumdioxid/wasser. Z. Anorg. All. Chem., 202, 191-199.
- SMITH G. I. et PRATT W. P. (1957). - Core logs from Owens, China, Searles and Panamint basins, California. U.S. Geol. Surv. Bull., 1045-A, 1-62.
- STRICKLAND J D. H. et PARSON T. R. (1965). - A manual of sea-water analysis. Fisheries Research Board of Canada, Bull. 125, 203p.
- SPYCHALSKI R. (1938). - Zur stabilität von Kieseloxhydrodraten definierter zusammensetzung. Z. Anorg. All. Chem., 239, 317-320.
- STRUNZ H. et TENNYSON Ch. (1969). - Mineralogische Tabellen. Akademische verlagsgesellschaft, Geet et Portig K. G., Leipzig,
- STUM W. et MORGAN J. (1970). - Aquatic Chemistry ; an introduction emphasizing chemical equilibria in natural waters. Wiley-Interscience, 583p.
- TANABE H. (1954). - Aluminium compounds. II. Composition of basic aluminium solution. J. Pharm. Soc. Japan, 74, 866-872.
- TARDY Y. (1969). - Géochimie des altérations. Etude des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lorr., 31, 199p.
- TEEPLE J.E. (1929). - Industrial development of Searles lake brines. New-York. Amer. Chem. Soc., Mon. 49, Chem. Catalog. Co., N.Y., 182p.
- THIESSEN P.A. et KOERNER O. (1929). - Ortho und Pyrokieselsäure. Z. Anorg. All. Chem., 182, 343-350.
- TILHO J. (1911). - Documents scientifiques de la Mission Tilho (1906-1908). Imp. Nat., Paris, 3 vol.
- TIMAR E. (1965). - The effect of organic matter on sulfate reduction occurring in alkali soils. Agrokémia és talajtan, 14, supplementum, 195-198.
- TIMAR E. et PATKAY (1967). - Etude des conditions écologiques qui influencent la formation biologique de la soude dans les sols. Agrokémia és talajtan, 16, 1-2, 151-160.
- TOUCHEBOEUF de LUSSIGNY (1969). - Monographie hydrologique du lac Tchad. Rap. O.R.S.T.O.M., 169p. multigr.
- TREADWELL W.D. et ZURCHER M. (1932). - The analysis of solutions of basic aluminium chloride. Helv. Chim. Acta, 15, 980-995.
- TSCHERMAK G. (1905). - Darstellung von Kieselsäuren durch Zersetzung der natürlichen Silikate. Z. Phys. Chem., 53, 349-367.

- TURC L. (1968). - Evaporation des lacs. Tableau polycopié.
- VAN BEMMELEN J.M. (1908). - Nähere Betrachtungen über die von G. Tschermak, angenommenen Kieselsäuren. Z. Anorg. All. Chem., 59, 225-247.
- VAN LIER J.A., de BRUYN P.L. et OVERBEEK J.M.G. (1960). - The solubility of quartz. J. Phys. Chem. 64, II.
- VANT'HOFF J.H. *et al.* (1912). - Untersuchungen über die Bildungsverhältnisse der ozeanischen Salzablagerungen, insbesondere des Stabfurter Salzlagere. Leipzig ; Akademische Verlagsgesellschaft, 374p.
- VINCENT P.M. (1963). - Les volcans tertiaires et quaternaires du Tibesti occidental (Sahara du Tchad). Mém. B.R.G.M., 23, 307p.
- VONSEN M. (1935). - The discovery of borates in California. Mineralogist, 3, 12, 23.
- WEGSHEIDER R. et MEHL J. (1928). - Über systeme Na_2CO_3 - NaHCO_3 - H_2O und das Existenzgebiet der Trona. Monatsch. Chemie, 49, 283-315.
- WEY R. et SIFFERT B. (1961). - Réactions de la silice monomoléculaire en solution avec les ions Al^{3+} et Mg^{2+} . Coll. Intern. C.N.R.S., 105, 11-23.
- WEY R. et KALT A. (1967). - Synthèse d'une silice hydratée cristallisée. C. R. Ac. Sci. Paris, 265, 1437-1440.
- WHITE D.E., BRANNOCK W.W. et MURATA K.J. (1956). - Silica in chert hot spring waters. Geochim. Cosmochim. Acta, 10, 27-59.
- WHITE D.E., HEM J.D. et WARING G.A. (1963). - Chemical composition of sub-surface waters. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper, 440 F.
- WHITTIG L.D. et JANITZKY P. (1963). - Mechanisms of formation of sodium carbonate in soils. I. Manifestations of biological conversions. II. Laboratory study of biogenesis. J. Soil Sci. 14, 2, 322-335.
- WILSON E.O. et CH'IU Y.C. (1934). - Brine purification ; the system sodium bicarbonate - sodium chloride -magnesium carbonate - water. Industr. Eng. Chem. 26, 1099-1104.
- WODTKE F. et LIEBAU F. (1965). - Über die Darstellung Zweier Modifikationen der Phyllokieselsäure $\text{H}_2\text{Si}_2\text{O}_5$. Z. Anorg. All. Chem., 335, 178- 188.
- WOLLAST R., MACKENZIE F.T. et BRICKER O.P. (1968). - Experimental precipitation and genesis of sepiolite at earth surface conditions. Amer. Mineralogist, 35, 1465-1662.
- ZOBELL C.E. (1946). - Studies on redox potential of marine sediments. Amer. Ass. Petrol. Geol., 30, 447-513.

ZSIGMONDY (1911). - Über die struktur des Gels der Kielsäure Theorie der Enturässerung. Z. Anorg. All. Chem., 71, 356-377.

GIRESSE P. (1968). - Authigenèse actuelle de quartz pyramidés dans la lagune de Fernan-Vaz (Gabon). C.R.Ac.Sci. Paris, 267, 145-147.

BALTZER F. et LE RIBAUT L. (1971). - Néogenèse de quartz dans les bancs sédimentaires d'un delta tropical. C.R.Ac.Sci. Paris, 273, 1083-1085.

LISTE DES FIGURES

	Pages
Figure 1. - Carte de situation du bassin tchadien en Afrique	9
Figure 2. - Esquisse géologique du bassin tchadien (d'après LOUIS, 1969)	8
Figure 3. - Courbe des évènements climatiques depuis 13.000 ans (d'après SERVANT, 1973)	14
Figure 4. - Coupe théorique de la série lacustre d'une dépression interdunaire (d'après DUPONT et FRAQUET, 1972)	16
Figure 5. - Les grandes lignes climatiques de la zone tropicale nord (d'après RIOU, 1972)	23
Figure 6. - Données climatiques de la station de Bol	27
Figure 7. - Comparaison de l'évaporation et de la pluviosité à Bol et Mao	28
Figure 8. - Le lac Tchad et ses tributaires	36
Figure 9. - Courbe des variations interannuelles du niveau du lac Tchad	39
Figure 10. - Piézométrie de la nappe phréatique dans la région du lac Tchad (d'après ROCHE, 1970)	42
Figure 11. - Influence du modèle interdunaire sur la dynamique de l'eau et des sels solubles	43
Figure 12. - Coupe hydrogéologique en bordure du lac Tchad (d'après ROCHE, 1970)	46
Figure 13. - Schéma interprétatif des variations hydrologiques durant l'Holocène	51
Figure 14. - Variations de la pluviosité, de l'ETP et de l'ETR dans la zone tropicale nord (d'après RIOU, 1972)	57
Figure 15. - La nappe phréatique dans la zone des natronières	64
Figure 16. - Corrélacion entre la minéralisation de la nappe et sa profondeur	66
Figure 17. - Corrélacion conductivité - concentration des anions	70

	Pages
Figure 18. - Corrélacion conductivité - concentration des cations	71
Figure 19. - Diagramme d'équilibre zéolite - montmorillonite - kaolinite - gibbsite - solution à 25°C et 1 atm	72
Figure 20. - Diagramme d'équilibre chlorite - montmorillonite - kaolinite - gibbsite - solution à 25°C et 1 atm	72
Figure 21. - Diagramme d'équilibre albite - montmorillonite - kaolinite - gibbsite - solution à 25°C et 1 atm	72
Figure 22. - Diagramme d'équilibre microline - muscovite - montmorillonite - kaolinite - gibbsite - solution à 25°C et 1 atm	72
Figure 23. - Corrélacion entre l'alcalinité totale et le pH	74
Figure 24. - Diagramme de l'état de saturation des eaux en calcite	74
Figure 25. - Evolution dans le temps de la composition isotopique des nappes du Kanem (d'après FONTES <i>et al.</i> , 1969)	76
Figure 26. - Carte de situation des lacs permanents du Kanem	80
Figure 27. - Variations annuelles du niveau et de la conductivité du lac Tchad et des lacs de bordure (MAGLIONE, 1969)	83
Figure 28. - Variations annuelles du niveau et de la conductivité des lacs résiduels (MAGLIONE, 1969)	83
Figure 29. - Composition chimique relative moyenne des différents lacs	86
Figure 30. - Evolution ionique des eaux des lacs du Kanem avec la concentration (MAGLIONE, 1969)	90
Figure 31. - Variations saisonnières des paramètres hydrochimiques du lac Tchad à Karé-Katia (MAGLIONE, 1969)	92
Figure 32. - Composition des minéraux en mole % dans le système $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{-NaHCO}_3\text{-CaCO}_3\text{-H}_2\text{O}$	104
Figure 33. - Carte d'isoconductivité dans la saline de Liwa	128
Figure 34. - Diagramme Eh - pH des eaux de la nappe phréatique du Kanem	131
figure 35. - Variations annuelles du niveau piézométrique de la nappe phréatique de Liwa	134
Figure 36. - Corrélacion entre la composition isotopique de l'oxygène et celle de l'hydrogène dans les eaux de précipitations, du Châri, du lac Tchad et des nappes phréatiques (FONTES <i>et al.</i> , 1969)	135
Figure 37. - Zonation saline dans la "natronière" de Liwa	143

- Figure 38. - Coupe schématique à travers une saline montrant les rapports entre les diverses variétés de sels cristallisés 144
- Figure 39. - Carte de situation schématique de l'île de Napaï 152
- Figure 40. - Courbes de concentration expérimentales des ions à 40°C 154
- Figure 41. - Diagramme de saturation en calcite des eaux de la nappe de Napaï 157
- Figure 42. - Corrélation entre l'alcalinité totale et le pH des eaux de la nappe de Napaï 159
- Figure 43. - Relations des phases et composition des saumures de Liwa dans le système $\text{NaHCO}_3\text{-Na}_2\text{CO}_3\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ à 35°C et 1 atm 166
- Figure 44. - Domaines de stabilité des principaux sels carbonatés sodiques en fonction de la température et de la pression partielle de CO_2 (EUGSTER, 1966) 170
- Figure 45. - Relations des phases et composition des saumures chlorosulfatées dans le système $\text{NaHCO}_3\text{-Na}_2\text{CO}_3\text{-Na}_2\text{SO}_4\text{-NaCl-H}_2\text{O}$ à 20°C (a) et 35°C (b) et 1 atm 172
- Figure 46. - Distribution de la silice dissoute dans les eaux souterraines (d'après WHITE *et al.*, 1963) 179
- Figure 47. - Partie du diagramme $\text{Na}_2\text{O-SiO}_2\text{-H}_2\text{O}$ 184
- Figure 48. - Diagrammes de diffraction des rayons X de la magadiite du Kanem sur lame orientée et sur poudre désorientée (MAGLIONE, 1970) 189
- Figure 49. - Courbe d'analyse thermique différentielle de la magadiite (MAGLIONE, 1970) 188
- Figure 50. - Spectre infra-rouge de la magadiite (MAGLIONE, 1970) 190
- Figure 51. - Spectre d'absorption infra-rouge de la kanémité (JOHAN et MAGLIONE, 1972) 199
- Figure 52. - Dispositif expérimental pour l'étude thermodynamique des silicates sodiques (MAGLIONE, 1972) 202
- Figure 53. - Variations des constantes d'équilibre en fonction de la température (MAGLIONE, 1972) 210
- Figure 54. - Corrélation $\text{SiO}_2\text{-pH}$ des eaux du Kanem (MAGLIONE, 1971) 218
- Figure 55. - Courbes de solubilité de la kanémité, de la magadiite, de la silice amorphe et du quartz en fonction de aSiO_2 et du pH à 25°C et 1 atm (MAGLIONE, 1972) 221
- Figure 56. - Comparaison du lac Tchad avec le lac Gosiute à son maximum d'extension éocène 251

	Pages
Figure 57. - Schéma du bilan salin de la cuvette tchadienne (en tonnes)	268
Figure 58. - Distribution des ions et des sels dans le paysage tchadien entre 8° et 14° de latitude nord	277
Figure 59. - Distribution des espèces carbonatées en fonction du pH, en milieu ouvert (a) et en milieu fermé (b)	281
Figure 60. - Corrélation entre les concentrations en silice et en sodium des eaux du Kanem	286
Figure 61. - Distribution des espèces silicatées en fonction du pH, en milieu ouvert (a) et en milieu fermé (b)	287
Figure 62. - Distribution des espèces silicatées et alumineuses en fonction du pH	290
Figure 63. - Succession stratigraphique et interprétation climatique de la série lacustre du lac Katwé, Ouganda (d'après MORTON, 1971)	293
Figure 64. - Les deux grandes voies de concentration des eaux dans la cuvette tchadienne	300
Figure 65. - Gamme des concentrations en sels dissous des différents milieux de sédimentation chimique de la cuvette tchadienne	301

LISTE DES TABLEAUX

	Pages
Tableau 1. - Tableau comparatif de la composition chimique moyenne des eaux continentales du monde, d'Afrique, du fleuve Chari et du lac Tchad	38
Tableau 2. - Composition hydrochimique de la nappe phréatique depuis les rives du lac Tchad jusqu'à l'isopièze 300 m	66
Tableau 3. - Concentration en éléments-traces des eaux de la nappe phréatique du Kanem	76
Tableau 4. - Composition chimique des eaux du lac Tchad, de la nappe phréatique et des lacs du Kanem (MAGLIONE, 1969)	87
Tableau 5. - Teneurs en éléments-traces des eaux des lacs du Kanem (MAGLIONE, 1969)	88
Tableau 6. - Evolution ionique dans le temps des eaux du lac Tchad et des lacs de bordure (MAGLIONE, 1963)	92
Tableau 7. - Evolution ionique dans le temps des eaux des lacs résiduels (MAGLIONE, 1969)	94
Tableau 8. - Poids des sels potentiellement cristallisables dans les différents lacs interdunaires (MAGLIONE, 1969)	98
Tableau 9. - Etat de saturation des eaux lacustres résiduelles vis-à-vis de la calcite et de la gaylussite	113
Tableau 10. - Etat de saturation des eaux lacustres résiduelles vis-à-vis du gypse et de la dolomite	113
Tableau 11. - Etat de saturation des eaux de la nappe phréatique de Djiboulboul vis-à-vis de la calcite et de la gaylussite	122
Tableau 12. - Etat de saturation des eaux de la nappe phréatique de Djiboulboul vis-à-vis du gypse et de la dolomite	122
Tableau 13. - Variations de la composition chimique de la nappe phréatique de Liwa selon une transversale W-E	130
Tableau 14. - Variations de la concentration en sels solubles d'un profil d'Aoussoudé	137
Tableau 15. - Variations de la concentration en sels solubles d'un profil d'Andjia	138

Tableau 16. - Variations de la concentration en sels solubles d'un profil de Koufka Kama	139
Tableau 17. - Variations de la concentration en sels solubles d'un profil de Liwa	141
Tableau 18. - Composition chimique en éléments majeurs des diverses variétés de "natron"	144
Tableau 19. - Composition chimique en éléments traces des diverses variétés de "natron"	144
Tableau 20. - Composition chimique de la nappe phréatique des îles de Napal et de Kangallom	152
Tableau 21. - Composition chimique des sels cristallisés et des sels solubles des sédiments de l'île de Napal (MAGLIONE, 1970)	161
Tableau 22. - Diagramme de poudre de la northupite de Napal	162
Tableau 23. - Constantes thermodynamiques des différents polymorphes de la silice à 25°C et 1 atm	181
Tableau 24. - Résultats d'analyses chimiques de la magadiite et de la kenyaite du lac Magadi, Kenya (EUGSTER, 1967)	185
Tableau 25. - Diagramme de poudre de la kenyaite (MAC ATTEE <i>et al.</i> , 1968)	185
Tableau 26. - Comparaison des analyses chimiques de la magadiite des lacs Magadi et Alkali et du Kanem (MAGLIONE, 1970)	188
Tableau 27. - Analyse chimique de la kanemite (JOHAN et MAGLIONE, 1972)	192
Tableau 28. - Diagramme de poudre de $H_2Si_2O_5$ (JOHAN et MAGLIONE, 1972)	192
Tableau 29. - Diagrammes de poudre des produits de déshydratation et de calcination de la kanemite (JOHAN et MAGLIONE, 1972)	196
Tableau 30. - Diagramme de poudre de la kanemite (JOHAN et MAGLIONE, 1972)	197
Tableau 31. - Paramètres cristallins de la kanemite, des produits de sa décomposition thermique, de $KHSi_2O_5$ et de $H_2Si_2O_5$ (JOHAN et MAGLIONE, 1972)	199
Tableau 32. - Valeurs des diverses activités en fin d'expérience	204
Tableau 33. - Constantes thermodynamiques de $H_4SiO_4^0$, H_2O , Na^+ et $H_3SiO_4^-$, à 25°, 40°, 60° et 1 atm ⁴ (MAGLIONE, 1972)	213
Tableau 34. - Constantes thermodynamiques des silicates étudiés à 25°, 40°, 60° C et 1 atm (MAGLIONE, 1972)	216

	Pages
Tableau 35. - Analyses chimiques de quelques eaux représentatives du Kanem et de Bilma	218
Tableau 36. - Etat de saturation des eaux des différents milieux carbonatés sodiques vis-à-vis des phases solides coexistantes possibles (MAGLIONE, 1972)	225
Tableau 37. - Données hydrochimiques du bassin tchadien et de la Green River	251
Tableau 38. - Caractéristiques du lac Gosiute éocène et du lac Tchad actuel	251
Tableau 39. - Apports fluviaux moyens annuels en sels dissous au lac Tchad (d'après ROCHE, 1968 et CARMOUZE, 1972)	260

TABLE DES MATIERES

	Pages
AVANT-PROPOS	I
RESUME	III
SOMMAIRE	VI
INTRODUCTION	1
PREMIERE PARTIE	
GENERALITES : le milieu naturel	5
CHAPITRE I : LE CADRE GEOLOGIQUE ET CLIMATIQUE	7
I. - Cadre géologique général du bassin tchadien	9
1. Le socle cristallin	10
2. Les formations primaires	10
3. Les formations secondaires	10
4. Les formations tertiaires	11
5. Les formations quaternaires	12
II. - Cadre sédimentologique des interdunes	15
1. Coupe théorique	15
2. Caractéristiques des matériaux	18
III. - Cadre climatique	23
1. Climat sahélien	24
2. Climat désertique	29
3. Les vents	30
4. Les paléoclimats au cours de l'Holocène	31
CHAPITRE II : LE CADRE HYDROLOGIQUE	33
I. - Le lac Tchad et ses tributaires	35
1. Les tributaires	35
2. Le lac Tchad	38
II. - Les rapports du lac Tchad avec les nappes littorales	41
1. Piézométrie des nappes	41
2. Etude isotopique de la partie supérieure des nappes	43
3. Etude de la nappe phréatique sur toute son épaisseur	45

	Pages
III. - Interprétation des structures hydrologiques actuelles	49
1. Hypothèses antérieures	50
2. Influence des variations de niveau du lac Tchad au cours du Quaternaire récent	50
IV. - Evaporation d'une nappe d'eau libre et de la nappe phréatique	53
1. L'évaporation des nappes d'eau libre	53
2. L'évaporation d'une nappe d'eau souterraine	55
3. L'évaporation d'une nappe phréatique minéralisée	58
DEUXIEME PARTIE	
LES FAITS : étude géochimique	61
CHAPITRE III : GEOCHIMIE DES EAUX DE LA NAPPE PHREATIQUE	63
I. - Les faciès chimiques et leur déterminisme	65
II. - Les ions majeurs et les éléments traces	70
III. - Les isotopes de l'oxygène	77
CHAPITRE IV : GEOCHIMIE DES LACS INTERDUNAIRES	79
I. - Situation géographique	81
1. Lacs de bordure	82
2. Lacs résiduels	82
II. - Régime hydrologique	82
1. Lac Tchad à Karé Katia et lacs de bordure	84
2. Lacs résiduels	84
III. - Régime hydrochimique	85
1. Variations annuelles de la conductivité	85
2. Composition chimique des différents lacs	85
3. Evolution ionique dans l'espace	89
4. Evolution ionique dans le temps	93
IV. - Essai de bilan dynamique	95
1. Minéralisation des lacs de bordure	95
2. Minéralisation des lacs résiduels	96
3. Evaluation des tonnages potentiels de sels cristallisables	98

	Pages
CHAPITRE V : LA DISTRIBUTION DES EVAPORITES DANS LE PAYSAGE	101
I. - Inventaire et données cristallographiques de la paragenèse	103
1. Paragenèse carbonatée sodique	104
2. Paragenèse chloro-sulfatée sodique	107
II. - La phase d'assèchement d'un bras du lac Tchad	109
1. Evolution de l'eau lacustre résiduelle	110
2. Evolution des sédiments lors de l'assèchement : phase de salure alcaline	119
III. - La prise en relais par la nappe phréatique dunaire	120
1. Evolution de la nappe phréatique depuis les bords vers le centre de l'interdune	121
2. Evolution des sédiments sous l'action de la nappe phréatique : phase de salure saline	123
IV. - La phase ultime de concentration	129
1. La voie réductrice carbonatée	129
2. La voie oxydante chloro sulfatée	150
V. - Le modèle thermodynamique : Evaporation entre 20 et 35°C et 1 atm. de pression totale	165
1. Le système $\text{Na}_2\text{CO}_3\text{-NaHCO}_3\text{-NaCl-H}_2\text{O}$	165
2. Le système $\text{Na}_2\text{SO}_4\text{-NaHCO}_3\text{+Na}_2\text{CO}_3\text{-NaCl-H}_2\text{O}$	171
CHAPITRE VI : GEOCHIMIE DES SILICATES NEOFORMES	175
I. Géochimie de la silice et de l'aluminium	177
1. Géochimie de la silice	177
2. Géochimie de l'aluminium	183
II. - Inventaire et données cristallographiques des silicates néoformés	184
1. Magadiite et kenyaite du lac Magadi, Kenya	184
2. La magadiite du Kanem	186
3. Kanemite	191
4. Mordénite	199
III. - Etude thermodynamique	202
1. Dispositif expérimental	202
2. Résultats analytiques	204
IV. - Mécanismes génétiques	217
1. Concentration de la silice par évaporation	219
2. Comportement de la silice en milieu confiné carbonaté sodique	219
3. Comportement de la silice en présence d'aluminium	226

	Pages
V. - Le problème des silices hydratées cristallisées	229
1. Silices hydratées cristallisées de synthèse	229
2. Silices hydratées cristallisées naturelles	230
3. Intérêt de l'étude des silices hydratées	231
VI. - Devenir des silicates sodiques	232
1. L'exemple de Kafra (Niger)	232
2. Les conditions de transformation	233
TROISIEME PARTIE	
LA BASSIN TCHADIEN	
modèle de sédimentation chimique continentale	237
CHAPITRE VII : LE LAC TCHAD ET SES DEPENDANCES HYDROLOGIQUES	239
I. - Comparaison avec des milieux actuels	241
1. La playa de Saline Valley	241
2. La playa de Deep Springs lake	243
3. Le lac Magadi, Kenya	244
II. - Comparaison avec des milieux fossiles	248
1. Dépôt salifère du lac Searles	248
2. Dépôt salifère de la Green River formation	249
CHAPITRE VIII : LE PROBLEME DE LA REGULATION SALINE DU LAC TCHAD	255
I. - Les apports au lac Tchad	258
1. Les apports éoliens	258
2. Les apports par les pluies	259
3. Les apports fluviaux	259
II. - Les pertes	261
1. Stockage biologique des sels minéraux	261
2. Précipitations chimiques	262
3. Pertes par infiltrations	263
III. - Le dépôt des sels dans les interdunes	265
IV. - La régulation saline durant le Quaternaire	269
CHAPITRE IX : LE COMPORTEMENT DES IONS EN MILIEU CONTINENTAL CONFINE	275
I. - Comportement des ions majeurs	279
1. Chlorures et sulfates	279
2. Les espèces carbonatées	280
3. Les cations	283

	Pages
II. - Comportement de la silice et de l'aluminium	286
1. Les espèces silicatées	286
2. L'aluminium	290
III. - Devenir des évaporites continentales	292
CONCLUSIONS GÉNÉRALES	297
BIBLIOGRAPHIE	305
LISTE DES FIGURES	321
LISTE DES TABLEAUX	325
TABLES DES MATIÈRES	329

COLLABORATION TECHNIQUE

Au cours de ce travail, j'ai été amené à collaborer avec un certain nombre de laboratoires spécialisés :

Analyses hydrochimiques

Les analyses de la silice et de l'aluminium solubles ont été réalisées par le laboratoire de spectrographie de l'ORSTOM, dirigé par M. PINTA.

Diffraction des rayons X

La majeure partie des sels cristallisés a été déterminée lors d'un stage au laboratoire de Géochimie de l'Université d'Utrecht dirigé par M. le Professeur SCHUILING.

L'Institut de Géologie de l'Université de Strasbourg a conduit l'étude des argiles sous la direction de MM. WEBER et TARDY.

Spectrométrie infrarouge

Elle a été réalisée par Melle JAULMES au laboratoire de Chimie de l'Ecole Polytechnique.

Déterminations cristallographiques

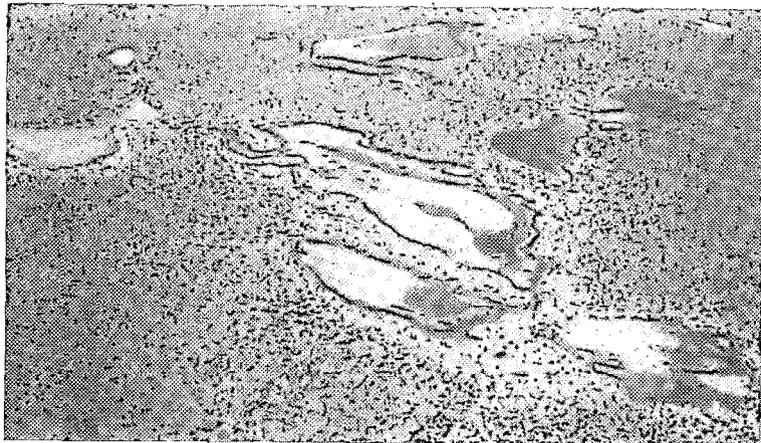
Les analyses ayant permis la détermination de la kanemite en tant que nouvelle espèce minérale ont été réalisées dans les différents services du Département Laboratoires du B.R.G.M. à Orléans, sous la direction de M. JOHAN.

Etudes thermodynamiques

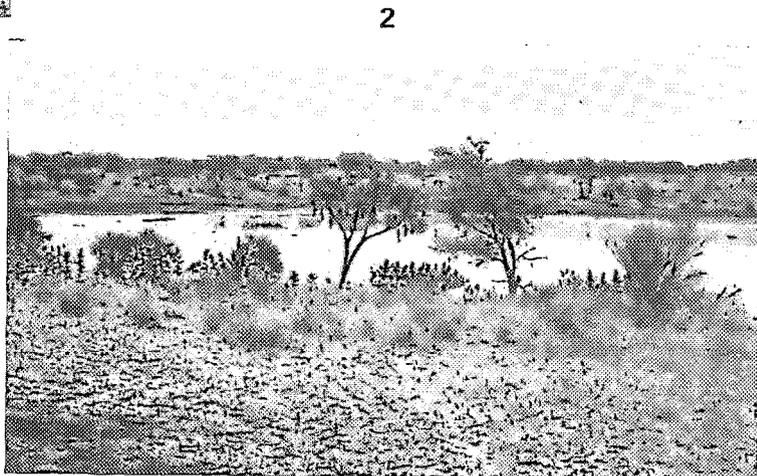
Elles ont été réalisées dans le Department of Earth and Planetary Sciences de la Johns Hopkins University à Baltimore, grâce aux conseils des Professeurs EUGSTER, BRICKER, HARDIE.

Calculs électroniques

Les calculs thermodynamiques et le dépouillement des analyses d'eaux ont été réalisés sur IBM 7040 du "Johns Hopkins Computing Center" avec l'aide de M. W. NESBITT et sur IBM 7040 du Centre de Calcul de l'Observatoire de Nice avec l'aide de M. B. LHOMME.



1



2



3



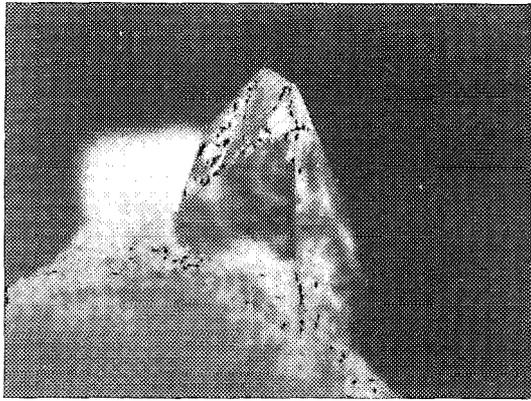
4

LE MILIEU NATUREL

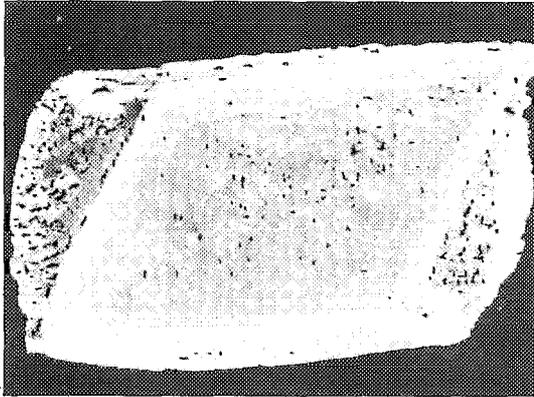
1. Vue aérienne des dépressions interdunaires du Kanem.
2. Lac interdunaire en voie d'assèchement.
- 3 et 4. Ramassage de la dalle de trona en fin de saison sèche.

PLANCHE II

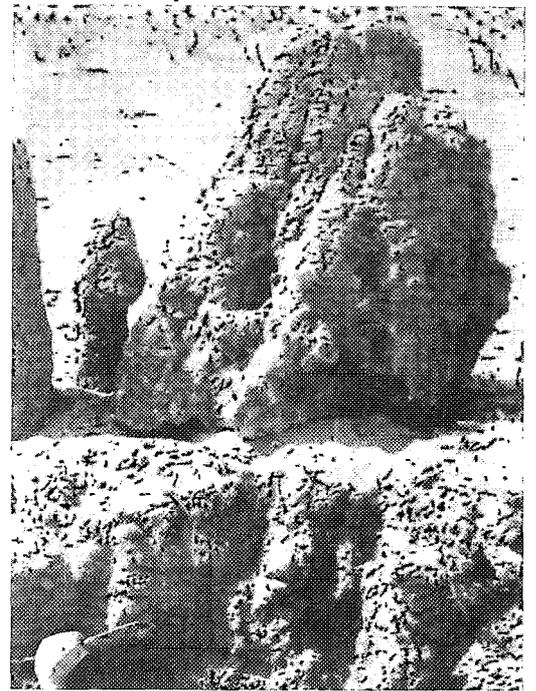
3



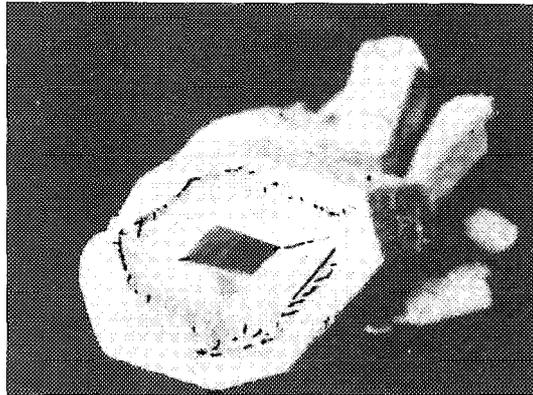
4



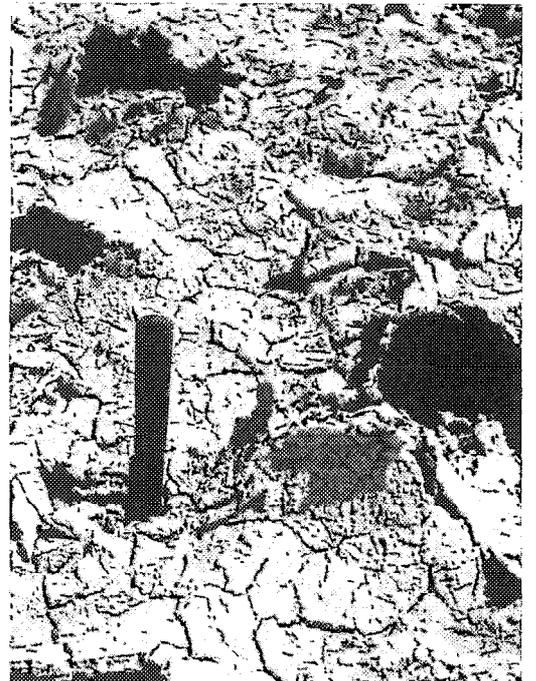
1



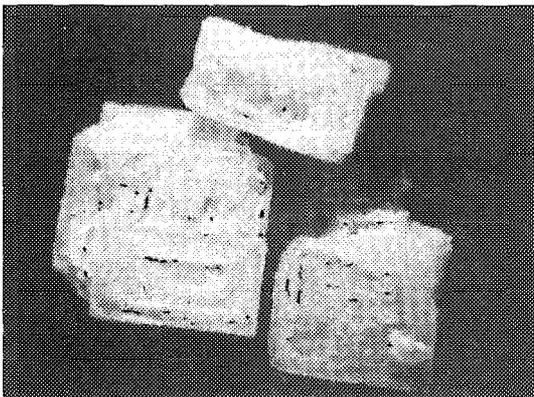
5



2

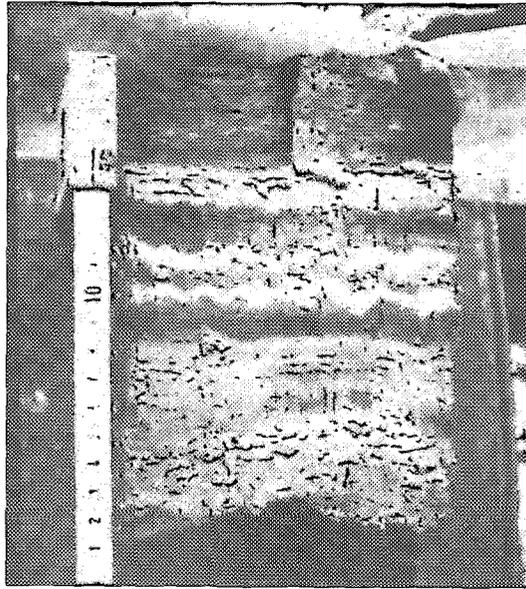


6

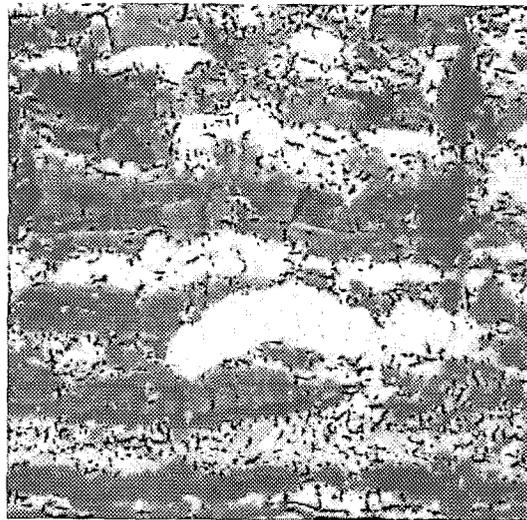


LA PARAGENÈSE ÉVAPORITIQUE

1. Concrétions calcaires autour de racines de "Doom" ayant formé mèche évaporante. Dégagées par déflation éolienne.
2. Croûte saline (mélange de trona, de halite et de sable éolien) formant des "tentes de sel" décimétriques.
3. Cristal de gaylussite.
4. Cristal de gypse.
5. Cristaux de natron (déshydraté en thermonatrite).
6. Trémies de halite.



1



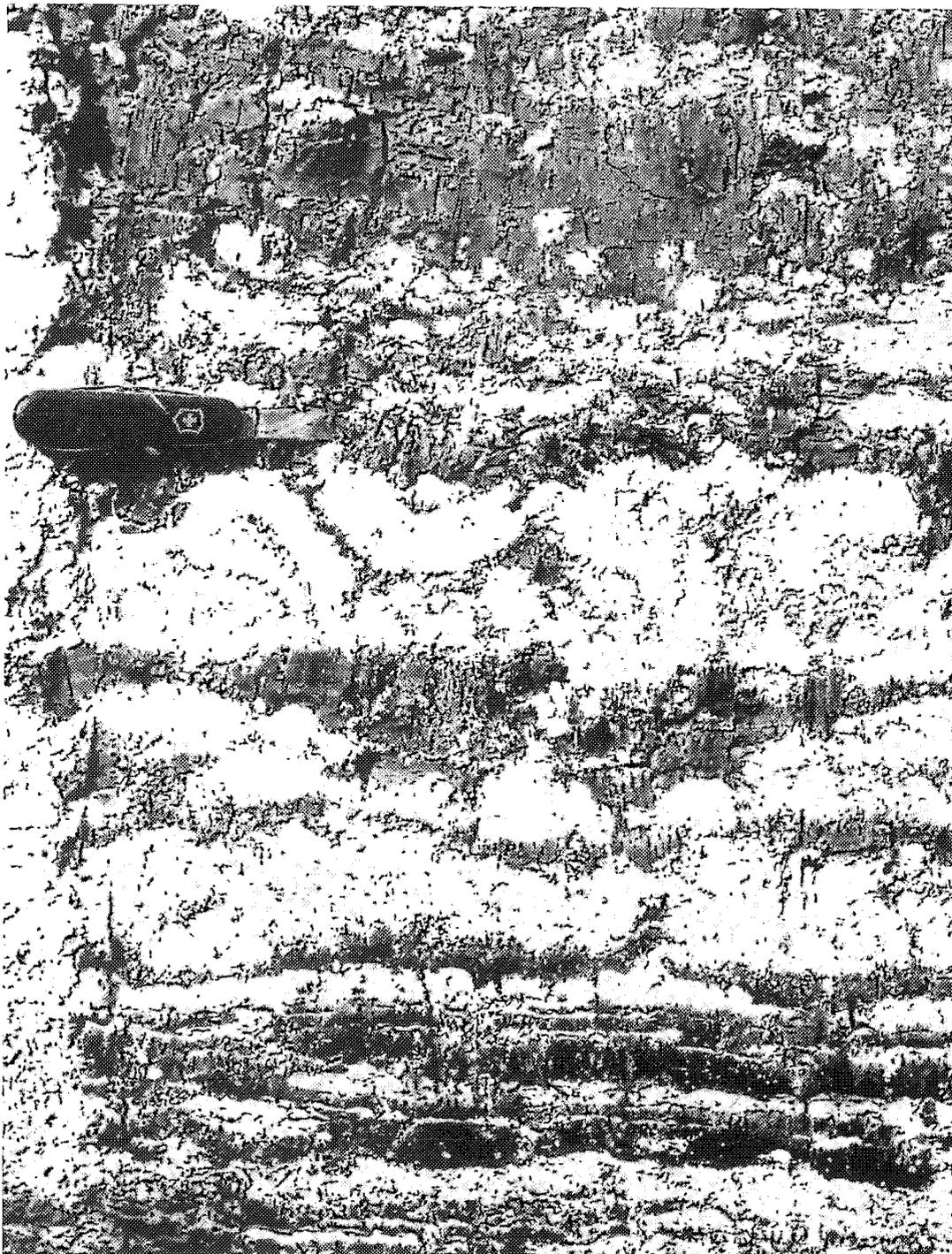
2

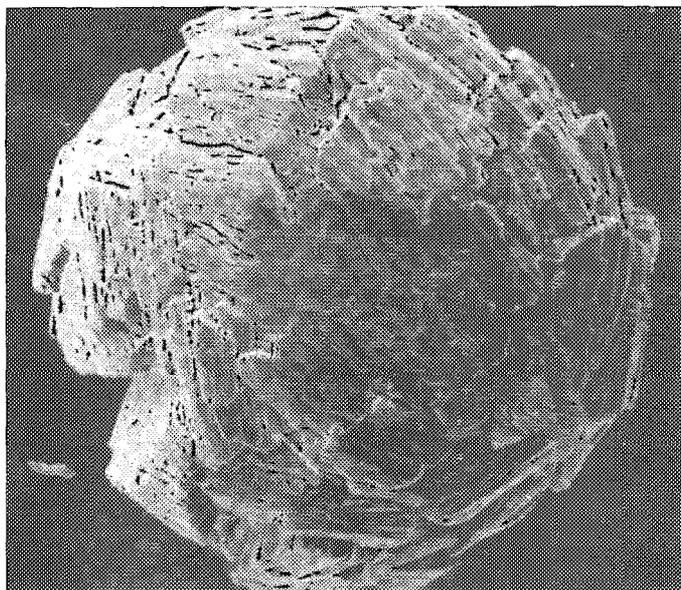
LES DEUX FACIÈS DE CRISTALLISATION DE LA MAGADIITE

1. Lité syngénétique (par évaporation directe d'une saumure affleurante).
2. Nodulaire diagénétique (par évaporation capillaire d'une nappe peu profonde, très concentrée).

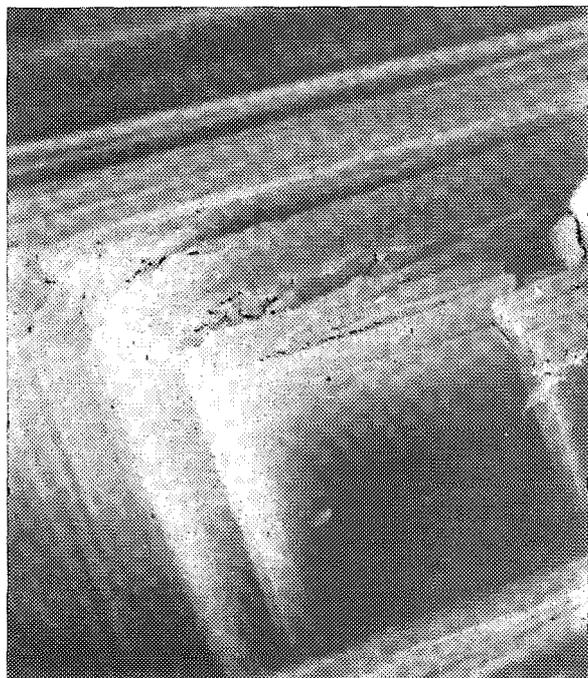
PLANCHE IV

MAGADIITE NODULAIRE RAPELLANT LE FACIÈS "CHICKEN-WIRE"

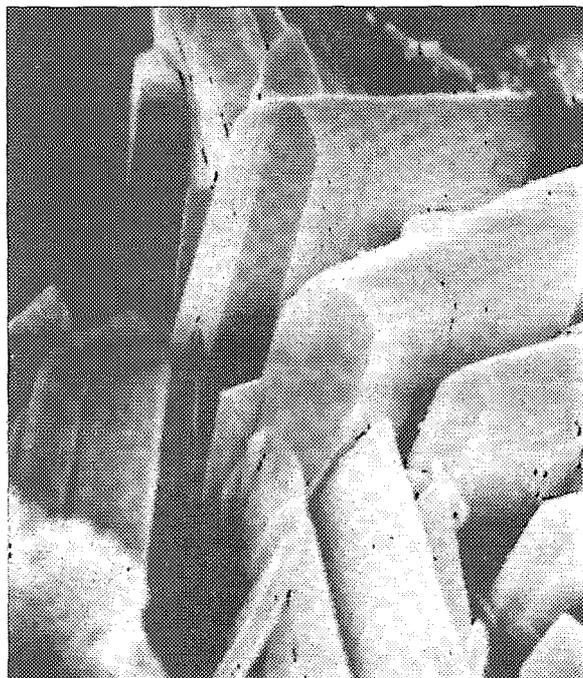




1



2



3

Clichés B.R.G.M., Orléans

MICROSCOPIE ÉLECTRONIQUE A BALAYAGE DE LA KANENITE

- 1. x 50
- 2. x 1500
- 3. x 5000

Les Editions de l'Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer tendent à constituer une documentation scientifique de base sur les zones intertropicales et méditerranéennes, les pays qui en font partie et sur les problèmes posés par leur développement.

CAHIERS ORSTOM (séries périodiques)

- **biologie**: études consacrées à diverses branches de la biologie végétale et animale: agronomie, biologie et amélioration des plantes utiles, entomologie agricole, nématologie.
- **entomologie médicale et parasitologie**: systématique et biologie des arthropodes d'intérêt médical et vétérinaire, parasitologie, épidémiologie des grandes endémies tropicales, méthodes de lutte contre les vecteurs et les nuisances.
- **géologie**: pétrologie et cycles des éléments (géochimie) - hydrogéologie - altération et érosion - sédimentologie - stratigraphie - orogénèse continentale - métallogenèse - paléogéographie - structure et évolution des fonds océaniques.
- **hydrologie**: études, méthodes d'observation et d'exploitation des données concernant les cours d'eau intertropicaux et leurs régimes.
- **océanographie**: hydrologie, physico-chimie, hydrodynamique, écologie, caractérisation des chaînes alimentaires, niveaux de production, dynamique des stocks, prospection faunistique (Sud-ouest Pacifique, Canal de Mozambique et environs, Atlantique Tropical Est).
- **hydrobiologie**: physico-chimie, écologie, caractérisation des chaînes alimentaires, dynamique des stocks, action des insecticides sur la faune (Bassin Tchadien, Côte d'Ivoire).
- **pédologie**: problèmes soulevés par l'étude des sols: morphologie, caractérisation physico-chimique et minéralogique, classification, relations entre sols et géomorphologie, problèmes liés aux sels, à l'eau, à l'érosion, à la fertilité.
- **sciences humaines**: études géographiques, sociologiques, économiques, démographiques et ethnologiques.

MÉMOIRES ORSTOM: consacrés aux études approfondies (synthèses régionales, thèses...) dans les diverses disciplines scientifiques (82 titres parus).

ANNALES HYDROLOGIQUES: depuis 1959, deux séries sont consacrées: l'une, aux Etats africains d'expression française et à Madagascar, l'autre aux Territoires et Départements français d'Outre-Mer.

FAUNE TROPICALE: collection d'ouvrages principalement de systématique, pouvant couvrir tous les domaines géographiques où l'ORSTOM exerce ses activités (19 titres parus).

INITIATIONS/DOCUMENTATIONS TECHNIQUES: mises au point et synthèses au niveau, soit de l'enseignement supérieur, soit d'une vulgarisation scientifiquement sûre (27 titres parus).

TRAVAUX ET DOCUMENTS DE L'ORSTOM: cette collection, diverse dans ses aspects et ses possibilités de diffusion, a été conçue pour s'adapter à des textes scientifiques ou techniques très variés quant à leur origine, leur nature, leur portée dans le temps ou l'espace, ou par leur degré de spécialisation (48 titres parus).

Les études en matière de géophysique (gravimétrie, sismologie, magnétisme...) sont publiées, ainsi que certaines données (magnétisme) dans des séries spéciales: **GÉOPHYSIQUE** et **OBSERVATIONS MAGNÉTIQUES**.

L'HOMME D'OUTRE-MER: cette collection, exclusivement consacrée aux sciences de l'homme, est réservée à des textes d'auteurs n'appartenant pas à l'ORSTOM, mais dont celui-ci assure la valeur scientifique (co-édition Berger-Levrault) (10 ouvrages parus).

De nombreuses **CARTES THÉMATIQUES**, accompagnées de **NOTICES**, sont éditées chaque année, intéressant des domaines scientifiques ou des régions géographiques très variées.

BULLETIN ANALYTIQUE D'ENTOMOLOGIE MÉDICALE ET VÉTÉRINAIRE (périodicité mensuelle; ancienne dénomination jusqu'en 1970: Bulletin signalétique d'entomologie médicale et vétérinaire) (XXIII^e année).

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

Direction générale :

24, rue Bayard, 75008 PARIS

Services Scientifiques Centraux :

Service Central de Documentation :

70-74, route d'Aulnay - 93140 BONDY

IMP. S. S. C. Bondy
O. R. S. T. O. M. Éditeur
Dépôt légal : 1^{er} trim. 1976

ISBN 2-7099-0404-7