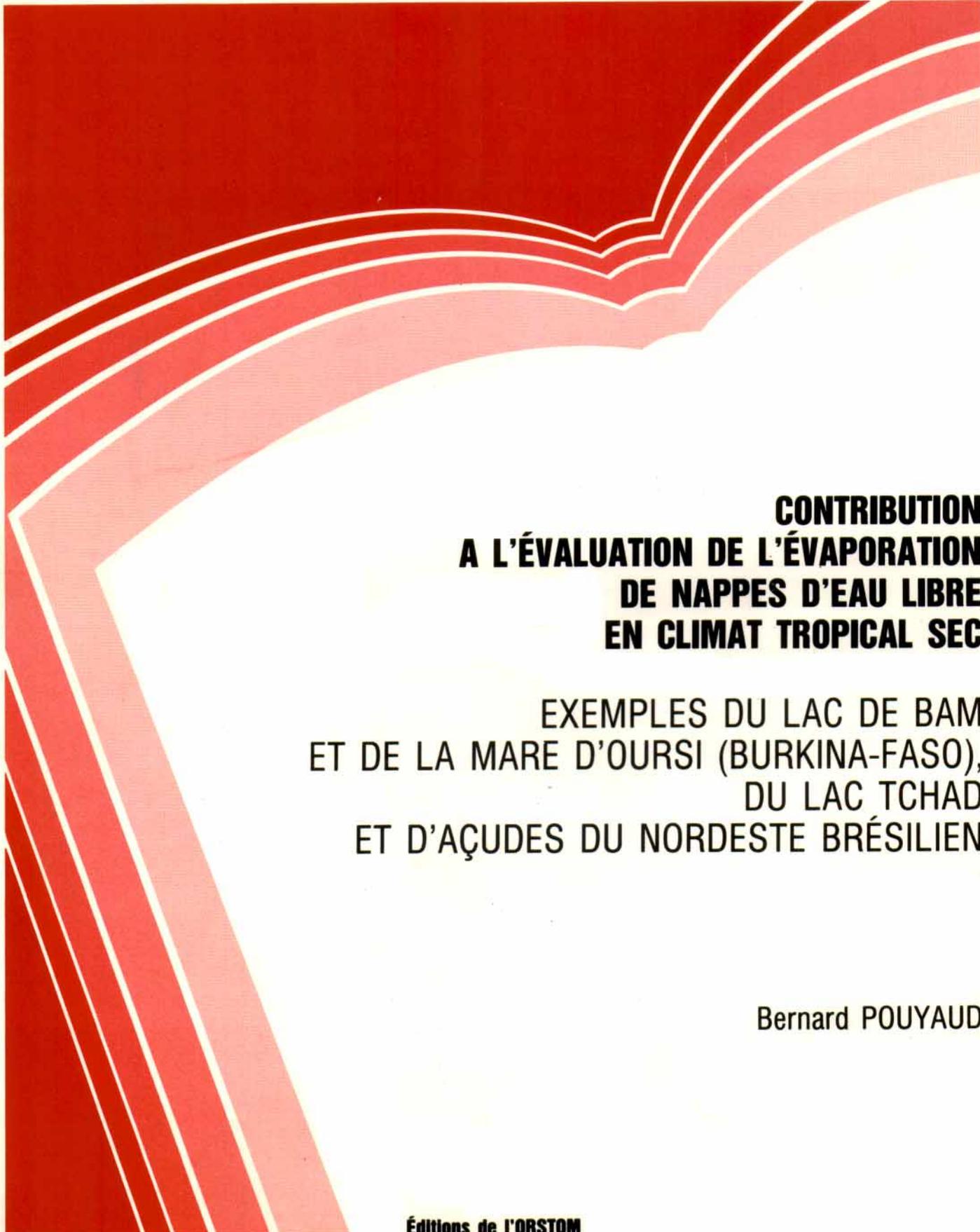


Etudes et Thèses



**CONTRIBUTION
A L'ÉVALUATION DE L'ÉVAPORATION
DE NAPPES D'EAU LIBRE
EN CLIMAT TROPICAL SEC**

EXEMPLES DU LAC DE BAM
ET DE LA MARE D'OURSI (BURKINA-FASO),
DU LAC TCHAD
ET D'AÇUDES DU NORDESTE BRÉSILien

Bernard POUYAUD

Éditions de l'ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Bernard POUYAUD

**CONTRIBUTION
A L'ÉVALUATION DE L'ÉVAPORATION
DE NAPPES D'EAU LIBRE
EN CLIMAT TROPICAL SEC**

EXEMPLES DU LAC DE BAM
ET DE LA MARE D'OURSI (BURKINA-FASO),
DU LAC TCHAD
ET D'AÇUDES DU NORDESTE BRÉSILIEN

Éditions de l'ORSTOM

INSTITUT FRANÇAIS DE RECHERCHE SCIENTIFIQUE POUR LE DÉVELOPPEMENT EN COOPÉRATION

Collection **ÉTUDES et THÈSES**

PARIS 1986

*Cette étude a fait l'objet d'une thèse de Doctorat d'Etat en Sciences Naturelles,
soutenue le 15 Juillet 1985
à l'Université de Paris-Sud – Centre d'Orsay*

« 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 1^{er} 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 ».

à Geneviève,
à mes parents,
à Pierre, mon ami.

AVANT-PROPOS

Mes premières pensées seront consacrées à la mémoire du Professeur Maurice PARDE, mon premier maître en hydrologie à l'Ecole Nationale Supérieure d'Hydraulique de GRENOBLE. Sa foi immuable en la "Potamologie" a su très tôt me convaincre de consacrer ma vie professionnelle à cette discipline de l'eau.

Je remercierai ensuite M. Jean RODIER, qui m'accueillit voici près de 20 ans, dans la grande famille de l'hydrologie orstomienne dont il fut le fondateur. Ma gratitude va aussi à ses principaux lieutenants : MM. ROCHE, DUBREUIL, GIRARD, COLOMBANI, SIRCOULON et particulièrement M. TOUCHEBEUF de LUSSIGNY, qui accepta d'être mon directeur scientifique. Je n'oublierai pas non plus la sollicitude et la compétence de M. Maurice TOURNE, qui guida au GABON mes premiers pas d'hydrologue en eaux africaines, ni MM. Charles RIOU et Roger CHARTIER, qui devaient m'initier aux "finesses" de la bioclimatologie dans leur laboratoire du centre ORSTOM de BRAZZAVILLE.

Mes remerciements s'adressent à l'ancien Directeur Général de l'ORSTOM, M. le Professeur Guy CAMUS, à celui qui fut longtemps son adjoint, M. Jean SEVERAC, et à son successeur M. GLEIZES. C'est paradoxalement leur décision de me charger des tâches administratives de Directeur de Centre, puis de l'ORSTOM en COTE D'IVOIRE, qui me permit, en me retirant de la vie hydrologique active, de trouver le temps nécessaire à la rédaction de cette synthèse de l'étude du lac de BAM, ossature de cette thèse. Ma gratitude s'étend aussi à M. DUBOIS, Président du Conseil d'Administration de l'ORSTOM, qui, à sa nomination, ne remit pas en cause ces arrangements préalables, puis à leurs successeurs, MM. LAVAU et RUELLAN et à leur équipe qui les respectèrent aussi.

Je suis reconnaissant à Monsieur Marc HALLAIRE d'être pour moi un parrain scientifique attentif, toujours disposé à me dispenser ses conseils, fruits de sa très riche expérience de la recherche agronomique.

Le présent travail est une oeuvre collective. C'est en fait la synthèse tardive des activités d'une équipe de chercheurs et de techniciens, qui se sont succédés en Haute Volta de 1966 à 1976, afin de mener à bien l'étude hydrologique du lac de BAM. Il faut tout d'abord rappeler le nom des hydrologues, chefs de la section hydrologique, qui me précédèrent en Haute Volta, MM. KLEIN et IBIZA, dont les résultats des premiers travaux sont utilisés dans ce qui suit. Ma reconnaissance toute particulière s'adresse cependant à deux techniciens de l'ORSTOM sans qui cette étude n'aurait pu aboutir : M. Pierre LE DUC, aujourd'hui décédé, qui résida durant 4 ans au lac de BAM pour y assurer la maintenance des installations et la conduite des opérations de terrain, avec une abnégation qui lui faisait concurrencer les représentants de la Mission Catholique de TOURCOING BAM pour le titre "d'ermite du lac de BAM" !, M. Guy-Jacques DUBOIS enfin, qui supervisa l'ensemble des travaux fastidieux de dépouillement et de mise à net des résultats climatologiques. Mes remerciements vont aussi aux aides hydrologues voltaïques, observateurs dévoués, scrupuleux et compétents, qui sont à l'origine de toutes les mesures : MM. Ousmane SANGARE, Adama TAPO, Barthélémy SEGUEDA, Jean BOENE et Boukary SANA. Ces remerciements s'adressent encore aux chercheurs et techniciens hydrologues qui complétèrent occasionnellement cette équipe : MM. A. BERNARD, J.M. BOUCHEZ, R. DUMAS, P. SECHET et L. LE BARBE. Cette liste ne saurait être complète sans le nom de Henri BARRAL, géographe, qui fut mon prédécesseur à la tête du Centre de OUAGADOUGOU et dont la bienveillance éclairée a facilité le lancement et le développement de cette étude.

Mes remerciements vont aussi au Professeur et ami J.C. FONTES, pour avoir accepté malgré l'éloignement la direction de cette thèse et consacré beaucoup de temps à sa mise en forme définitive, et également aux membres de mon jury dont la présence cautionne un travail mené dans des conditions expatriées peu académiques.

Je n'oublierai pas MM. C. RIOU et B. SEGUIN, chercheurs de l'INRA, qui ont aidé de leurs conseils la rédaction finale de ce texte en me faisant profiter de leur large expérience bioclimatologique.

Ce travail, et le lecteur s'en apercevra aisément, a beaucoup emprunté au plan théorique au magistral ouvrage de Wilfried BRUTSAERT, intitulé "Evaporation into the atmosphere". Qu'il trouve ici mes remerciements sincères.

Ma reconnaissance s'adresse à Mmes Gilberte BERLIAT et Jeannette BERNAGOU, qui assurèrent la dactylographie de ce travail, à Raph SAYOL et tout le personnel du service cartographie du centre d'Adiopodoumé qui réalisa les premiers graphiques et à M. J.P. DEBUICHE, dessinateur du Laboratoire d'Hydrologie qui les acheva.

Mes pensées vont enfin aux populations si attachantes de ces zones soudano-sahéliennes tellement déshéritées, et aux personnes, connues ou ignorées, qui oeuvrent au développement et au bonheur de ces contrées si peu favorables à l'implantation humaine. Puisse la présente étude être un maillon modeste de la chaîne de solidarité qui seule sera capable, en les explicitant, d'adoucir les dures conditions naturelles du SAHEL africain et de permettre que l'homme puisse à nouveau y vivre en équilibre avec son milieu, malgré la nécessaire mutation de l'environnement et de son utilisation.

S O M M A I R E

	<i>pages</i>
Avant propos	5
Sommaire	7
Liste symboles	8
Introduction	11
1ère partie - Les données hydropluviométriques et climatologiques Evaluation de l'évaporation par bilan hydrique.	21
2ème partie - Théorie de l'évaporation d'une nappe d'eau libre dans l'atmosphère.	75
3ème partie - L'évaluation de l'évaporation de grandes nappes d'eau libre à partir de mesures sur bacs évaporatoires ou de formulations utilisant des caractéristiques climatolo- giques environnantes.	111
4ème partie - Pour une approche plus fine de l'évaporation. Evapotron du lac de BAM.	161
Conclusion	227
Bibliographie	235
Table des matières	249

LISTE DES SYMBOLES UTILISES

A	: Apports énergétiques advectifs
A	: Surface de référence
A, A _r , A _p	: Apports annuels (par ruissellement, par pluie, etc.)
a	: Albédo dans le visible = R_r/R_g
a'	: Albédo dans les grandes longueurs d'onde = R_{ar}/R_a
a _H , a _W	: Coefficient de modélisation = k_w/k et k_H/k
α_e	: Coefficient de PRIESTLEY-TAYLOR, $\sim 1,26$
B _o , β , $\beta_{2,s}$, $\beta_{0.2,s}$, $\beta_{2,0.2}$: Rapport de BOWEN entre 2 niveaux référencés
c _p	: Chaleur spécifique à pression constante
c _v	: Chaleur spécifique à volume constant
Cd _r	: Coefficient de traînée
C _v	: Coefficient exprimant la variabilité interannuelle = écart type/moyenne
γ	: Coefficient psychométrique $\sim 0,65$
Γ_a	: Gradient adiabatique sec
Δ	: Pente de la courbe de pression de vapeur d'eau saturante, fonction de la température
ΔE	: Gradient de pression partielle de vapeur d'eau = EW-E2
ΔE STA	: Gradient de pression partielle de vapeur d'eau en station = EWCOL-E2ABRI
ΔE LAC	: Gradient de pression partielle de vapeur d'eau au-dessus du lac = EWLAC-E2LAC
ΔT STA	: Gradient de température en station = TCOL-TABRI
ΔT	: Gradient de température sèche
ΔT_H	: Gradient de température humide
Da _o	: Coefficient d'interface de DALTON
E	: Evaporation
ELAC	: Evaporation du lac
ESN	: Evaporation du bac COLORADO sol nu
EPeL	: Evaporation du bac COLORADO pelouse
ECLA	: Evaporation du bac CLASSE A
ECOL	: Evaporation du bac COLORADO
ELYSI	: Evaporation du lysimètre
EPICHE	: Evaporation du Piche
EPEN	: Evaporation de PENMAN
Ea	: Evaporation fictive au sens de PENMAN, pouvoir asséchant de l'air
E _e , EEQU	: Evaporation à l'équilibre
E _{pe} , EPRT	: Evaporation de PRIESTLEY-TAYLOR
E _p	: Evaporation potentielle
E _{po}	: Limite inférieure de E _p
E, E1, E2, e, e _a , e _s	: Pression partielle de vapeur d'eau à différents niveaux
E2 ABRI	: Pression partielle de vapeur d'eau sous abri
E2 LAC	: Pression partielle de vapeur d'eau à 2m au-dessus du lac
EW, e ^x , e _s ^x , e _a ^x	: Pression de vapeur d'eau saturante à différents niveaux

EW COL	: Pression de vapeur saturante à T COL
EW ABRI	: Pression de vapeur saturante à T ABRI
EWLAC	: Pression de vapeur saturante à T LAC
ϵ_s	: Emissivité de l'eau
ϵ_{ac}	: Emissivité de l'atmosphère par ciel clair
θ	: Température potentielle
G	: Flux de chaleur dans l'eau (ou le sol)
G, G _o	: Rayonnement global et Rayonnement solaire maxi à l'entrée de l'atmosphère
H, H _d , H _f , H' _d , H' _f	: Cotes du lac à l'échelle
H	: Flux de chaleur sensible
H _e	: Flux de chaleur sensible, en mm équivalents
τ	: Coefficient adimensionnel d'OBUKHOV = Z/L
INSOL	: Durée moyenne d'insolation
K _e	: Coefficient d'écoulement
K _z	: Coefficient d'irrégularité : décennal humie/décennal sec
K _w	: Diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau
K _H	: Diffusité thermique
k	: Constante de KARMAN
K _w	: Nombre adimensionnel flux de vapeur d'eau
k _H	: Nombre adimensionnel flux de chaleur
L	: Longueur d'OBUKHOV
Lc	: Chaleur latente de vaporisation de l'eau, 2420 J.g ⁻¹
LE	: Flux évaporatoire, en équivalent énergétique
M	: Masse molaire
m	: Quantité de mouvement
N _A	: Nombre d'Avogadro
P, p, P _a	: Pression atmosphérique
P	: Pluie moyenne
Q _n , Q _{ne}	: Flux d'énergie utilisable
q	: Titre massique de vapeur d'eau, humidité massique
q ^x , q _s	: Humidité saturante
R ^x , R	: Constante spécifique des gaz
r	: Rapport de mélange
R _n	: Rayonnement net
R _G	: Rayonnement global
R _a	: Rayonnement atmosphérique
R _†	: Rayonnement terrestre
R _L	: Rayonnement de grande longueur d'onde
R _D	: Rayonnement direct
R _d	: Rayonnement diffus
R _r	: Rayonnement réfléchi dans le visible
R _{ar}	: Rayonnement réfléchi de grande longueur d'onde
ρ , ρ_a , ρ_w	: Masse volumique de l'air, de la vapeur d'eau
R _i	: Nombre de RICHARDSON
S	: Durée d'insolation
S _o	: Durée du jour
σ	: Constante de STEPHAN

T : Température
T_H : Température humide
T LAC : Température superficielle du lac
T ABRI : Température sous abri
T AIR, T_a : Température de l'air
T MAX : Moyenne des températures maximales journalières sous abri
T MIN : Moyenne des températures minimales journalières sous abri
TAB MAX : Température maximale absolue
TAB MIN : Température minimale absolue
T COL : Température superficielle du COLORADO
T EVAP : Température superficielle du lac à l'Evapotron
τ_o : Tension de cisaillement
u : Composante horizontale de la vitesse du vent (u, v, w)
u_x : Vitesse de frottement
U2 : Vitesse du vent à 2m
U2 LAC, U0.2 LAC : Vitesse du vent à l'Evapotron . à 2 et 0,2 m
U2 ABRI : Vitesse du vent à la station
V : Volume d'eau stockée
z_O, z_{Om}, z_{OH}, z_{OW}, z_O⁺ : Hauteur de rugosité
φ_{sw}, φ_{sm}, φ_{sh} : Densité de flux de vapeur, de mouvement, de chaleur.

INTRODUCTION

0. INTRODUCTION GENERALE

0.1. L'EVAPORATION, PHENOMENE PHYSIQUE ET CLIMATIQUE MAJEUR

L'eau n'est que l'un des constituants du milieu physique, certes parmi les plus importants, ne serait-ce que par sa qualité de fluide, qui lui confère un rôle dynamique de destructeur, de transporteur et de créateur. L'EAU est par contre le premier et essentiel constituant du milieu biologique. A ce titre, tout ce qui affecte cet élément primordial nous concerne aussi au premier chef.

Dans la dynamique de l'élément "EAU", les changements d'état sont particulièrement importants :

L'EVAPORATION, qui nous intéresse ici, est le phénomène physique qui transforme un corps de l'état liquide ou solide à l'état de vapeur. Lorsque l'eau est un constituant d'un élément vivant, le terme de TRANSPIRATION qualifie la vaporisation de l'eau à travers par exemple les stomates d'une plante ou les pores de la peau d'un être vivant.

Dans la réalité du milieu naturel il est le plus souvent bien difficile de faire la part de l'eau qui quitte directement le sol et sa surface par évaporation et celle qui correspond à la transpiration des végétaux. On convient donc de réunir ces deux termes sous une dénomination unique : l'EVAPOTRANSPIRATION, qui est bien la caractéristique biophysique majeure de notre environnement, au carrefour du support physique et de ses capacités de productions vivantes végétales en particulier.

Ainsi définie, l'évaporation peut alors s'appréhender à trois niveaux de complexité, selon qu'on la considère comme un simple phénomène physique de diffusion gazeuse après changement d'état, comme un élément déterminant du cycle de l'eau (bilan hydrologique) ou encore comme phénomène climatique majeur mobilisant une part importante de l'énergie échangée dans un écosystème donné (bilan énergétique).

Ces deux bilans peuvent être étendus à l'écosystème terrestre pris dans son ensemble, conférant à l'évaporation son indiscutable universalité.

0.1.1. L'évaporation, phénomène de diffusion gazeuse

Sous cette acceptation l'évaporation d'une nappe d'eau libre peut être physiquement entièrement déterminée par certains paramètres caractéristiques de la nappe d'eau évaporante (température de surface et profil de température) et de la masse d'air qui la surplombe (profils de température, de pression partielle de vapeur d'eau et de vent, pression atmosphérique).

Diverses théories physiques décrivent ce phénomène à partir des bases désormais classiques de l'étude d'écoulements laminaires et turbulents de fluides parfaits ou visqueux, notamment avec les analogies de REYNOLDS et de TAYLOR-PRANDTL complétées de l'hypothèse de KARMAN.

0.1.2. L'évaporation, terme du bilan hydrique

L'eau, élément fluide, est dans l'environnement terrestre dotée d'une dynamique propre, que l'on résume sous l'appellation "cycle de l'eau". Ce cycle a l'avantage d'être à l'échelle humaine et de ce fait observable. Les phases dynamiques du cycle de l'eau s'exercent entre des phases de stockages plus ou moins longues et stables (océans, lacs, vapeur de l'atmosphère et nuages). L'évaporation est la première des phases dynamiques du cycle, qu'elle amorce en injectant dans l'atmosphère des masses de vapeurs d'eau, prises par échange énergétique à la surface des océans, des lacs, des sols ou de la végétation. Emportées par les vents, causés bien souvent au moins en partie par l'importance des échanges énergétiques mis en jeu, ces masses de vapeur d'eau se transformeront bientôt en nuages, puis en précipitations de pluies ou de neige, et engendreront alors rivières et fleuves, ou moins rapidement lacs et nappes, pour aboutir finalement à l'océan et boucler ainsi le cycle hydrologique.

L'évaporation est l'élément invisible de ce cycle et bien sûr donc le plus difficilement mesurable avec précision, ce qui oblige le plus souvent à l'évaluer indirectement. C'est pourtant un des paramètres très importants des projets d'aménagement du territoire, qu'il s'agisse par exemple de déterminer les caractéristiques d'un barrage hydroélectrique, de définir les besoins en irrigation de périmètres agricoles ou encore de satisfaire les besoins en eau potable d'une communauté urbaine ou en eau industrielle d'installations de production d'énergie ou de matières premières ou transformées. Dans tous les cas cités, l'évaporation d'une nappe d'eau libre ou l'évapotranspiration d'une surface végétale sont des grandeurs délicates à définir et à évaluer à l'échelle régionale autrement que de façon indirecte en calculant pour un "système" déterminé (lac ou portion de bassin versant) les autres termes du bilan hydrique. Evaporation ou Evapotranspiration apparaissent alors comme les termes résiduels de ce bilan du système.

La conservation de l'élément "EAU" dans le système préalablement défini en réponse aux termes du problème est exprimée par l'équation du bilan hydrique que l'on écrit communément :

$$(P - E) \cdot A + Q_a - Q_p = dS/dt$$

où P : précipitation moyenne sur le système de référence, pendant le temps dt
E : évaporation, pendant le temps dt
A : surface de référence
Q_a : apports en eaux de surface ou souterraines, pendant le temps dt
Q_p : pertes en eaux de surface ou souterraines, pendant le temps dt
dS/dt : variation de la quantité d'eau stockée dans le système, pendant le temps dt.

La précision de la détermination de l'Evaporation, terme résiduel de l'équation, sera fonction de celles atteintes dans l'estimation des autres termes, c'est-à-dire de la pluie moyenne, des apports et des pertes d'eaux de surface ou souterraines, enfin des variations des quantités d'eau stockées par le système. Une limitation de cette approche sera bien évidemment de chercher à prévoir l'évaporation d'un ouvrage qu'il reste à créer. Seule une estimation de l'évaporation prévisible à partir de données climatologiques disponibles est alors envisageable.

0.1.3. L'évaporation, terme du bilan énergétique

L'évaporation s'accompagne d'une consommation importante d'énergie. Si l'on constitue autour de l'interface évaporante, sol ou eau-atmosphère, un système de référence que l'on admettra exempt des effets de l'instabilité atmosphérique, de la photosynthèse et de l'advection latérale, on peut établir un bilan énergétique du système dont l'équation peut être formulée :

$$R_n + L_e \cdot E + H + G = 0$$

où R_n : flux de rayonnement net à l'interface sol-atmosphère
L_e : chaleur latente de vaporisation de l'eau
E : taux d'évaporation
H : flux de chaleur sensible dans la basse atmosphère
G : flux de chaleur transmise au sol par conduction.

Si l'on raisonne à l'échelle planétaire, l'énergie consacrée à l'évaporation n'est qu'une petite part du rayonnement solaire total incident, dont une grande part est transformée en énergie interne au cours de la traversée de l'atmosphère, bien avant donc la surface du sol ou de l'eau. La part restante de ce rayonnement incident, auquel s'ajoute une part du rayonnement de grande longueur d'onde produit par l'énergie interne de l'atmosphère, se répartit en chaleur sensible, chaleur latente d'évaporation, chaleur transmise au sol et rayonnement de grande longueur d'onde du sol. Cette partition est déterminée par les processus qui régissent l'équilibre interne de l'atmosphère, notamment ceux à l'interface particulièrement sensible sol ou eau/atmosphère, dont le taux d'évaporation et la température d'équilibre superficiel sont des conséquences notables. Pourtant l'existence de transferts importants d'énergie sous forme de chaleur latente, dus à l'évaporation ou à la condensation, dans des conditions proches de l'isothermie, donne une importance toute particulière à l'évaporation dans le déterminisme climatique. L'atmosphère, dans l'absolu, ne peut stocker temporairement qu'une minime part du stock hydrique planétaire, avant condensation, production de nuage et pluie. Ce processus de transfert énergétique océan → continent, par chaleur latente interposée est donc d'une extrême sensibilité qui explique la grande variabilité de ses manifestations sur notre environnement, et inversement l'influence dévastatrice de modifications, humaines ou non, de cet environnement sur l'amplitude des phases du cycle hydrique.

0.1.4. Approche planétaire de l'évaporation

La triple approche précédente justifie une brève incursion dans la complexité des phénomènes physiques atmosphériques, qui permette de quantifier les forces en présence.

Dans un ouvrage récent BRUTSAERT (1982) présente une synthèse des ordres de grandeurs des plus importants termes des bilans énergétique et hydrique à l'échelle du globe, selon divers auteurs :

Estimation du bilan hydrique mondial en 1970 (m.année⁻¹)

Réfêrence	Continents		Océans		Global
	(1,49 x 10 ⁸ km ²)		(3,61 x 10 ⁸ km ²)		
	P	E	P	E	P = E
Budyko (1970, 1974)	0,73	0,42	1,14	1,26	1,02
Lvovitch (1970)	0,73	0,47	1,14	1,24	1,02
Lvovitch (1973)	0,83	0,54	-	-	-
Baumgartner and Reichel (1975)	0,75	0,48	1,07	1,18	0,97
Korzun <i>et al.</i> (1978)	0,80	0,485	1,27	1,40	1,13

Estimation du bilan énergétique moyen mondial (Kcal.cm⁻².année⁻¹)

Réfêrence	Continents			Océans			Global		
	R _n	L _e E	H	R _n	L _e E	H	R _n	L _e E	H
	Budyko (1974)	49	25	24	82	74	8	72	60
Baumgartner and Reichel (1975)	50	28	22	81	69	12	72	57	15
Korzun <i>et al.</i> (1978)	49	27	22	91	82	9	79	67	12

Ces tableaux montrent que la plus grande partie de l'énergie disponible est consacrée sur les océans à l'évaporation, alors que sur les continents cette énergie se partage à peu près également entre évaporation et chaleur sensible. Il est aussi intéressant de constater que sur les continents l'évaporation représente 60 à 65 % des précipitations. Mais il est encore plus significatif de remarquer que l'évaporation, ramenée à la géosphère, représente annuellement environ 1 m, c'est-à-dire beaucoup plus que ce que l'atmosphère est susceptible de stocker à un instant donné (environ 0,025 m). Ceci précise l'importance et la rapidité des transferts globaux "océans + continents", mais aussi "océan + océan" et "continent + continent".

Ces chiffres globaux, pour instructifs qu'ils soient, ne doivent pas masquer que la réalité s'exprime toujours de façon plus spécifique, en fonction des caractéristiques propres de chaque situation géographique, titulaire chacune d'un déterminisme climatique particulier.

0.2. RETROSPECTIVE EPISTEMOLOGIQUE SUR L'EVAPORATION (d'après W. BRUTSAERT, 1982)

De nombreux auteurs ont consacré tout ou partie de leur oeuvre à l'étude de l'histoire des sciences (BURNET, 1930 ; FREEMAN, 1953 ; GILBERT, 1907 ; DIELS, 1934 et 1879 ; CHERNISS, 1964 ; KAUFMANN, 1899 ; MIELI, 1966), mais si presque tous parmi eux faisaient une large place à l'histoire du concept d'évaporation, étape majeure de la compréhension par l'homme de son environnement et des lois qui le régissent, aucun à notre connaissance autant que W. BRUTSAERT (1982) n'a consacré à la seule étude épistémologique de l'évaporation une attention aussi exclusive, sans doute exhaustive, compte tenu de la rareté des documents anciens encore disponibles à l'époque moderne.

Nous nous sommes très largement inspirés de cette oeuvre capitale pour ceux qu'intéresse l'histoire des avatars du concept d'évaporation dans la pensée humaine, pour composer la modeste synthèse épistémologique qui suit.

0.2.1. De l'antiquité au siècle des lumières

Très proches de la nature, les populations primitives qui allaient donner naissance aux civilisations antiques, leur ont certainement légué leurs connaissances de leur environnement physique. Ainsi, ce que nous nommons à l'époque moderne "cycle de l'eau" fut probablement appréhendé, parfois de façon globale et plus souvent partielle, par certaines d'entre elles ; mais les grecs sont les premiers à avoir laissé des traces écrites, parvenues jusqu'à nous, de ces spéculations en ce qui concerne notamment l'évaporation. Dès cette origine, deux théories s'affrontent qui, en termes modernes, pourraient être qualifiées de "radiatives" et de "corpusculaires".

La première repose sur l'idée d'exhalations telluriques (αναθυμιασμοί), issues du sol ou plus spécifiquement de l'eau (αριστε), qui établissent la liaison indispensable entre les principes inférieurs (l'eau et la terre) et les principes supérieurs (l'air et le feu). Dans cette tradition, une première école (ANAXIMANDRE - né en 610 av J.C.) pense que le soleil extrait de l'eau une composante subtile sous forme d'exhalation qui diffuse dans l'air agité par le vent qui en serait une conséquence. THALES (585 av J.C.) et XENOPHANE (570-460 av J.C.) sont de la même école, ce dernier complétait cette théorie par une explication satisfaisante de la formation des nuages et de l'origine de la pluie, et une première approche du cycle de l'eau.

HERACLITE (540-480 av J.C.) semble être le père d'une deuxième école qui propose l'existence d'une double exhalation, la première, lumineuse et pure, en relation avec le feu, la seconde, lourde et opaque, en relation avec l'humidité.

ARISTOTE (384-322 av J.C.), qui représente l'époque culminante du développement grec de l'étude des sciences naturelles, développe les vues de cette école de XENOPHANE et d'HERACLITE et précise la nature de ces deux exhalations, la "fuligineuse" qui constituerait la substance même du vent, et la "vaporeuse" à l'origine des nuages et de la pluie. S'il reconnaît au soleil son rôle dans l'évaporation, il repousse l'idée que le vent soit tout simplement de l'air en mouvement et ne peut donc lui reconnaître un rôle dans l'évaporation. Il semble en cela en retrait sur les théories plus anciennes d'ANAXIMANDRE, qui nous paraissent a posteriori plus modernes. Mais THEOPHRASTE (372-287 av J.C.), élève et successeur d'ARISTOTE, corrigera cette erreur en attribuant au vent, air en mouvement, un effet asséchant et créateur de vapeur, sans renier la part prépondérante du soleil en cette matière.

La seconde approche, corpusculaire, est due aux atomistes grecs DEMOCRITE (460-370 av J.C.) et LEUCIPPE (Vè siècle av J.C.) dont nous ne possédons pas d'écrits, mais que nous connaissons à travers LUCRECE (99-55 av J.C.), physicien romain. Il serait toutefois erroné de croire que les romains n'ont fait que compiler les écrits de leurs devanciers grecs ; au contraire, avec une tournure d'esprit beaucoup plus pragmatique que les grecs, ils pratiquèrent une approche plus naturaliste, et LUCRECE, partant de la constatation que le niveau des océans demeure stationnaire, alors que fleuves et rivières s'y déversent continuellement, décrivait très correctement le cycle de l'eau et introduisait l'effet du rayonnement solaire et l'action du vent sur l'évaporation. D'autres auteurs latins, SENEQUE (4 av - 65 ap J.C.) et PLINE l'ancien (23-79 ap J.C.) ne seront pas aussi clairvoyants et reviendront à des interprétations plus proches de celles d'ARISTOTE.

La fin de l'ère romaine et l'arrivée du christianisme ne modifie pas ce courant de pensée illustré par les "pères de l'Eglise" comme Saint BASILE (329-379) et Saint AMBROISE (333-397) qui reprennent à leur compte les théories grecques et latines pour présenter le cycle de l'eau et expliquer "l'antique difficulté" (BRUTSAERT, 1982) d'admettre que les océans et les mers ne s'élèvent pas malgré l'apport incessant des fleuves. Le Moyen-Age est souvent présenté comme une période de pause dans la lente avancée des sciences physiques, pourtant la tradition naturaliste antique ne sera jamais totalement éteinte et la progression de la doctrine chrétienne l'utilisera. Ainsi l'oeuvre d'ISIDORE (560-636), qui aura une très large diffusion durant tout le Moyen-Age, est directement inspirée des "pères de l'Eglise", mais aussi des philosophes grecs et latins : BEDE (673-735), AELFRIC (993), RABANUS MAURUS (776-856) assureront ce transfert de connaissances, avant que GUILLAUME de CONCHES (1120-1155) ne réactualise la théorie des atomistes grecs. Cette description globale du processus d'évaporation restera figée jusqu'à la fin du 13è siècle avec notamment l'oeuvre de THOMAS CONTIMPRATENSIS (1201-1270), de VINCENT de BEAUVAIS (1190-1264) et de CONRAD de HEGENBERG (1350) avant que les écrits d'ARISTOTE et de l'école d'ATHENES ne soient à nouveau directement

diffusés en Europe de l'Ouest par le biais des traductions latines et arabes découvertes sur la route des croisades. La pensée d'ARISTOTE allait progressivement s'imposer, à la faveur notamment des écrits de BARTHOLOMEUS ANGLICUS dont l'encyclopédie (1231) aura un succès considérable jusqu'au 16^e siècle. La diffusion du système philosophique d'ARISTOTE a incontestablement provoqué, à partir du 13^e siècle, une émulation considérable de la pensée scientifique européenne qui aboutira trois siècles plus tard à l'apparition d'une véritable révolution scientifique.

Pour ce qui nous concerne, sa théorie de l'évaporation, basée sur la conception erronée de la double exhalation, est un considérable recul scientifique, et l'on peut s'interroger avec BRUTSAERT (1982) sur ce qu'aurait pu être cette renaissance de la pensée scientifique si les théories atomistes de DEMOCRITE et LEUCIPPE, plus modernes et cohérentes, lui avaient servi de bases.

DESCARTES (1596-1650) devait être l'un des premiers physiciens à s'être totalement affranchi des concepts d'ARISTOTE. Il pense que tous les corps sont composés de particules élémentaires qui lui permettent d'expliquer notamment l'évaporation et le vent. Le soleil est le moteur de l'évaporation, la chaleur provient de l'agitation des particules élémentaires. Le vent est de l'air en mouvement, conséquence de l'évaporation sans qu'il n'en soit encore considéré comme l'une des causes. Ces propositions, radicalement différentes de celles d'ARISTOTE, sont encore plus le résultat de spéculations intellectuelles théoriques que de véritables expérimentations dont l'initiateur sera PERRAULT (1733) qui, durant un hiver très froid, pèse des blocs de glace et suit l'effet de la sublimation par la mesure de la perte de poids de glace. HALLEY (1687) mesure, quant à lui, directement l'évaporation grâce aux premiers bacs à évaporation et explique ses résultats par la même théorie corpusculaire que DESCARTES. Il sera bientôt suivi par l'académicien SEDILEAU (1692), qui expérimente sur bacs à l'observatoire royal de VERSAILLES et par MARIOTTE qui poursuit les mêmes expériences à DIJON. Puis LA HIRE (1703) complète ses expérimentations sur bacs par celles sur le premier lysimètre dont les résultats différents l'étonnent. Il faudra attendre encore 200 ans pour expliquer cette divergence entre résultats sur bac et sur lysimètre. La multiplication des diverses expérimentations amène naturellement une floraison de théories rivales qui vont s'affronter ; mais la plupart convergent autour de la théorie corpusculaire de DESCARTES et des atomistes grecs, les divergences portant seulement sur la nature des corpuscules et la façon dont elles passent de l'état liquide à l'état gazeux. L'effet du vent sur l'évaporation est même reconnu par certains. Van MUSSCHENBROECK (1769) imagine une théorie électrique, que l'histoire oubliera, pour expliquer la désagrégation de ces particules. Plusieurs auteurs, parmi lesquels BOUILLET (1742), LEROY (1751), FRANKLIN (1765) et HAMILTON (1765), puis DOBSON (1777) et ACHARD (1780) s'interrogent sur la vraie nature de la vapeur d'eau dans l'air, avant que MONGE (1790) prouve que "la vapeur d'eau est dans l'air humide ce que le sel est dans l'eau salée". Auparavant (1751) LEROY avait introduit le concept de "degré de saturation" de l'air auquel correspond le moderne "point de rosée". FRANKLIN puis LAVOISSIER, mais aussi RICHMAN (1748) et De MAIRAN (1749) avait eu l'intuition que l'ébullition était un phénomène physique se produisant à température constante, avant que BLACK (1803) ne mette en évidence la notion de la chaleur latente de vaporisation. DELUC (1787, 1792) avait formulé l'idée que lorsque l'eau s'évapore un fluide expansible est produit, dont la pression admet un maximum pour une température donnée. DELUC avait donc clairement pressenti l'essence de la loi sur les pressions partielles des mélanges de gaz, avant que DALTON (1801, 1802) ne parvienne à la même conclusion. Mais les justifications de cette loi, et notamment que l'eau n'a pas besoin d'air ambiant pour s'évaporer, étaient encore à controverse.

0.2.2. L'époque moderne

La publication par DALTON (1802) d'un article sur l'évaporation est incontestablement la date marquant l'apparition de la première formulation vraiment moderne d'une théorie de l'évaporation. Après avoir résumé les connaissances de son époque sur les mélanges gazeux et fourni une table des valeurs numériques de la pression partielle de vapeur d'eau saturante en fonction de la température, DALTON énonçait quelques lois, présentées sous forme de tables numériques, sur les causes de l'évaporation que l'on peut résumer, sous une forme moderne, par la célèbre formule (qui ne fut en fait jamais écrite par DALTON) :

$$E = f(\bar{u}) \cdot (e_s^* - e_a)$$

où E : évaporation en mm.j⁻¹
e_s^{*} : pression de vapeur saturante à la température de la surface évaporante en mb
e_a : pression de vapeur de l'air ambiant en mb
f(\bar{u}) : fonction de la vitesse moyenne du vent.

SOLNER (1804), puis LAPLACE introduisaient la pression atmosphérique comme référence dans leurs formulations. Malgré encore quelques sceptiques, cette théorie fut progressivement admise par tous au cours de la 1^{ère} moitié du 19^e siècle. TATE (1862) arrivait à la conclusion que l'évaporation était proportionnelle à la vitesse du vent, résultat qu'utilisait WEILENMANN (1877) en proposant la formule :

$$E = (A + B \cdot \bar{u}) (e_a^* - e_a)$$

En utilisant e_s^* au lieu du e_s^* de DALTON, TATE et WEILENMANN montraient qu'ils n'avaient pas entièrement assimilé les théories de DALTON. Finalement STELLING (1882) aboutissait à la formulation correcte devenue classique :

$$E = (A + B \cdot \bar{u}) (e_s^* - e_a)$$

Mais l'universalité de l'utilisation de cette formule ne devait pas faire oublier qu'elle avait été obtenue par une voie empirique. Aussi l'approche théorique se poursuivait parallèlement avec les contributions de FICK (1855) sur le gradient de concentration des fluides dans les transferts de masse, et de BOUSSINESQ (1877) sur la viscosité des fluides, théorie sur les transferts de masse, de température et de mouvement, applicable, entre autres fluides, aussi à la vapeur d'eau, connue sous la dénomination "d'analogie de REYNOLDS". STEVENSON (1880) et ARCHIBALD (1883) avaient pour leur part décrit les premiers profils de vent dans la basse atmosphère.

L'approche énergétique, après la découverte de la chaleur latente de vaporisation par BLACK (1803), progressait avec les travaux de DAUBREE (1847) qui proposait le premier bilan énergétique complet. MAURY (1861) introduisait le concept de bilan énergétique dans son acceptation moderne, suivi par les travaux de WOLLNY (1877), avant que HOMEN (1897) n'établisse les premiers bilans énergétiques détaillés et précis, utilisant les théories du rayonnement que venaient d'établir les découvertes de STEFAN (1879), BOLTZMANN (1884) et ANGSTRÖM (1893).

Ces défricheurs avaient ouvert la voie à l'affluence des chercheurs modernes du XX^e siècle dont les premiers travaux furent ceux de SCHMIDT (1915) puis de BOWEN (1926).

Les bases de toutes les théories modernes sur le transfert turbulent de la vapeur d'eau dans la basse atmosphère étaient dès lors disponibles.

0.2.3. L'étude de l'évaporation des nappes d'eau (mer, lac et réservoir) à l'époque moderne

Bien que l'évaporation des lacs et des grandes nappes d'eau libre ait été déjà abordée comme composante du bilan hydrique, il faudra attendre l'après deuxième guerre mondiale pour voir apparaître des approches diversifiées, s'appuyant, soit sur des formules aérodynamiques ou de transferts de masse à diverses échelles, plus ou moins directement inspirées de la formule de DALTON, soit sur une approche de type bilan énergétique, ponctuel ou régional. L'U.S. Geological Survey assure en cette matière le rôle de défricheur, avec des études sur le lac HEFNER (KÖHLER, 1954) et le lac MEAD (HARBECK, 1958), qui sont devenues autant de classiques. Un peu plus tard, WEBB (1960) applique cette même approche au lac australien d'EUCUMBENE. Dès lors les équipes de chercheurs se multiplient, qui centrent leurs efforts sur certains lacs d'importance variable et avec donc des approches différentes. C'est le cas aux U.S.A., des nombreuses études consacrées aux "grands lacs" : ONTARIO, HURON, ERIE, SUPERIEUR ... On peut citer, sans que la liste soit exhaustive, les travaux de SMITH (1973), BOLSENGA (1975), DERECKI (1976), QUINN (1979), etc. Le lac israélien de TIBERIADE est aussi le lieu d'études originales (STANHILL, 1969). En Hollande, plusieurs équipes se succèdent pour l'étude des polders et plus particulièrement du lac FLEVO (KEIJMAN, KOUJMANS, 1973 - WERINGA, 1971). Le lac australien d'EUCUMBENE, déjà cité, est aussi le siège de nouvelles études (HOY, STEPHENS, 1977), ainsi que le lac californien de TAHOE (MYRUP, 1979). L'originalité géographique de certains travaux mérite de les citer (lac du barrage d'ASSOUAN sur le Nil : OMAR et BAKRY, 1980 ; lac VELEN : RODHE, 1973 ; lac TCHAD : travaux de l'ORSTOM cités par ailleurs et EGGERS et TETZLAFF, 1978).

Parmi les études déjà citées, certaines abordent des aspects très spécifiques de la théorie de l'évaporation, mais d'autres études sont entièrement consacrées à la physique de la basse atmosphère ou à l'approche aérodynamique, qui devait permettre ultérieurement le développement de méthodes modernes de mesure de l'évaporation. La publication de base est celle due à MONIN et OBUKHOV (1954), suivie notamment par BUSINGER (1971), DUNKEL et HASSE (1974), EDINGER (1970), GARRAT et al. (1973), HICKS (1975), etc. D'autres études se sont très tôt consacrées à l'advection et à l'instabilité atmosphérique et aux théories mathématiques qui permettent de les prendre en compte : TAYLOR (1968, 1969 et 1970), BRUTSAERT (1973 etc.) et WEISMAN (1974) en sont les têtes de file.

Certaines études traduisent par contre une approche plus générale et prétendent à des synthèses régionales telles celles de MORTON (1978, 1979) (qui s'appuient sur une représentation à grande échelle de l'évaporation conforme à l'approche de PRIESTLEY-TAYLOR (1972)), BOUCHET (1963) ou KÖHLER et PARMELE (1967).

On assiste actuellement à la multiplication d'études consacrées à l'évaporation des surfaces d'eau libre, à partir de résultats méthodologiques acquis par les technologies et les méthodologies les plus modernes.

0.3. L'EVAPORATION EN ZONES TROPICALES ET EQUATORIALES - LA CONTRIBUTION DE L'ORSTOM

Il est une évidence de constater que les conditions climatiques des zones tropicales et équatoriales exacerbent l'évaporation des nappes d'eau libre et l'évapotranspiration des végétaux. Lorsque l'énergie et l'eau sont disponibles à profusion, une végétation luxuriante s'établit et se développe sans entrave. Mais lorsque l'on s'écarte de l'équateur pour atteindre les latitudes tropicales puis sahéliennes l'eau manque durant une partie toujours plus longue de l'année, en même temps que croissent très vite la sécheresse de l'air ambiant et donc la demande en eau pour l'évaporation ou l'évapotranspiration, qui deviennent ainsi le 1er facteur limitant de tout développement de ces régions déshéritées. Ainsi la connaissance précise de l'évaporation des grandes nappes d'eau, libres ou couvertes par la végétation aquatique, demeure en zone soudano-sahélienne un élément indispensable à l'élaboration des grands projets d'aménagements hydrauliques, que leur finalité soit agronomique, pastorale ou encore énergétique. Dans des vallées, dont le relief le plus souvent très mou ne permet pas de construire des ouvrages à la profondeur suffisante, l'évaporation représente le paramètre hydrologique déterminant du bilan des retenues, quelle qu'en soit la destination finale.

Le Service Hydrologique de l'ORSTOM allait donc s'intéresser très tôt à l'étude de telles retenues, naturelles ou artificielles. Les travaux de BOUCHARDEAU (1957) sur le lac TCHAD illustrent cette direction initiale des recherches du Service. Les travaux de RIOU (1972) concluaient un travail de plusieurs années, mené par des équipes multiples sur un transect FAYA-LARGEAU, BOL, N'DJAMENA, BA-ILLI, BEBEDJA (au Tchad), BANGUI (en R.C.A.) et BRAZZAVILLE (au Congo), sur le déterminisme de l'évaporation et de l'évapotranspiration en Afrique Centrale et Soudanienne. Mais il apparut rapidement indispensable de considérer des retenues de dimensions plus réduites où l'on escomptait obtenir des bilans hydrologiques plus précis.

Le choix se porta dès 1965 sur le lac de BAM situé en Haute Volta, par 13°20' de latitude nord, à environ 100 km au nord de la capitale OUAGADOUGOU à la suite d'une mission de Marcel ROCHE (1965). L'étude commença effectivement en 1966 avec un équipement hydrométéorologique qui couvrait la totalité du bassin versant. Malgré les moyens importants qui furent dès le début consacrés à ce projet, il s'avéra rapidement qu'un bilan hydrologique précis n'était possible qu'à certaines périodes seulement de l'année. En effet, l'évaluation des apports au lac ne pourrait jamais être établie de façon satisfaisante, ni leur corrélation avec une pluviométrie bien mal connue à l'échelle des 2600 km² du bassin versant. De plus, les deux premières stations climatologiques relativement complètes, installées en 1966, se révélaient malheureusement être largement sous l'influence du micro-climat humide du lac de BAM.

L'étude préliminaire de IBIZA (1971) rendait compte des premières investigations entreprises sur le lac de BAM, en constatait les insuffisances et annonçait leur réorientation, qui se concrétisait par l'arrivée, courant 1972, d'une nouvelle équipe dotée de moyens mieux appropriés : un EVAPOTRON, susceptible de mesurer et enregistrer les termes du bilan énergétique au-dessus du lac, était érigé sur un bâti métallique au milieu d'un des plus importants bras du lac qui permettait la détermination des paramètres climatiques au-dessus du lac. Simultanément, une station météorologique très complète voyait le jour à 3 km à l'est du lac (en dehors donc du micro-climat du lac), ensemble qui permettait la caractérisation des paramètres climatiques régionaux.

Hormis les facilités d'accès, et la relative proximité de OUAGADOUGOU, le lac de BAM présente l'avantage d'autoriser une mesure directe de l'évaporation à partir de relevés limnimétriques plus de la moitié de l'année, si l'on excepte la saison des pluies ("l'hivernage") de juin à septembre et, pour quelques années particulièrement pluvieuses, l'immédiat après hivernage (octobre-novembre). Durant cette période il est en effet difficile ou impossible de chiffrer avec une précision suffisante les apports directs ou par ruissellement ; de plus, l'infiltration de surfaces nouvellement ou rarement submergées est importante mais difficile à évaluer.

D'autres études hydrologiques, initiées par des chercheurs de l'ORSTOM et plus récentes, vont également servir de support à cette étude. Il s'agit surtout de l'étude de la mare d'OURSIS, située dans l'extrême nord sahélien de la Haute Volta, mais aussi des études de certains "açudes" du Nordeste brésilien qui contribueront à extraire ce travail de sa spécificité africaine.

0.4. PRESENTATION DE NOTRE CONTRIBUTION A L'EVALUATION DE L'EVAPORATION EN CLIMAT TROPICAL SEC

Ce travail, de par sa finalité, se devait d'adopter, autant que faire se peut, une structure académique, ce qui explique le soin particulier apporté à la présentation d'une bibliographie très détaillée qui doit certes beaucoup aux services de documentation du service hydrologique de l'ORSTOM à Bondy et à ceux des centres INRA de Versailles et d'Avignon-Montfavet, mais aussi à la remarquable bibliographie de l'ouvrage de BRUTSAERT, "Evaporation into Atmosphere" (1982). Cependant, le sujet traité, au croisement de la bioclimatologie classique et de l'hydrologie traditionnelle, ne se prêtait guère à une présentation homogène. L'environnement naturel difficile des études techniques menées sur le terrain paraissait également justifier le maintien dans le texte de parties techniques qu'une approche plus académique aurait rejetées en annexe.

Finalement, des compromis élaborés entre ces tendances divergentes, devait se dégager un travail articulé en quatre parties d'importances inégales :

- Une première partie, à dominance hydrologique, présente les données accumulées au cours des quatre études auxquelles il est fait plus particulièrement référence : l'étude du lac de BAM, celles du lac Tchad, de la mare d'Oursi et des aèdes brésiliens. Les régimes hydrologiques et climatologiques sont décrits avec plus ou moins de détails selon l'originalité de leur étude ou son opportunité. Enfin les bilans hydriques sont effectués, chaque fois qu'ils s'avèrent possibles ; une critique de la précision des données qui les composent, et donc en dernier lieu de l'évaporation que l'on en déduit, complète cette première partie.

Une seconde partie théorique présente l'état actuel des connaissances sur l'évaporation, phénomène physique de diffusion gazeuse et terme important du bilan énergétique. Cette partie s'inspire beaucoup du récent ouvrage de BRUTSAERT, "Evaporation into the atmosphere" (1982). Les nouvelles approches, théoriques ou analogiques, qui introduisent notamment les effets de l'instabilité et l'advection dans les conditions aux limites des systèmes étudiés, sont abordées tour à tour, compte tenu de leurs importances respectives dans le contexte spécifiquement tropical sahélien de cette étude.

Une troisième partie utilise presque exclusivement les résultats des quatre situations climatiques précitées pour fournir des exemples des diverses méthodologies envisagées dans la deuxième partie théorique. Il est particulièrement insisté sur l'approche énergétique et sur une approche statistique à partir des observations faites en station météorologique de référence.

Une quatrième partie enfin, présente l'évapotron élaboré dans le cadre de l'étude du lac de BAM; les mesures faites et les résultats des programmes de traitement informatiques, mis au point à cette occasion permettent une étude plus fine de l'évaporation qui permet d'écrire à l'échelle horaire quelques journées représentatives des diverses situations climatiques propres à cette zone.

Si l'on écarte l'approche trop particulière de l'évaporation par le bilan hydrique, approche spécifiquement hydrologique, toutes les autres approches, spéculatives ou expérimentales, peuvent se ranger autour de deux pôles, opposés mais complémentaires, que l'on pourrait définir de la façon suivante :

- un pôle énergétique, avec pour mot-clé : soleil, rayonnements, bilan énergétique, chaleur sensible, chaleur latente, flux dans le sol, etc.
- un pôle dynamique, avec pour mot-clé : vent, diffusion turbulente, coefficients d'échange, transferts de mouvement, de masse et d'énergie, déficit de saturation, etc.

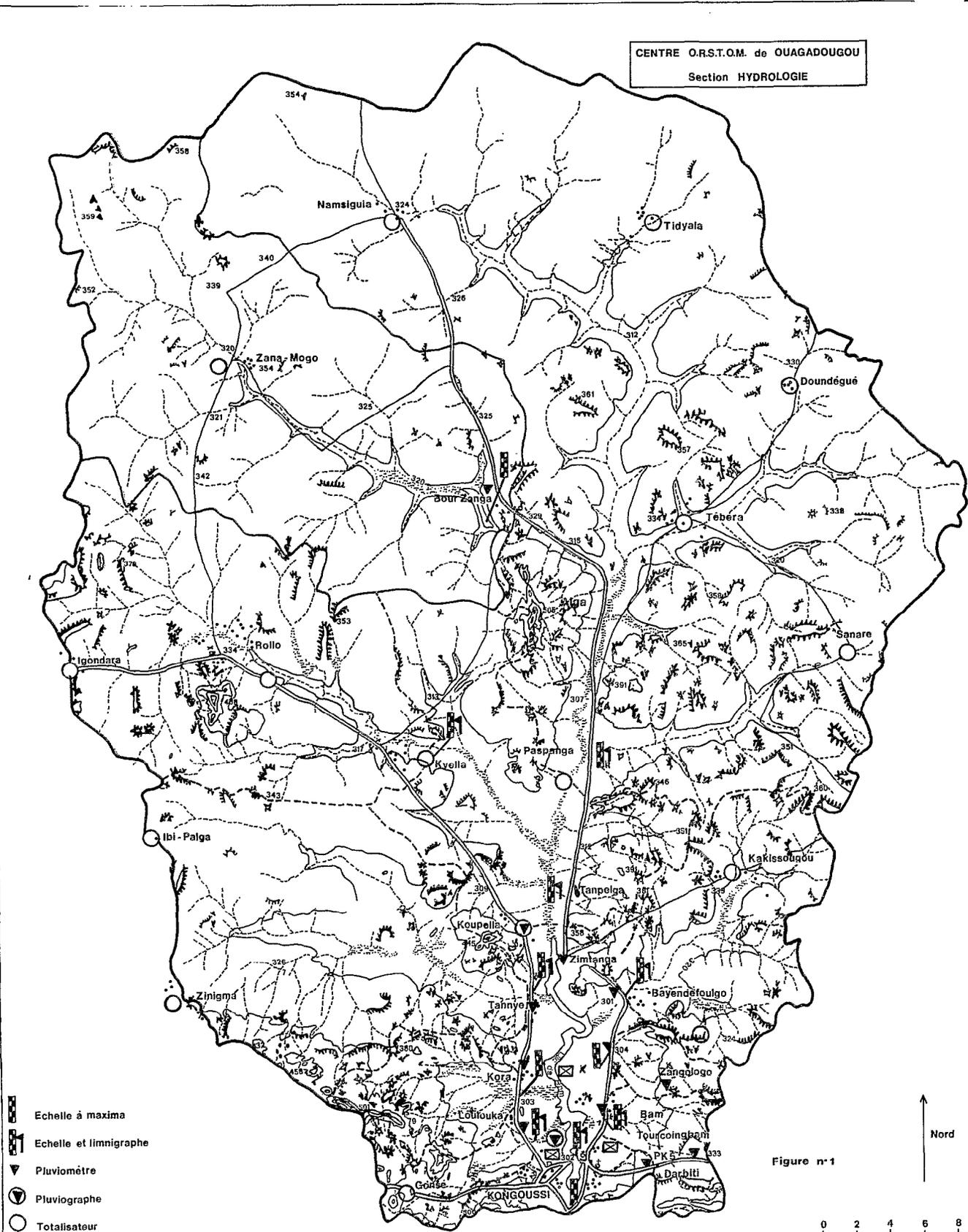
Entre ces deux pôles l'advection, qu'elle soit locale, régionale ou à l'échelle d'un continent, joue un rôle également déterminant, et l'instabilité des basses couches de l'atmosphère contribue à brouiller davantage encore les cartes de ce jeu très complexe.

Cette dualité du phénomène "évaporation" est en fait la version moderne de l'antique dilemme : "le vent est-il cause ou conséquence de l'évaporation". Nous verrons que bien évidemment, selon l'échelle des systèmes considérés, l'une ou l'autre réponse (ou simultanément les deux) peuvent être également justifiées, et que finalement advection et instabilité ne sont dans l'absolu que deux manifestations à des échelles extrêmes d'un même phénomène physique lié aux propriétés inhérentes des fluides visqueux compressibles dont l'air, sec ou humide, est sans doute pour quelques temps encore, le représentant le plus commun de notre environnement.

1ère PARTIE

LES DONNEES HYDROPLUVIOMETRIQUES ET CLIMATOLOGIQUES.
EVALUATION DE L'EVAPORATION PAR BILAN HYDRIQUE.

CENTRE O.R.S.T.O.M. de OUAGADOUGOU
Section HYDROLOGIE



-  Echelle à maxima
-  Echelle et limnigraphe
-  Pluviomètre
-  Pluviographe
-  Totalisateur
-  Station météorologique

Figure n°1

Nord

0 2 4 6 8 10km

BASSINS VERSANTS DU LAC DE BAM

1.1. LES DONNEES HYDROPLUVIOMETRIQUES ET CLIMATOLOGIQUES

1.1.1. L'ETUDE DU LAC DE BAM

1.1.1.1. LE REGIME HYDROLOGIQUE DU LAC DE BAM

Situé à une centaine de kilomètres au Nord de OUAGADOUGOU (fig. 2), le lac de BAM se déploie sur une vingtaine de kilomètres en moyennes eaux, sans dépasser une largeur de plus de 1.000 mètres. Cette forme particulière est due au fait qu'il épouse le lit d'un affluent très épisodique de la Volta Blanche. Le bassin drainé, d'environ 2.600 km², comporte certaines parties qui peuvent rester endoréiques plusieurs années de suite. Ses déversements n'étaient pas rares, mais sont devenus plus difficiles avec le rehaussement artificiel du seuil naturel à l'exutoire, transformé en 1963 par un seuil bétonné.

1.1.1.1.1. APERCUS GEOGRAPHIQUES DU BASSIN VERSANT

Géomorphologie

La quasi totalité du bassin versant amont se caractérise par un relief très amorti, mollement ondulé, à une altitude moyenne s'élevant progressivement de 300 m à l'aval jusqu'à 330 m à l'amont, d'où émergent des plateaux cuirassés en buttes témoins et des collines à affleurements gravillonnaires ou rocheux rarement importantes à l'exception du massif de l'ALGA (fig. 1), point culminant du bassin à la cote 505 m. Dans la zone centre-Nord-Ouest se trouve le lac semi endoréique de BOURZANGA, qui draine un bassin versant de 440 km². Ce lac, d'après d'anciens rapports de commandants de cercle, aurait fréquemment déversé par le passé ; en fait ce déversement n'a été observé à l'époque moderne qu'en Août 1974 avec certitude. La partie Sud-aval est au contraire beaucoup plus tourmentée, dominée au Sud et au Sud-Ouest par une imposante barrière d'alignements de plateaux à cuirasses bauxitiques d'altitude supérieure à 500 m. Les pentes latérales importantes de ces reliefs qui supportent des bassins, tributaires directs du lac de BAM, en font la seule partie véritablement active du bassin versant.

L'hypsométrie du bassin demeure très imprécise, car les seules courbes de niveau utilisables, puisque déterminées par photointerprétation et rattachées au nivellement général de l'Afrique, sont celles de 320 et de 360 m de la carte I.G.N. au 1/200 000 ; la courbe hypsométrique du graphe n° 3 n'est donc qu'une interprétation très libre faite à partir des rares points mesurables (cote du point culminant, surfaces d'altitudes supérieures à 360 et 320 m, cote du seuil de déversement).

Les pentes moyennes longitudinales sont très faibles, inférieures à 0,4‰. Les pentes transversales dans la partie amont restent également modestes et ne dépassent pas 1,5‰. Par contre les pentes latérales des zones proches du lac appartenant à la zone des collines du bassin aval sont localement très importantes et peuvent dépasser 20‰ (fig. 4).

Il convient donc d'insister sur la considérable asymétrie du bassin versant dont la partie aval est la seule véritablement active. L'éloignement de la partie amont, ainsi que les faibles pentes longitudinales et latérales qui la caractérisent avec une pluviosité par ailleurs inférieure à celle de la zone Sud, lui confère une importance mineure dans les apports au lac.

Géologie

Dans le centre et le nord du bassin se rencontrent essentiellement des roches cristallines très érodées et affleurant de façon désordonnée. Ce sont :

- principalement des roches granitiques syntectoniques, mises en place lors de l'orogénèse birrimienne ici largement prédominante ;
- également des roches post-tectoniques, comparables à celles du sud du bassin, constituant principalement dans l'Ouest et le Nord des "batholites" intrusifs que l'on trouve en général au contact des granites syntectoniques et des formations métamorphiques.

La partie Sud du bassin montre un déploiement considérable des formations birrimiennes, constituées d'une alternance de roches cristallo-phylliennes : schistes pélitiques et quartzites (série typique de TOURCOING-BAM), recoupées par quelques formations intrusives ou effusives post-tectoniques de faible ou moyenne extension : roches vertes et syénites de POUNI. Il convient de noter l'extension panafricaine de cette phase majeure d'orogénèse généralement nommée BIRRIMIEN et caractérisée par des roches éruptives et des sédiments métamorphiques que l'on retrouve classiquement dans le géosynclinal éburnéen (TAGINI, 1965).

Pédologie

On dispose pour cette région d'une excellente carte pédologique au 1/500 000 établie par la section de pédologie de l'ORSTOM (BOULET, 1965), et de la carte des aptitudes culturales des sols qui en a été tirée par la suite (FAUCK et al., 1973). Une campagne avec un gros simulateur de pluie des sections de pédologie et d'hydrologie du centre ORSTOM d'Adiopodoumé (Côte d'Ivoire) fut à l'origine de l'étude fine de certaines toposéquences à proximité du lac de BAM sous l'angle surtout de l'aptitude au ruissellement (COLLINET, LAFFORGUE et al., 1975). L'ensemble de ces travaux permet de brosser le panorama pédologique suivant (fig. 5, notice n° 6).

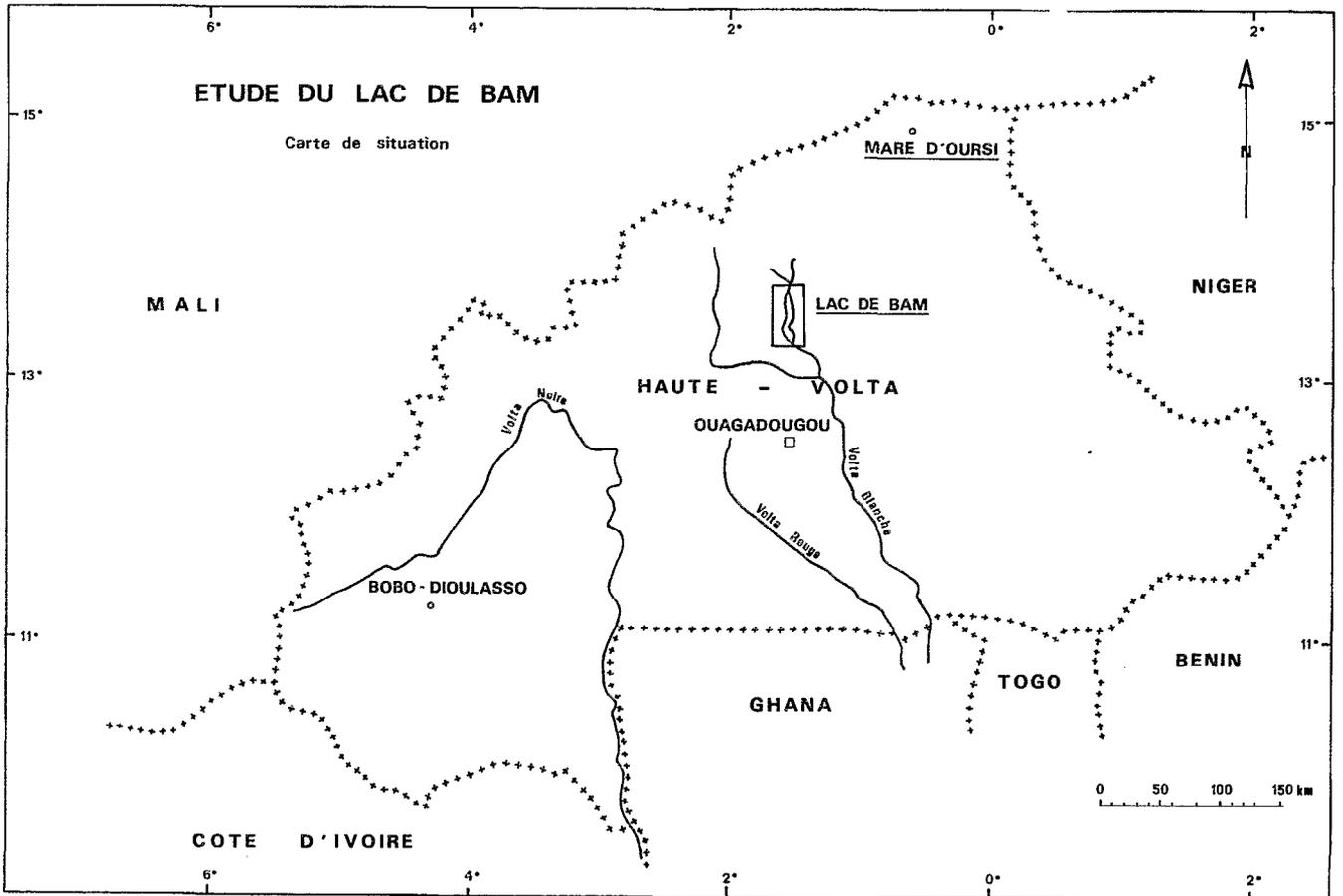


Figure n°2

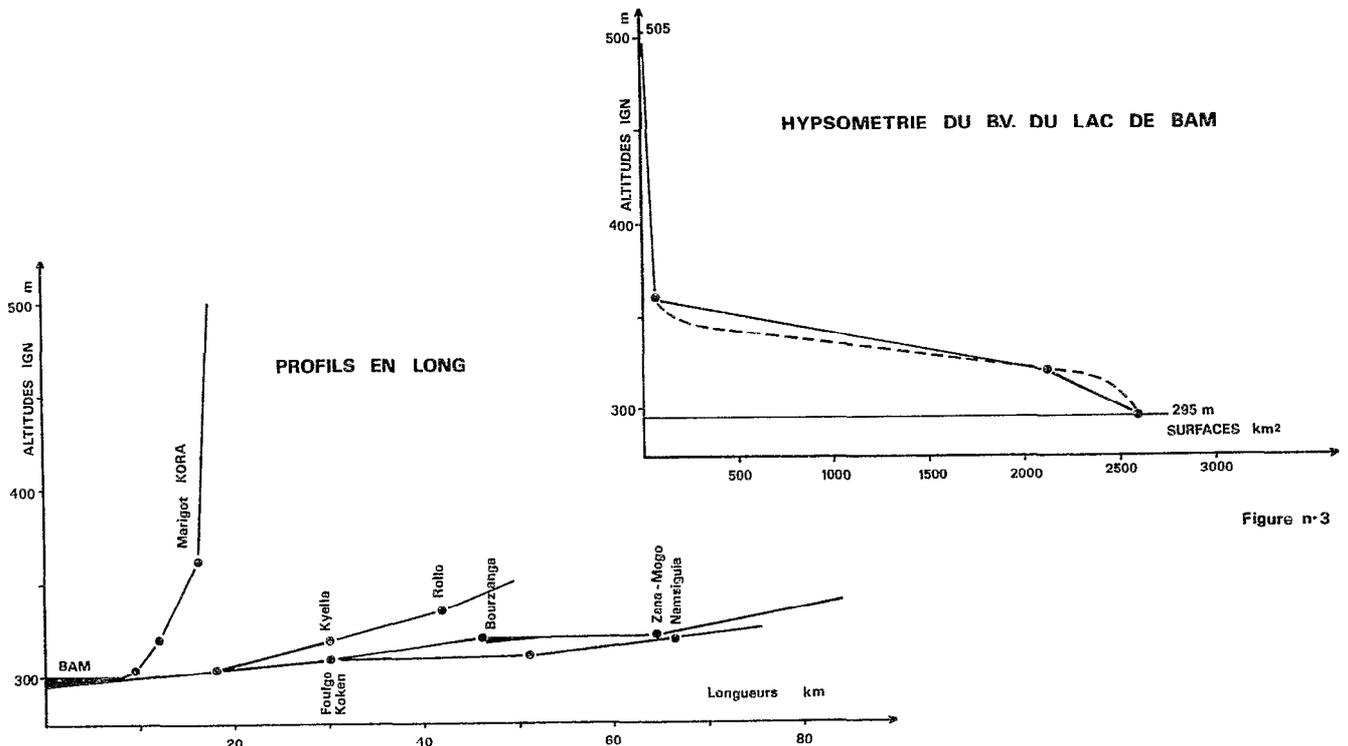


Figure n°3

Figure n°4

- Les reliefs sont caractérisés par des sols minéraux bruts, résultant directement de l'érosion, lithosols sur cuirasse ferrugineuse ou sur diverses roches. A leur pourtour se rencontrent des sols fersiallitiques peu évolués, sols ferrugineux tropicaux peu lessivés à drainage interne limité en profondeur. Ces sols se développent sur un matériel éolien ou en association avec des matériaux gravillonnaires dans le Nord, et sur des associations de sols bruns eutrophes sur matériaux argileux issus de roches basiques dans le Centre et le Sud du bassin.

- Mais la majeure partie du bassin est couverte de sols peu évolués et non climatiques, d'érosion sur matériau gravillonnaire en association avec des lithosols sur cuirasse ferrugineuse ou plus rarement en association avec des sols ferrugineux lessivés sur matériel argilo-sableux.

- Sur de grandes étendues les bas-fonds sont recouverts de sols hydromorphe peu humifères à pseudo-gleys structurés sur matériaux argilo-sableux à argileux issus des schistes et peu lessivés, ou encore implantés sur sables éoliens ou sur sables fins argileux. Au contact immédiat de ces sols, dans le Sud-Est du bassin on trouve quelques sols ferrugineux tropicaux, lessivés à taches et concrétions développés sur matériaux argilo-sableux associés à des sols gravillonnaires, ainsi que des sols bruns eutrophes vertiques, appartenant à la famille des sols à MULL (BOULET, 1965), associés à d'autres sols ferrugineux peu lessivés sur sables éoliens.

- Enfin l'extrême Nord du bassin montre les premiers sols halomorphes à structure dégradée. Ce sont des sols à alcali lessivés, des solonetz à structure en colonnettes, le plus souvent associés à des sols gravillonnaires.

L'hydrodynamique superficielle des différents sols du bassin versant du lac de BAM est originale mais caractéristique de ces latitudes soudano-sahéliennes. Elle a pu être précisée grâce aux missions du gros simulateur de pluie (COLLINET, LAFFORGUE, 1979). En règle générale les sols se révèlent particulièrement aptes au ruissellement. C'est le cas notamment des sols hydromorphes des bas-fonds et de la périphérie du lac de BAM qui se révèlent pratiquement imperméables lorsque leurs fentes de retrait sont comblées. Les sols bruns eutrophes ont un comportement similaire. Les différents glacis de moyen versant présentent aussi une aptitude au ruissellement très marquée, sauf lorsque leurs phases gravillonnaires ou graveleuses deviennent assez importantes pour favoriser l'infiltration. Par contre les hauts de pentes recèlent souvent des discontinuités correspondant à des zones d'infiltration préférentielles, là où s'est effondrée la cuirasse ou lorsque la roche en place est abondamment fissurée, sans terrain de couverture assez épais. Les sols du bassin amont, largement pénéplainés, sont souvent recouverts de dépôts alluviaux ou éoliens. En général à prédominance sableuse ces sols ont une importance suffisante pour favoriser l'infiltration pour autant que le front d'infiltration n'atteigne point les horizons sous-jacents toujours plus imperméables. Ces placages sableux ont alors une action qui renforce celle des faibles reliefs de cette partie amont pour retarder le ruissellement. Ces sols restent cependant susceptibles d'un ruissellement considérable et généralisé lorsqu'ils sont portés à saturation lors d'épisodes pluvieux importants.

Végétation

L'ensemble du bassin appartient au domaine des savanes arborées fortement marquées d'influences anthropiques anciennes et modernes, l'homme ayant ajouté aux facteurs climatiques et édaphiques une sélection des espèces utiles, alimentaires (Karité, *Poupartia birrea*, Tamarinier), restauratrices de la fertilité du sol (*Faidherbia*) ou encore utilisées comme bois de chauffe.

La savane à Karité peuple les vallées des régions granitiques à sols kaoliniques du Nord où elle coïncide avec les cultures et les jachères. Au Karité sont associés *Faidherbia*, Tamarinier, *Acacia adstringens*, Baobab, *Poupartia birrea*, et vers le Sud lorsque l'on atteint les zones à pluviométrie supérieure à 700 mm apparaissent les premiers *Kaya senegalensis*. Vers le Nord le Karité disparaît progressivement remplacé par *Poupartia birrea*. La sous-strate arbustive comporte des espèces très ubiquistes : *Guirea senegalensis*, *Boscia senegalensis*, *Ziziphus mauritania*, *Bohinia reticulata*. Au contraire l'apparition de *Combretum micranthum* et *Pterocarpus lucens* demeure en général associée aux sols à horizon gravillonnaire marqué. Le tapis végétal est mixte, à dominance fréquente d'*Andropogon gayanus* (vivaces), avec aussi *Eragrostis tremula*, *Pennisetum pedicellatum*, *Andropogon pulchellum* et *Crenium elegans* (annuelles).

La savane parc à *Faidherbia* constitue le paysage végétal caractéristique de la plupart des vallées des régions à roches gneissiques et granitiques anciennes du faciès dit "Birrimien" du Sud du bassin versant. Au *Faidherbia*, largement dominant, sont associés Karité, *Parkia biglobosa*, Tamarinier ; *Kaya senegalensis* et *Ficus* apparaissent le long des axes de drainage, donnant en association avec les espèces précédentes des peuplements hauts et denses. C'est ainsi que le lac de BAM aurait encore été entouré au début du siècle par des formations arborées relativement denses de composition voisine des galeries forestières actuellement plus méridionales.

Les steppes et savanes arbustives apparaissent, souvent assez brutalement, lorsque l'on remonte vers le Nord, conférant alors au paysage un aspect sahélien caractéristique. Dans ces formations la strate arbustive est dominée par *Balanites aegyptiana* et *Poupartia birrea*. Mais diverses espèces des savanes arborées persistent loin vers le Nord avec un port d'arbuste ou, conservant leur taille, mais alors de façon isolée et peu fréquente (Baobabs) s'il ne s'agit pas de peuplements d'origine anthropique. Sur les surfaces cuirassées à recouvrement gravillonnaire et sur les sols à horizon gravillonnaire épais proche de la surface, apparaît le "bush", caractérisé par la dominance de *Pterocarpus lucens* qui donnera plus au nord naissance à une formation végétale typiquement sahélienne nommée "brousse tigrée".

**LEGENDE de la CARTE PEDOLOGIQUE du BASSIN VERSANT
du LAC de BAM**

d'après rapport R. BOULET carte pédologique de reconnaissance
de la République de Haute-Volta centre nord

SOLS MINERAUX BRUTS

SOLS MINERAUX BRUTS NON CLIMATIQUES
SOLS MINERAUX BRUTS D'EROSION
LITHOSOLS



Sur cuirasse ferrugineuse



Sur roches diverses

SOLS PEU EVOLUES

SOLS PEU EVOLUES NON CLIMATIQUES
SOLS PEU EVOLUES D'EROSION

SOLS REGIQUES

SUR MATERIAU GRAVILLONNAIRE



Association à lithosols sur cuirasse ferrugineuse



Association à sols ferrugineux lessivés (ou appauvris) sur matériau argilo-sableux

SOLS A MULL

SOLS A MULL DES PAYS TROPICAUX
SOLS BRUNS EUTROPHES TROPICAUX
SOLS BRUNS EUTROPHES VERTIQUES



Association à sols ferrugineux peu lessivés sur sables éoliens

SOLS FERRUGINEUX TROPICAUX

SOLS FERRUGINEUX TROPICAUX
SOLS FERRUGINEUX TROPICAUX NON OU PEU LESSIVES
SOLS FERRUGINEUX TROPICAUX PEU LESSIVES A DRAINAGE INTERNE LIMITE EN PROFONDEUR



Association à sols gravillonnaires



Sur sables éoliens (Erg ancien)



Association à sols bruns eutrophes sur matériau argileux issu de roches basiques

SOLS FERRUGINEUX TROPICAUX LESSIVES (OU APPAUVRIS)

SOLS FERRUGINEUX TROPICAUX LESSIVES A TACHES ET CONCRETIONS
SUR MATERIAU ARGILO-SABLEUX



Association à sols gravillonnaires

SOLS HALOMORPHES

SOLS HALOMORPHES A STRUCTURE DEGRADEE
SOLS ALCALI LESSIVES
SOLONETZ A STRUCTURE EN COLONNES DE L'HORIZON B



Association à sols gravillonnaires

SOLS HYDROMORPHES

SOLS HYDROMORPHES PEU HUMIFERES A PSEUDOGLEY
SUR MATERIAU ARGILO-SABLEUX A ARGILEUX ISSU DE SCHISTES
ARGILEUX (BIRRIEMEN) OU DE MATERIAU D'ALTERATION ANCIEN



Association à sols ferrugineux peu lessivés sur sables éoliens ou sur sables fins argileux



Association à sols bruns eutrophes sur matériau argileux



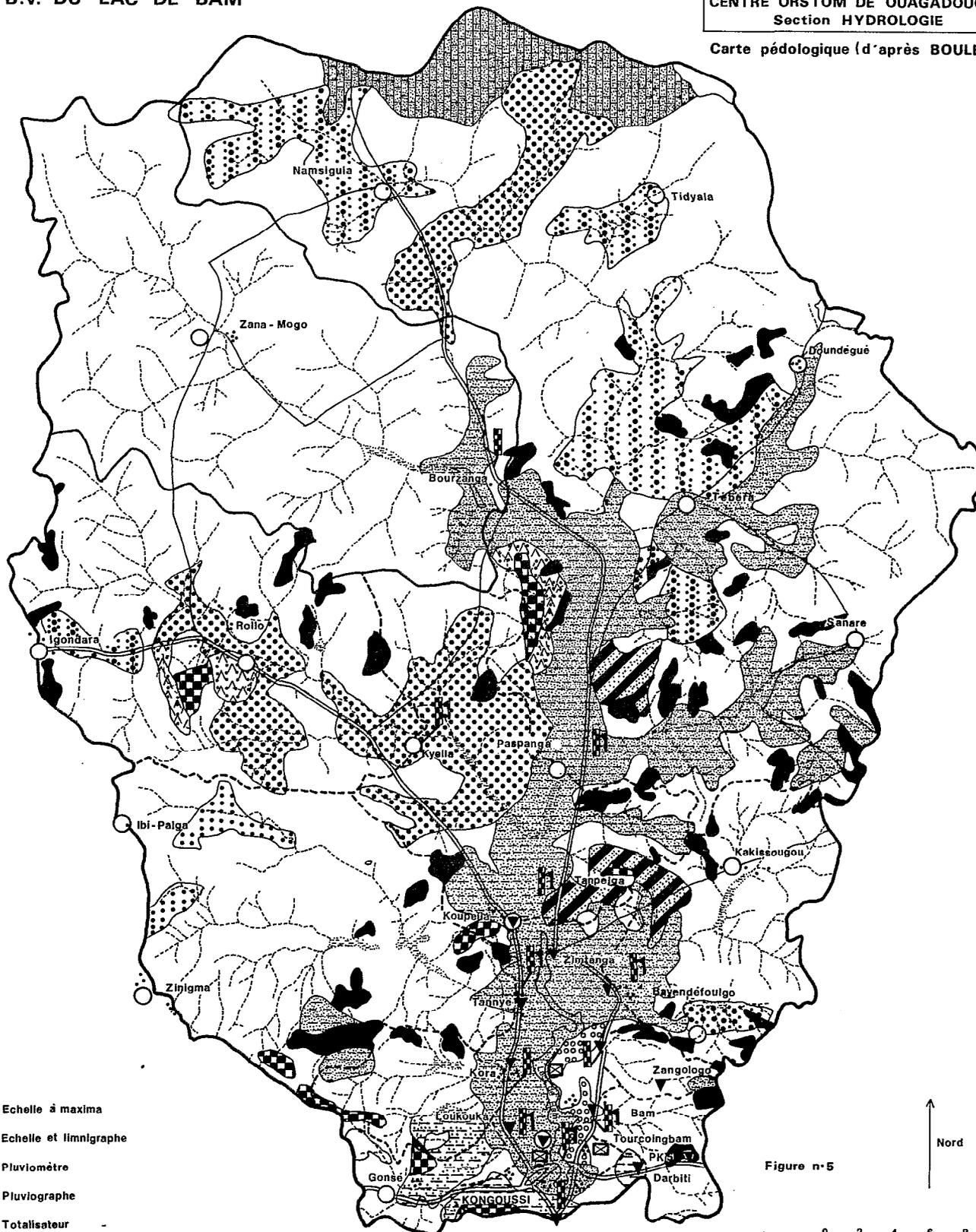
Association à sols bruns eutrophes sur matériau argileux
et à sols ferrugineux peu lessivés sur sables éoliens ou sur sables fins argileux

Notice n°6

B.V. DU LAC DE BAM

CENTRE ORSTOM DE OUAGADOUGOU
Section HYDROLOGIE

Carte pédologique (d'après BOULET)



- ▣ Echelle à maxima
- ▣ Echelle et limnigraphe
- ▼ Pluviomètre
- Pluviographe
- Totalisateur
- ▣ Station météorologique

Figure n°5

0 2 4 6 8 10km

Nord

1.1.1.1.2. LE LAC DE BAM

Origines géomorphologiques

Le lac de BAM moderne est d'origine récente puisqu'une tradition orale que nous avons recueillie conserve le souvenir de sa formation :

"Une vieille femme, de la caste des "forgerons", rendit un jour visite au "naba" (chef) du village mossi de BAM. Elle lui annonça qu'elle était une sorcière réputée et redoutable et avait l'intention de s'établir dans les collines de POUNI (fig. n° 7), elle demandait aussi "assez de nourriture et de considération pour que sa vie honore longtemps le village de POUNI". Elle fut éconduite et repartit sous les huées : "Tu es forgeronne et de plus trop vieille pour que je fasse de toi l'une de mes femmes ..."

Elle s'installa cependant dans les collines de POUNI, réunit les forces occultes qu'elle contrôlait ... et la pluie se mit à tomber ! Au droit de POUNI des ruisseaux de boue barrèrent la vallée. Les eaux du marigot s'accumulaient derrière ce barrage. Les chefferies de POUNI, BAM, LOA, TANGAYE furent submergées et détruites, et le lac remontait tous les jours plus au Nord.

Le grand "naba" mossi de cette région, celui de ZIMTANGA, vint en ambassade et calma la sorcière par des présents conséquents, elle lui promit : "Tu as adouci mes vieux jours, sache que jamais le lac n'atteindra ZIMTANGA".

Tradition orale mossi de ZIMTANGA et BAM.

Les déjections des petits bassins versants très actifs, issus des collines birrimiennes de l'extrême aval du bassin, auraient donc barré la vallée à l'emplacement du déversoir actuel. Cela a dû en fait se reproduire plusieurs fois et le lac fut certainement longtemps épisodique : certaines périodes pluvieuses, de plus en plus espacées, provoquaient sur l'ensemble des 2.700 km² du bassin des ruissellements généralisés assez importants pour engendrer une crue capable de faire sauter le verrou aval, supprimant le lac ou en réduisant tout au moins considérablement la surface, avant que de nouveaux transports solides en provenance des bassins de l'aval n'en reconstituent le seuil.

Au cours des années 20 un premier radier submersible sommaire aménageait ce seuil ; il sera rehaussé et sans doute fixé définitivement par un déversoir bétonné en 1963. Il faudra alors attendre la crue d'Août 1974 pour assister au premier déversement.

Bathymétrie

On a vu que le lac épouse les formes de l'ancien lit du marigot qui draine le bassin versant et celles de l'extrême aval de quelques affluents importants. La profondeur du lac est remarquablement constante, mais les fonds remontent dans les secteurs où les apports des affluents latéraux ont été particulièrement importants, ce qui provoque en basses eaux le morcellement du lac en une chaîne de mares, bien avant leur complet assèchement. Le premier document précis de bathymétrie est le relevé au 1/25 000 (PABST ans partners, 1963) (fig. n° 8), où figurent trois courbes bathymétriques aux cotes IGN 298, 299 et 299,5 m.

Elles fournissent par planimétrage les trois premiers points de la courbe bathymétrique. Nous disposons aussi de deux ensembles de photos aériennes IGN datées auxquelles il est possible de faire correspondre une cote du lac à l'échelle ORSTOM :

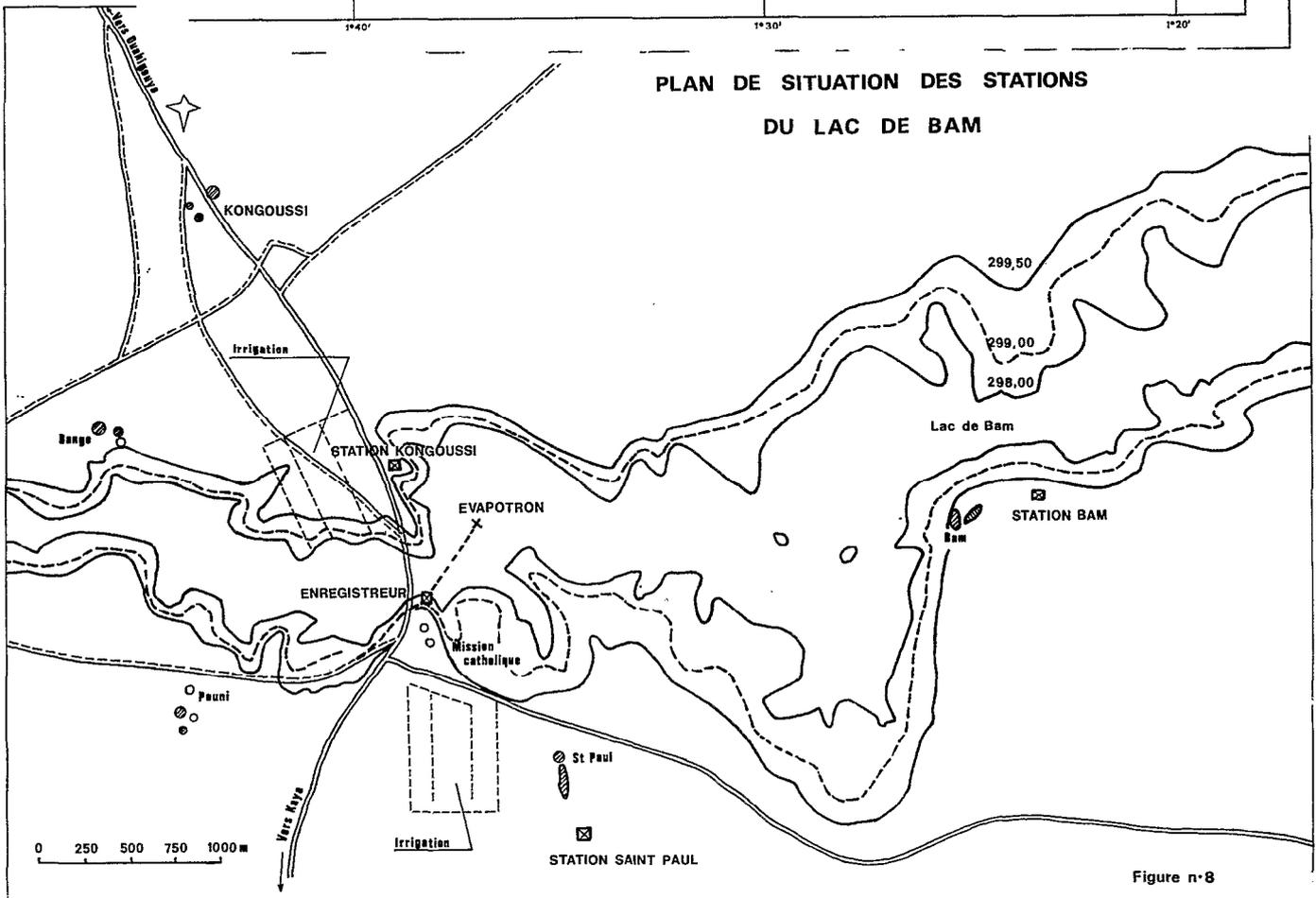
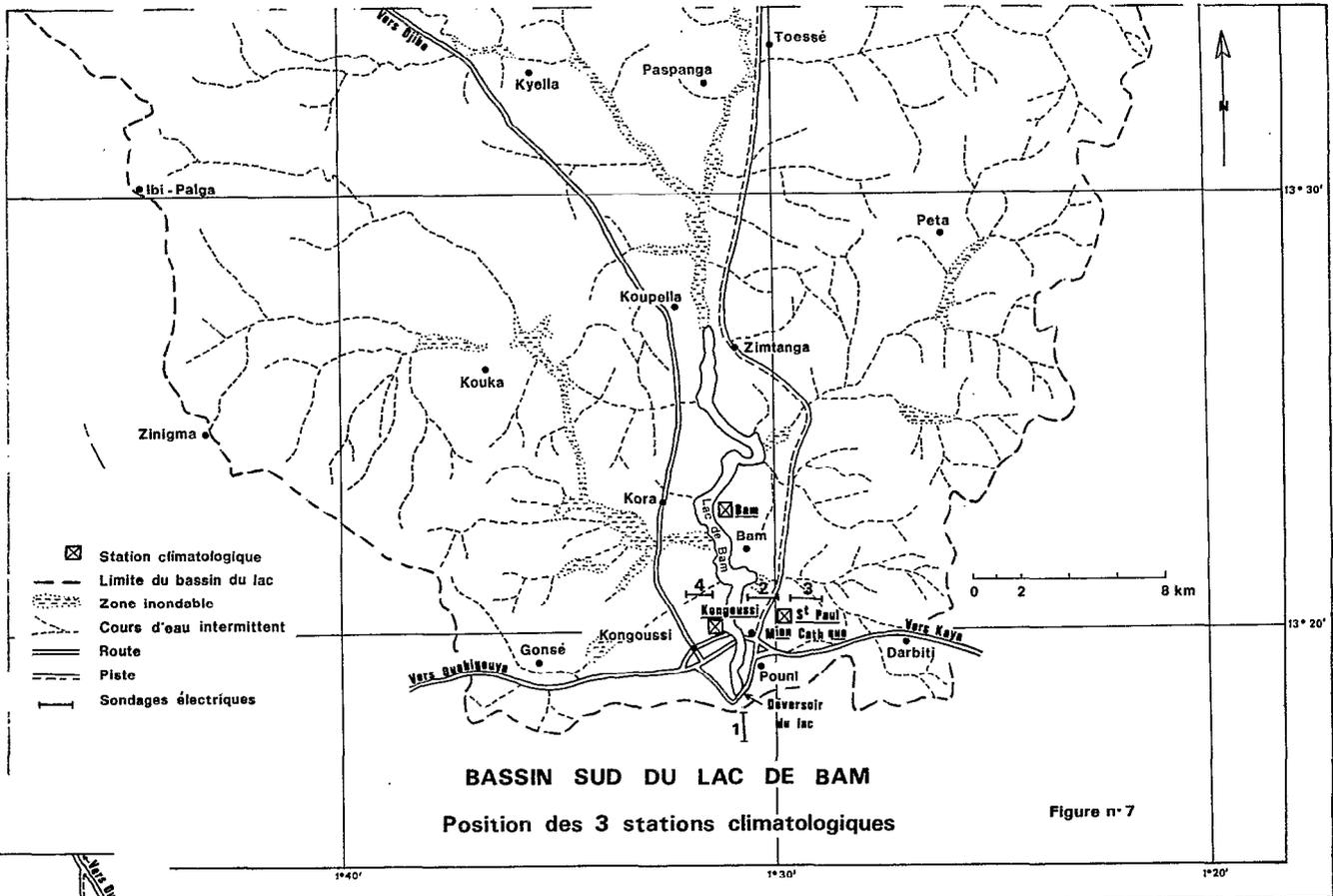
- mission IGN du 10.11.1955 - cote lac à l'échelle ORSTOM 2,10 m
- mission IGN du 20.11.1972 - cote lac à l'échelle ORSTOM 3,425 m.

Après reconstitution de l'échelle exacte de ces photos par repérage de points singuliers identifiables sur les photos IGN et la carte IGN au 1/200 000, et planimétrage, nous disposons donc de deux nouveaux points de la courbe bathymétrique.

Enfin le 8.08.74, lors d'une crue exceptionnelle du lac une couverture aérienne fut effectuée (POUYAUD, 1974). Cette couverture aérienne est constituée de photos obliques, car le plafond nuageux interdisait des photos verticales ; ces éléments, reportés sur les photos aériennes du 20.12.72, permettent d'évaluer la surface du lac en crue à la cote exceptionnelle de 4,75 m à l'échelle ORSTOM. Nous avons rassemblé ces surfaces diversement obtenues dans le tableau n° 1 ci-dessous :

Origine de la mesure	Cote IGN	Cote échelle ORSTOM	Surface correspondante
Nivellement PABST	IGN 298	ORSTOM 2,80	10,1 km ²
"	IGN 299	ORSTOM 3,80	17,7 km ²
"	IGN 299,5	ORSTOM 4,30	24,2 km ²
Photo IGN 10.11.55		ORSTOM 2,10	6,9 km ²
Photo IGN 20.12.72		ORSTOM 3,425	14,6 km ²
Photos ORSTOM 08.08.74		ORSTOM 4,75	29,8 km ²

Tableau n° 1 : Bathymétrie du lac de BAM - Sources IGN et ORSTOM



Ces différentes mesures permettent de tracer la courbe bathymétrique de la retenue (fig. n° 9). Après intégration en fonction des cotes à l'échelle et lissage des résultats bruts, on obtient la courbe de remplissage du lac de BAM (fig. n° 10) exprimée en millions de m³ pour une cote donnée (références IGN ou échelle ORSTOM).

Il subsiste une imprécision notable sur le volume du lac pour les cotes élevées de la retenue. Ceci provient de la pente appréciable de la surface du lac en crue. Tout le système hydrographique est alors en eau et il serait illusoire de vouloir distinguer la fin du lac et le début de ce qui théoriquement devrait être le tributaire principal. La courbe de remplissage et la courbe bathymétrique permettent également d'estimer les variations du volume stocké correspondant à une variation de 1 cm de la hauteur d'eau pour toute l'amplitude de montée du lac. Ces résultats sont rassemblés dans le tableau n° 2 qui permet de chiffrer rapidement les gains et les pertes en volume qui correspondent à une faible variation de niveau, ou inversement la variation de niveau induite par un prélèvement dû par exemple à un pompage.

Cote à l'échelle m	Volumes stockés M.m ³	Variations de volume stocké M.m ³ .cm ⁻¹
0,00	0,225	0,0095
0,50	0,875	0,0160
1,00	1,975	0,0270
1,50	3,900	0,0435
2,00	6,500	0,0610
2,50	10,47	0,0875
3,00	15,42	0,1070
3,50	21,57	0,1440
4,00	30,62	0,2010
4,50	42,27	0,2515

Tableau n° 2 : Variation du volume stocké par cm de cote pour une cote donnée.

Il ne faut cependant pas espérer une trop grande précision de ces chiffres puisque les lectures sont rendues très imprécises par l'important batillage dû aux vagues, mais surtout aux phénomènes de seiches causés par le vent ou des apports inégalement répartis à la périphérie du lac.

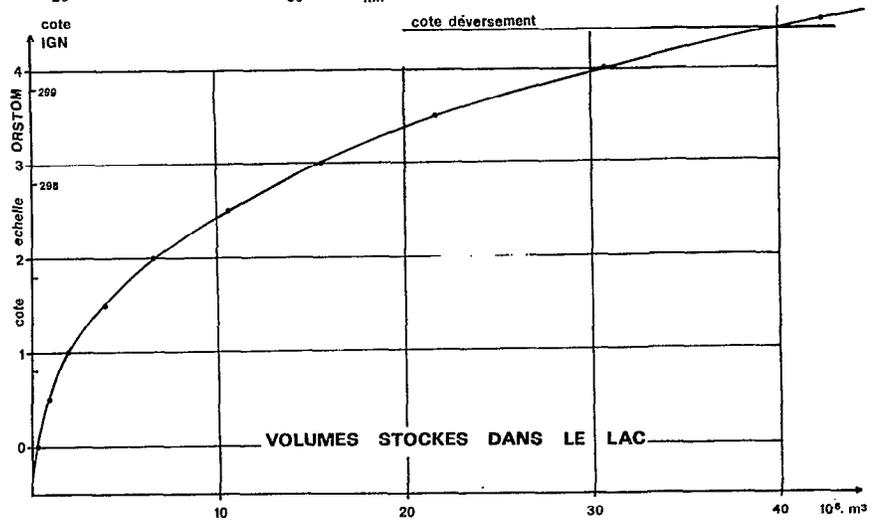
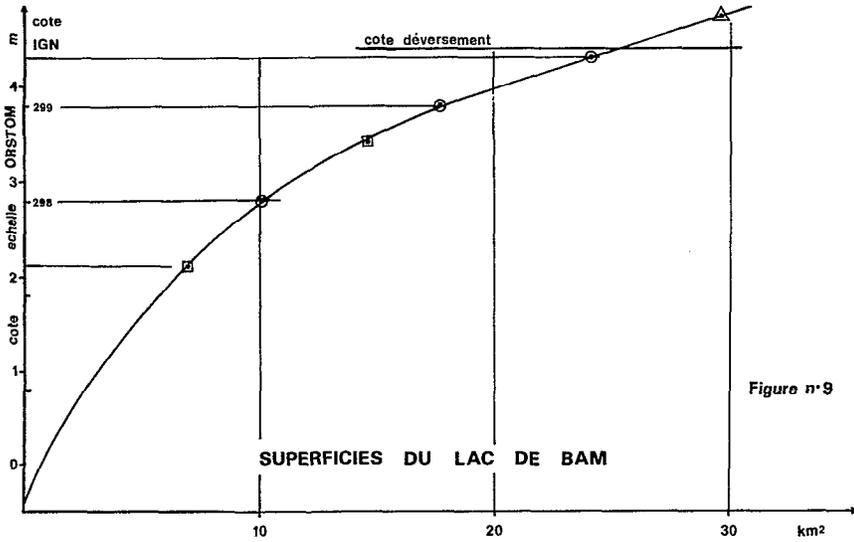
On aura pu remarquer la faible profondeur du lac qui joue un rôle certain sur l'importance de l'évaporation du lac. Cette caractéristique est commune à la plupart des réservoirs naturels ou artificiels du Sahel, et le lac de BAM est bien représentatif sous cet angle de la situation la plus courante.

Hydrogéologie du voisinage du lac de BAM

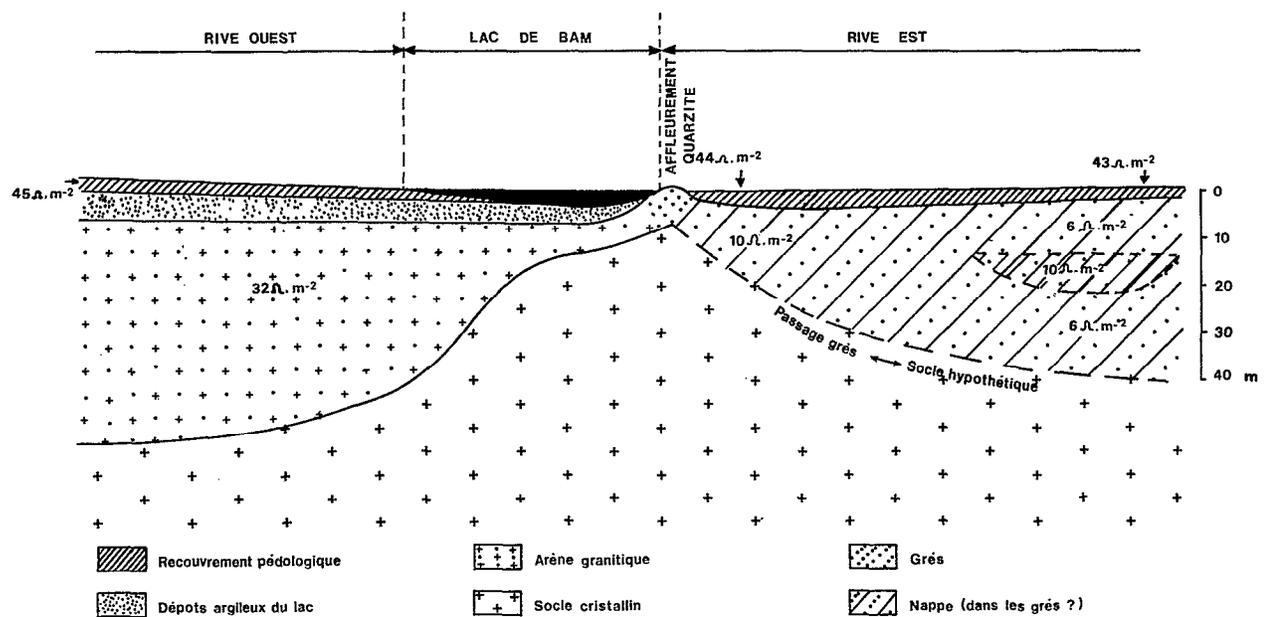
KLEIN (1966) relève les niveaux piézométriques des puits forés dans la partie aval du lac, autour de KONGOUSSI à l'Ouest et autour de POUNI à l'Est (fig. 7 et 8). Il conclut que la nappe n'est en aucune manière alimentée par le lac dont la cuvette serait parfaitement colmatée par une couche d'alluvions argileuses. La nappe est à une profondeur variant de 10 à 15 m.

Toutefois en 1973 et surtout 1974 il apparaît après chaque nouvelle crue importante une baisse du plan d'eau beaucoup plus rapide que ne pourrait l'expliquer la seule évaporation. Il semble bien néanmoins que cela corresponde plutôt à une humectation des couches supérieures des terrains nouvellement recouverts, qu'à une effective infiltration profonde continue, puisque le niveau de la nappe phréatique des puits n'évolue ni rapidement ni de façon considérable, ce que prouvent les observations malheureusement peu précises effectuées lors de l'hivernage 1974 au voisinage immédiat du lac. Les essais au gros simulateur de pluie (COLLINET, 1974) sur les sols hydromorphes du pourtour du lac, notamment à POUNI, ont fait la preuve de leur imperméabilité. Alors que la hauteur cumulée des pluies simulées s'élevait après une semaine d'averses sur parcelles à plus de 800 mm, des sondages à la tarière montraient que le front d'humectation atteignait seulement une profondeur de 10 à 20 cm.

Des informations, recueillies auprès des villageois de ZIMT'ENGA, confirment l'hypothèse du colmatage quasi parfait du fond du lac : ces villageois ont en effet coutume de forer des puisards dans le lac après son complet assèchement. Ils prétendent alors creuser plusieurs mètres dans du sol sec avant de foncer brutalement un horizon phréatique, l'eau envahissant alors le puit en y remontant de quelques mètres. Cela indiquerait la présence d'une nappe profonde captive en certains endroits.



ESQUISSE HYDROGEOLOGIQUE DE LA CUVETTE DU LAC DE BAM



En fin de saison sèche 1973, quatre sondages électriques furent effectués par une équipe ORSTOM de DAKAR (PION, CARN, 1973) (cf. fig. n° 7) :

- Le premier à l'aval du déversoir et sur l'axe approximatif de l'émissaire, a permis de situer le socle (vraisemblablement de la quartzite) à une trentaine de mètres de profondeur.

- Les deuxième et troisième profils en rive Est du lac, à la hauteur du village de SAINT PAUL, ont situé le socle (vraisemblablement de la quartzite également) à 10 m de profondeur pour le sondage le plus proche du lac et à 50 m pour le plus éloigné.

- Le quatrième sondage en rive Ouest du lac, vis-à-vis des deux précédents, indique le socle (vraisemblablement une roche cristalline) à environ 60 m.

L'interprétation géophysique de ces sondages en termes de résistivité des aquifères, considérées comme la somme de la roche matrice et de l'eau souterraine, est difficile et hasardeuse, vu le petit nombre de résultats disponibles. On peut seulement avancer à titre indicatif les éléments suivants :

- Il existe vraisemblablement deux nappes sur deux substratum différents avec une séparation coïncidant avec l'axe du lac, l'ancien marigot ayant initialement emprunté la zone de faiblesse que constituait cette séparation.

- La nappe située à l'Est du lac, au-dessus des grès quartziteux ou dans leur altération peut être intéressante (ρ évoluant de 5 à 10 $\Omega \cdot m^{-2}$).

- La nappe de l'Ouest du lac dont les résistivités de l'ordre de 15 $\Omega \cdot m^{-2}$ traduisent une matrice granitique, serait moins intéressante.

Une étude géophysique plus ample serait nécessaire pour préciser ces premiers résultats qui montrent néanmoins la discontinuité entre les eaux du lac et celles des nappes phréatiques voisines. Cette étude sommaire a néanmoins permis une esquisse hydrogéologique de la cuvette du lac de BAM (fig. n° 11).

1.1.1.1.3. EQUIPEMENT HYDROPLUVIOMETRIQUE (fig. n° 12)

Le lac de BAM avait bénéficié à l'origine de l'étude d'un équipement hydropluviométrique très conséquent. On escomptait alors déterminer les apports ruisselés au lac par la connaissance de l'hydraulicité des principaux affluents latéraux et de l'affluent amont principal. On espérait aussi pouvoir relier ces apports à la pluviométrie mesurée sur l'ensemble du bassin versant.

Équipement hydrométrique

Bassins amont

L'équipement des sections de jaugeage du bassin amont se compose des installations suivantes :

- une échelle limnimétrique au lac de BOURZANGA, contrôlant le bassin Nord-Ouest, aux déversements très épisodiques ;
- un limnigraphe à PASPANGA pour le bassin Nord et Nord-Ouest ;
- un limnigraphe à KYELLA pour le bassin Ouest.

Les stations de KYELLA et PASPANGA ne sont pas univoques, puisque la courbe de remou du lac de BAM les atteint en très hautes eaux du lac. Elles ne sont pas non plus stables dès que la végétation se développe dans les bas-fonds. Les radiers constituant les seuils matérialisant les sections se sont également dégradés en cours d'étude. Néanmoins un certain nombre de jaugeages, notamment en basses eaux, existent, mais ne permettent pas de tracer une courbe d'étalonnage susceptible de permettre l'évaluation des volumes apportés.

Bassins latéraux

Les quatre bassins latéraux principaux sont contrôlés par des limnigraphes :

- les limnigraphes de TANNYE et LOULOUKA à l'Ouest ;
- les limnigraphes de BAYENDEFOLGO et BAM à l'Est.

Deux bassins latéraux secondaires sont équipés d'échelles à maxima :

- les échelles à maxima de KORA à l'Ouest et de LOA à l'Est.

Toutes ces stations sont mal étalonnées car instables, non univoques et prises dans la courbe de remou du lac en hautes eaux.

B.V. DU LAC DE BAM

POBE ▼

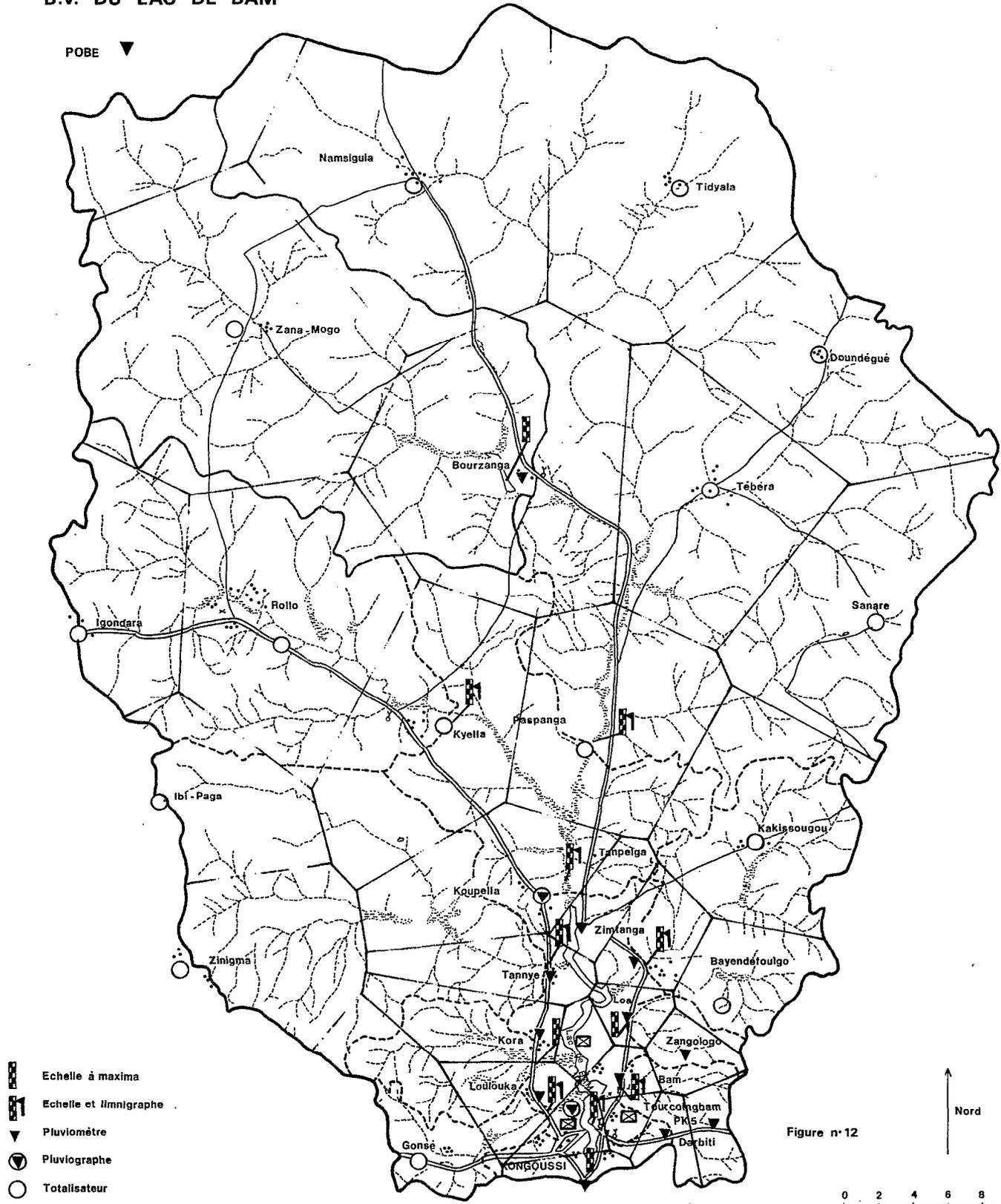


Figure n° 12

Equipement pluviométrique - Coefficients de THIESSEN

Lac de BAM

Les fluctuations du plan d'eau du lac de BAM sont repérées par deux limnigraphes : celui de KOUPELLE à l'extrême amont du lac, et celui dit du LAC-DIGUE, situé sur la digue submersible unissant KONGOUSSI et TOURCOINGBAM. Une échelle limnimétrique double le limnigraphe de la digue et constitue l'échelle de référence de l'ensemble du dispositif hydrométrique à laquelle sont rattachées toutes les observations limnimétriques concernant le lac de BAM. Cette échelle est rattachée au nivellement général de l'IGN. Une échelle limnimétrique secondaire équipe le déversoir du lac.

Historique de l'échelle limnimétrique du lac de BAM

Un rapport de tournée au lac de BAM d'un administrateur (PEZIN, 1954) fait remonter à 1929 la tenue d'archives hydrologiques par la mission catholique de TOURCOINGBAM. En fait nous avons pu consulter nous même ces archives hydrologiques qui donnent des renseignements d'ordre hydrologique entre autres dès 1924 (diacre de la mission de TOURCOINGBAM, période 1924-1946). Cela nous a permis de reconstituer la chronique de l'hydraulicité du lac de BAM (POUYAUD, 1975) de cette époque à nos jours, apparemment sans trop de lacunes, en particulier en ce qui concerne les assèchements (avec leurs dates), les déversements, mais également quelques valeurs des évaporations en saison sèche. On en trouvera plus loin les résultats.

La cote d'assèchement à cette 1ère échelle, dite de la mission catholique, est à la cote 0,00 et la cote de déversement est voisine de 4,00 m (ce qui correspondrait environ à la cote 4,30 de l'échelle ORSTOM, sans que l'on sache s'il s'agit du début du déversement ou plutôt de la cote correspondant à un déversement important en cours).

La deuxième échelle est l'échelle ORSTOM actuelle installée en juillet 1955 en rive Ouest. Son zéro est à la cote IGN 295,20 m (rattachement PABST and Partner déjà cité, 1963). Le limnigraphe dit du Lac-Digue est érigé le 12 Juin 1966. Une échelle au même zéro doublant l'échelle Ouest, est installée en 1973 en rive Est à proximité de la station nouvellement construite par l'ORSTOM pour l'EVAPOTRON. En fait les relevés ne sont satisfaisants et continus qu'à compter de 1965 avec l'arrivée de l'ORSTOM, quoique l'échelle date bien de 1955. En revanche les déversements et assèchements dès cette date sont connus. La cote de déversement au nouveau radier bétonné (PABST, 1963) est d'environ 4,41 m à cette échelle digue. Avant la fixation du seuil le déversement commençait dès 3,80 m à l'échelle digue.

Le détail de cet historique hydrologique du lac de BAM justifie les chiffres qui viennent d'être avancés (POUYAUD, 1975).

Etalonnage du déversoir

L'hivernage 1974 vit, pour la première fois depuis sa construction en 1965, fonctionner le déversoir. Les dimensions de la section de jaugeages dépassent 250 m et rendent les mesures de débit très délicates, d'autant que l'épaisseur de la lame d'eau déversante reste peu importante. A la suite de la crue on a pu noter l'élévation progressive du seuil sous l'effet de l'humectation progressive des argiles gonflantes sous-jacentes. Une courbe moyenne d'étalonnage a pu être réalisée sur la base de 12 jaugeages bien répartis, réalisés en 1974 et 1975. Elle devait se révéler satisfaisante.

Équipement pluviométrique (fig. 7 et 12)

L'équipement pluviométrique du bassin du lac de BAM s'avérait à l'origine très important avec l'installation en 1966 d'un réseau d'une vingtaine de pluviographes sur la totalité du bassin, que complétait un deuxième réseau d'une quinzaine de pluviomètres journaliers à la périphérie du lac lui-même. Mais lorsque les espoirs de corrélérer de façon suffisamment précise les événements pluvieux mesurés en ces 35 points et les apports au lac se furent révélés vains, on réduisit la couverture pluviométrique à des dimensions plus facilement exploitables.

De 1972 à 1976 l'équipement pluviométrique se compose des éléments suivants :

Bassin versant du lac de BAM

Un ensemble de 15 totalisateurs pluviométriques relevés annuellement (et d'ailleurs inaccessible durant l'hivernage) remplace le réseau de pluviographes.

Périphérie du lac de BAM

Une batterie de 13 pluviomètres journaliers, de 2 pluviographes journaliers (dans les stations météo du Sud du lac) et 1 pluviographe hebdomadaire (KOUPELLE au Nord du lac) permettent de connaître précisément la hauteur de pluie moyenne correspondant à chaque averse.

Stations météorologiques

Celles de BAM et KONGOUSSI sont sommairement équipées d'un pluviomètre journalier et d'un pluviographe. Celle de SAINT PAUL permet l'observation complète des pluviométries à 1,5 m - 0,47 m - 0,10 m et au sol (type SNOWDON).

Stations du réseau pluviométrique ASECNA

Deux stations du réseau pluviométrique national voltaïque sont situées sur le bassin : TOURCOING BAM (exploitée depuis 1927 par la mission catholique) et BOURZANGA. Un troisième pluviomètre du même réseau ASECNA se trouve en bordure Nord-Ouest du bassin à la station de POBE.

D'autres pluviomètres ont été suivis de façon plus ou moins épisodique sur le bassin versant par différents organismes de développement agronomique (SCOOBAM, Société Coopérative de BAM, et I.R.C.T., Institut de Recherches sur les Cotons et Textiles). Mais ces pluviomètres ne fonctionnent que pendant la période "agronomique", et donnent donc des totaux pluviométriques annuels tronqués en cas de pluies hors saison "agronomique".

Un coefficient barycentrique est affecté à chacun de ces postes pluviométriques par la méthode de THIESSEN qui permet le calcul de la pluie moyenne sur chacun des bassins et des sous bassins. La pluie moyenne sur le lac est directement fournie par la moyenne arithmétique des indications des 10 pluviomètres riverains, ce que rend acceptable la largeur du lac toujours inférieure à 1 km. La figure 12 représente les implantations de ces pluviomètres et pluviographes ainsi que les surfaces afférentes au sens de THIESSEN.

1.1.1.4. ETUDE DE LA PLUVIOMETRIE

Le poste pluviométrique de TOURCOING BAM est exploité depuis 1927 par la Mission Catholique de TOURCOING BAM. Situé à proximité de l'extrémité Sud du lac, en rive Est, sur l'épaulement rocheux où fut érigée la Mission, ce poste pluviométrique est représentatif et nous permettra de caractériser plus précisément la pluviométrie régionale.

Pluviométrie annuelle, mensuelle et journalière

Les années 1935, 36, 37 et 38 sont malheureusement inexploitable. Les résultats sont alors donnés en cm³ d'eau recueillie, mais ne peuvent convenir à une bague réceptrice de 400 ou même 314 cm². Nous ne disposons donc que d'un échantillon de 49 années complètes qui sont regroupées dans le tableau n° 3.

Pluviométrie annuelle (fig. n° 13)

La pluviométrie moyenne interannuelle est de 691 mm, l'ajustement à une loi de GAUSS normale est très satisfaisant (fig. n° 14), l'écart type σ étant de 149,4 mm. Nous avons calculé avec cet ajustement les pluviométries annuelles de récurrences données :

- cinquantenaire sèche	385 mm
- décennale sèche	499 mm
- médiane	691 mm
- décennale humide	883 mm
- cinquantenaire humide	997 mm

Le graphe des pluviométries annuelles cumulées (fig. n° 15) ou le calcul des moyennes inter-annuelles glissantes sur 3 ans ou plus ne sont guère significatifs ; on y observe cependant bien la période de sécheresse 1968-1973, précédée d'une série d'années à hydraulicité excédentaire de 1958 à 1966. Mais les périodes 1946-1949 et 1930-1934 apparaissent aussi également très déficitaires.

La variabilité interannuelle, exprimée par deux paramètres classiques :

- $C_v = \sigma / \text{pluviométrie moyenne} = 0,216$
- $K_3 = \text{pluviométrie décennale humide} / \text{décennale sèche} = 1,77$

n'est pas exceptionnelle pour ce régime climatique.

Pluviométrie mensuelle (fig. n° 16)

La répartition mensuelle de la pluviométrie montre une courbe nettement dissymétrique : la saison des pluies se termine généralement beaucoup plus rapidement qu'elle ne débute. L'irrégularité interannuelle entre les valeurs mensuelles de la pluviométrie est beaucoup plus grande que celle qui affecte les pluviométries annuelles, surtout pour les "mois de transition" tels que avril, mai et octobre. Mais le mois d'août, traditionnellement le plus arrosé, peut également passer d'un maximum de plus de 400 mm à un minimum de moins de 100 mm.

Tableau n° 3 : Pluviométries mensuelles et annuelles à TOURCOING BAM.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Total
1927				8	49	158	197	235	135	84	12		878
28				103	14	56	164	314	83				734
29					223	163	131	243	202	74			1066
1930				15	63	130	222	230	197				871
31					20	17	13	135	175		2		378
32				25	84	17	164	166	34	48			558
33					76	149	175	133	116	15			664
34					4	68	167	314	79	27			656
39					24	150	111	288	248	24			845
1340					72	82	308	353	164	3			962
41			5		60	153,5	200	224	147,0	24,5			814
42				43,5	66	65	278,5	275	116	20			864
43			12	3	74	77	204	178	204	28			778
44					41	85	193	316	105	105			845
45					70	130,5	206	269	230	20			925
46				7,5	6,5	140,5	172	264	144,5	16,5			751,5
47					8	72	142	201	38	19,5	8		488,5
48				8	40	87	180	109	75				499
49				26	33,5	85	38,8	223,8	60,6	14,2			481,9
1950		11,9		2,8	10,0	41,2	195,4	279,2	144,0	49,1			733,6
51				13,5	22,8	128,1	78,1	279,9	145,4	37,4	0,2		704,4
52				4,5	55,4	79,3	154,7	343,9	178,0	2,8			818,5
53			8,0	3,6	31,5	84,7	231,5	289,2	78,0	25,4	1,9		753,8
54					24,3	58,7	183,3	180,8	78,1	52,9	4,2		582,3
55			29,1	4,3	50,9	69,6	195,1	117,0	55,2	18,0		1,5	540,6
56				11,9	32,0	84,7	119,7	244,5	111,0	2,4			606,2
57				5,7	27,1	106,8	160,1	117,5	136,1	35,5			588,6
58			5,9	7,3	73,3	60,0	154,3	409,3	82,6	9,0	1,5		804,2
59	0,2	0,2		0,6	24,0	56,8	125,4	373,9	57,1	2,4			640,6
1960			0,2	11,5	37,8	99,1	214,0	144,9	141,7	9,1			658,3
61			26,3	0,2	57,5	97,1	144,5	364,9	184,7				875,2
62				0,3	40,6	75,2	134,8	274,4	208,2	2,4	20,6		756,5
63			8,5	120,5	18,9	123,2	137,5	181,5	58,4	43,4			691,9
64				0,3	16,6	70,9	187,7	242,1	91,4	12,4		11,3	630,7
65				1,9	29,1	172,2	111,9	222,4	201,8	5,4			744,7
66				3,3	47,4	194,1	105,2	208,3	76,2	61,8			696,3
67		4,2	5,8		37,4	50,0	149,3	156,9	134,0				537,6
68		3,5	2,2	25,9	87,1	99,2	238,2	137,2	120,8	41,7			755,8
69				7,8	33,1	128,5	105,3	187,8	118,1	55,4			636,0
1970				13,4	13,2	11,2	160,0	169,2	95,4	45,6			508,0
71			1,3	3,9	14,1	141,0	83,1	193,1	123,3	0,2			560,0
72				3,7	44,6	81,2	66,6	102,0	99,3	75,0			492,4
73		4,7		43,1	35,2	163,0	187,9	89,7	97,6				621,2
74			18,5	2,5	29,2	38,3	209,2	409,8	147,8	5,9			861,2
75			3,5		14,3	55,7	252,5	171,5	107,2	10,0	Kongoussi		614,7
76			4,2		79,1	65,3	161,3	108,4	113,9	53,4	St Paul		585,6
77					74,6	80,2	45,0	155,9	76,4	-			(457,5)
78			7,3	132,6	28,4	59,5	297,2	115,8	138,5	8,6			787,9
79			3,8	41,7	30,7	181,4	85,0	142,4	38,8	30,4			554,2
Moy.	tr	0,5	2,9	14,4	43,8	94,7	162,0	222,5	122,3	25,4	1,0	0,3	691,0

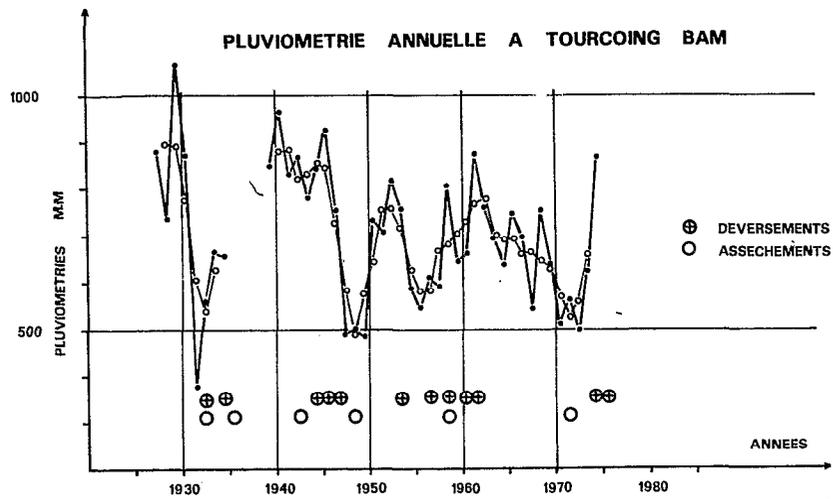


Figure n° 13

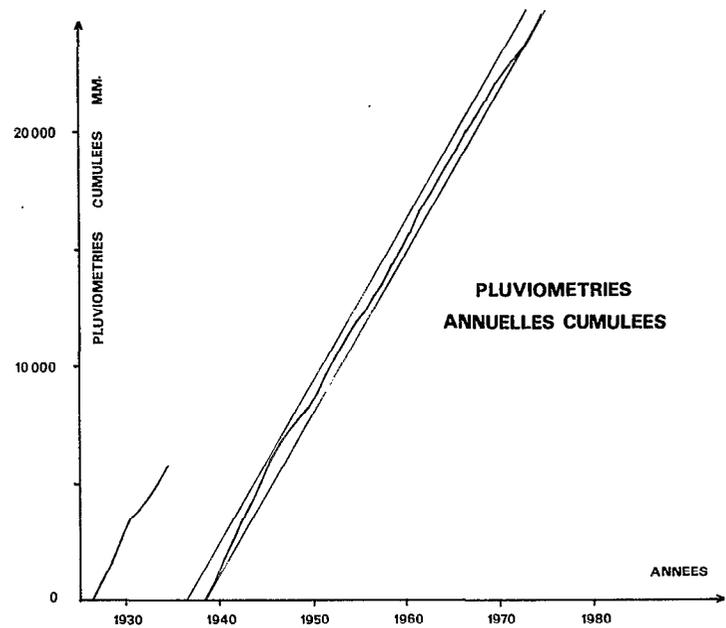


Figure n° 15

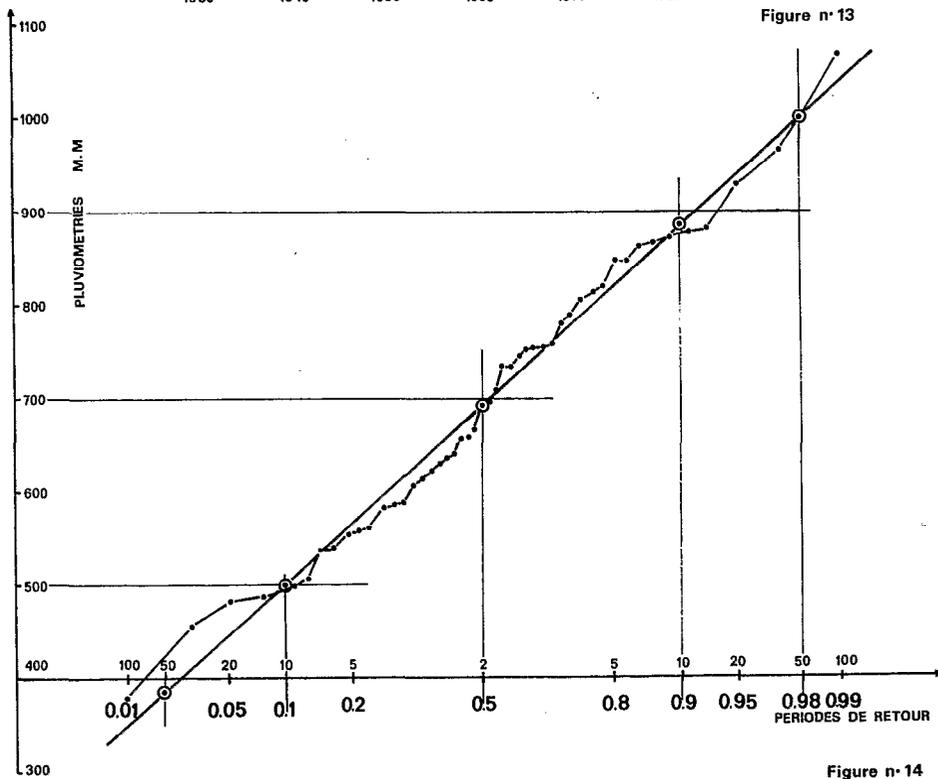


Figure n° 14

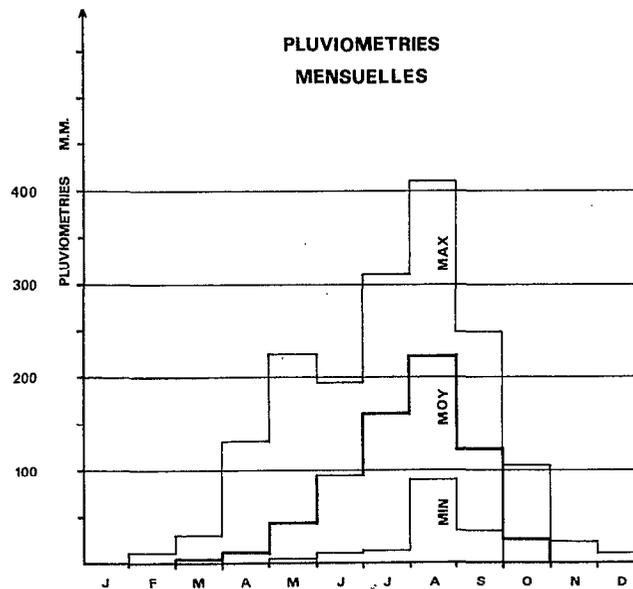


Figure n° 16

Il n'est d'ailleurs pas rare d'observer une interruption momentanée de la saison des pluies, parfois très nettement marquée, fin juillet-début août. Cette interruption correspond évidemment à un embryon de "petite saison sèche" semblable à celle caractéristique du climat soudanien qui règne plus au Sud. Les moyennes pluviométriques interannuelles et les valeurs extrêmes mensuelles sont regroupées dans le tableau n° 4.

PLUVIOMETRIE	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
Moyenne	0	0,5	2,9	14,4	43,8	94,7	162,0	222,5	122,3	254	1,0	0,3
Maximum	0,2	11,9	29,1	132,6	223,0	194,1	308,0	409,8	248,0	105,0	20,6	11,3
Minimum	0	0	0	0	4,0	11,2	13,0	89,7	34,0	0	0	0

Tableau n° 4 : Pluviométries mensuelles moyennes et extrêmes à TOURCOING BAM

Pluviométrie journalière

Nous n'avons pas repris entièrement l'étude journalière de la pluviométrie à TOURCOING BAM, et utilisons ici les résultats publiés (BRUNET MORET, 1967). Dans cette étude l'échantillon des averse journalières a été ajusté à une loi de PEARSON III, de préférence à la loi log-normale tronquée classique.

BRUNET MORET obtient pour TOURCOING BAM :

Pluie journalière annuelle	54,6 mm
" " biannuelle	67,9 mm
" " quinquennale	88,1 mm
" " décennale	105,1 mm
" " cinquantenaire	154,9 mm
" " centenaire	179,9 mm

Pluviométries moyennes sur le bassin et le lac

Nous avons regroupé dans le tableau n° 5 la totalité des données pluviométriques annuelles recueillies entre 1971 et 1976 aux postes pluviométriques ORSTOM du bassin versant du lac de BAM, ainsi qu'aux postes du réseau national implantés sur ce bassin versant. Les pluviométries moyennes annuelles sur l'ensemble du bassin versant, calculées à partir des coefficients barycentriques de THIESSEN y figurent également, ainsi que les pluviométries moyennes annuelles sur le lac calculées comme indiqué (moyenne arithmétique des 10 pluviomètres bordant le lac).

	1971	1972	1973	1974	1975	1976
Pobe	382,2	386,0	495,5	(403,1)	-	-
Namsiguia	358	241	327	450	575	-
Tidyala	420	339	535	467	560	-
Zana Mogo	445	313	369	650	635	-
Doundegue	390	555	433	639	545	-
Bourzanga	476,8	537,7	416,3	633,3	-	-
Tébéra	450	441	414	576	555	-
Igondara	580	396	473	668	642	-
Rollo	618	408	536	557	610	-
Kyella	538	513	485	584	575	-
Paspanga	526	504	467	596	685	-
Sanare	406	564	518	642	560	-
Ibi Palga	607	487	504	608	627	-
Kakissougou	500	454	594	688	692	-
Zinigma	561	588	636	536	605	-
Bayendefoulgo Stat.	500	505	606	630	585	-
Gonse	585	585	599	(460)	-	-
Koryella	-	-	-	661,6	-	-
Bam Station	643,1	560,5	566,4	678,9	647,4	-
Bam	670,9	470,5	533,0	719,2	683,5	-
Bayendefoulgo	555,1	512,5	582,6	685,9	625,2	-
Darbiti	678,1	505,4	470,9	747,1	601,4	-
Exutoire	582,1	546,2	568,8	706,2	615,1	-
Kongoussi Station	616,5	440,0	627,9	871,3	614,7	-
Kora	575,4	488,6	669,3	689,7	659,6	-
Loa	584,0	546,8	555,0	648,8	645,4	-
LouDouka	544,4	502,4	648,9	689,5	616,0	-
PK 5	628,6	499,3	(528,8)	807,1	545,4	-
Tangaye	>498,1	>475,2	662,1	656,0	566,1	-
Saint Paul	-	475,8	583,5	756,7	669,6	585,6
Zangologo	638,4	477,5	533,0	672,8	661,9	-
Zimtenga	453,0	590,0	557,0	626,4	626,0	-
Tourcoing Bam	560,0	492,4	621,2	661,2	614,7	(585,6)
Moyenne Lac	579,2	498,1	602,5	667,5	629,9	(585,6)?
Totalité bassin	483,0	444,2	481,9	588,6	609,5	-

Tableau n° 5 :

Précipitations annuelles
du Bassin du lac de BAM.

1.1.1.1.5. ETUDE DES APPORTS AU LAC

IBIZA (1972) estime directement les apports au lac de 1966 à 1971 en évaluant ceux des bassins latéraux lorsque l'émissaire principal amont n'est pas en eau. Chaque crue est alors en effet bien individualisée sur le limnigramme du lac, et on peut reconstituer ce qu'aurait été la décrue du lac causée par l'évaporation, s'il n'y avait pas eu ces apports. Cette méthode n'est plus utilisable pour de forts hivernages (tel 1974) où l'émissaire amont reste continuellement en eau pendant la plus grande partie de l'hivernage. Un phénomène nouveau est apparu, ou s'est tout au moins accentué à partir de 1973 et surtout 1974. Il s'agit de la désertification des berges du lac causée en grande partie par l'afflux considérable de troupeaux autour du peu d'eau restant dans le lac. Ce phénomène se marque aussi par plusieurs effets secondaires : accroissement important des ruissellements, et surtout augmentation de la part du ruissellement en nappes alimentant directement le lac, sans passer par un réseau hydrographique établi. Dans ces conditions l'estimation même approchée des apports, par la connaissance - déjà imparfaite - des volumes écoulés aux six stations de contrôle des bassins latéraux, était illusoire. L'émissaire amont était alors aussi en eau, avec des apports que les stations de jaugeage ne permettaient pas d'évaluer, d'autant qu'elles se trouvèrent rapidement noyées par la montée du lac.

Evaluation des apports

On était donc contraint d'opter pour une méthode directe en estimant mois après mois, d'après les relevés limnigraphiques, les volumes stockés compte tenu de l'évaporation moyenne sur le mois, indiquée directement par la pente du limnigramme lors des périodes sans pluie et sans apport, ou évaluée plus ou moins grossièrement.

Deux approches sont alors possibles :

1ère approche

Soit $V = f(H)$ la relation liant le volume stocké V dans le lac à la cote H de l'échelle de référence (courbe de remplissage). H_d est la cote du lac en début du mois considéré et E l'évaporation totale de ce même mois. S'il n'y avait pas eu d'apports, la cote du lac à la fin du mois serait évidemment $H'_f = H_d - E$. En fait la cote finale du lac est H_f . On peut donc considérer que les apports au lac pendant le mois considéré constituent la différence entre les volumes stockés aux cotes H_f et H'_f , soit $f(H_f) - f(H'_f)$.

2ème approche

On peut procéder inversement en disant que la cote de fin de mois est H_f , qui sans apport correspondrait à une cote initiale $H'_d = H_f + E$, alors que la cote réelle en début de mois était effectivement H_d . L'apport au lac pendant ce même mois serait donc la différence entre les volumes stockés aux cotes H'_d et H_d , soit $f(H'_d) - f(H_d)$.

Selon ce raisonnement tout se passe donc comme si les apports étaient concentrés en fin de mois dans le cas de la 1ère approche ou en début de mois dans le cas de la seconde approche, l'évaporation étant quant à elle uniformément répartie sur le mois. Par définition on a toujours $E = H_d - H'_f = H'_d - H_f$ et donc $H'_d - H_d = H_f - H'_f$. La forme concave de la courbe $V = f(H)$ permet de conclure dans le cas d'apports positifs, signifiant $H'_d > H_d$ et $H_f > H'_f$, que $f(H_f) - f(H'_f) > f(H'_d) - f(H_d)$. La première approche conduit donc à une surestimation des apports et la seconde à une sous-estimation. L'amplitude de cette fourchette est d'autant plus grande que l'on se trouve dans une partie plus concave de la courbe V , mais l'importance de l'erreur sur l'apport annuel ainsi évalué est minime car les variations de volumes déterminantes sont celles qui correspondent à des cotes élevées. On sait que l'apport réel du mois considéré est compris entre les deux valeurs ainsi calculées, et l'on pourra choisir une valeur moyenne, ou plus ou moins proche des deux bornes, selon la répartition des crues dans le mois considéré.

Cette opération a été effectuée pour l'ensemble des limnigrammes connus à partir de 1966. Dans le cas des hivernages 1974 et 1975, les déversements importants ont été pris en compte grâce à l'étalonnage du déversoir déjà cité. Les valeurs retenues des apports annuels de cette période sont regroupées dans le tableau suivant.

Tableau n° 6 : Apports moyens annuels au lac de BAM.

1966	13,6 M.m ³	1972	15	M.m ³
1967	14,7 "	1973	31	"
1968	5,9 "	1974	100	"
1969	15,6 "	1975	65,1	"
1970	8,3 "	1976	25,1	"
1971	30 "			

On a classé les éléments de cet échantillon de 11 valeurs, et tenté de leur ajuster une loi statistique représentative. Il est bien évident qu'il convient de faire les réserves d'usage sur un ajustement statistique concernant seulement 11 valeurs annuelles de l'écoulement d'un bassin en zone sahélienne (fig. n°17).

L'ajustement à une loi de GAUSS n'est pas satisfaisant (médiane $\bar{A} = 29,5 \text{ M.m}^3$ pour un écart type $\sigma_A = 28,5 \text{ M.m}^3$). Cela est tout à fait normal pour ce type de bassin (RODIER, 1975), et nous a conduit à étudier d'autres ajustements :

- l'ajustement à une loi de GALTON (c'est-à-dire un ajustement des logarithmes des apports à une loi de GAUSS) est déjà plus satisfaisant avec une médiane $\bar{A} = 20,9 \text{ M.m}^3$ pour un écart type $\sigma_A = 2,94 \text{ M.m}^3$.

- mais l'ajustement des logarithmes des logarithmes des apports annuels à une loi de GAUSS (loi log-log gaussique) est encore plus satisfaisant avec une médiane $\bar{A} = 18,9 \text{ M.m}^3$ et un écart type $\sigma_A = 3,74 \text{ M.m}^3$.

Les résultats de tous ces ajustements sont regroupés dans le tableau suivant.

Tableau n° 7 : Apports annuels de récurrence donnée pour divers ajustements, en M.m^3

	Médiane	Ecart Type	ANNEES SECHES				ANNEES HUMIDES			
			50	20	10	5	5	10	20	50
GAUSS	29,5	28,5	-	-	-	5,8	53,2	66,1	78,0	90,2
GALTON	20,9	2,94	2,3	3,5	5,2	8,8	49,9	84	125	192
LOG LOG GAUSS	18,9	3,74	5,2	6,4	7,8	10,5	39,4	66,7	104	182

L'échantillon disponible paraît donc mieux ajusté à la loi log-log gaussique sans que l'on puisse toutefois attribuer une très grande signification à ce raffinement de l'ajustement. On peut voir cependant que l'apport annuel de 65 M.m^3 qui serait décennal avec la loi log-log gaussique a été atteint 2 fois pendant la période d'observation de 11 ans. L'apport estimé vingtennaire de 100 M.m^3 a été atteint une fois en 1974 pendant la période moderne d'observation. Les renseignements antérieurs (voir plus loin) sont très imprécis, mais il semblerait que des déversements comparables en importance et en durée auraient existé en 1932, en 1945 et sans doute 1953 (rapport PEZIN), soit en tout 4 fois en 60 ans environ.

Corrélations hydropluviométriques

La comparaison entre les apports annuels observés de 1966 à 1976 et les pluies moyennes annuelles sur le lac (moyenne des 10 pluviomètres riverains) est très décevante, ainsi que l'on pouvait s'y attendre. Il est cependant préférable d'utiliser à cette fin la pluie moyenne sur le lac, de préférence à la pluie moyenne sur l'ensemble du bassin, car elle est représentative de la partie aval du bassin, beaucoup plus active que le reste du bassin en année sèche ou médiane. De plus, lorsque l'écoulement en provenance du bassin amont devient important, puis déterminant, la saison pluvieuse correspondante est suffisamment abondante pour que son homogénéité spatiale induite assure une bonne corrélation entre pluie moyenne sur le lac et pluie moyenne sur l'ensemble du bassin. Enfin avant 1971 et après 1976 la pluviométrie sur l'ensemble du bassin est beaucoup moins bien connue qu'à la périphérie du lac.

Nous avons rassemblé dans le tableau suivant les apports annuels observés de 1966 à 1976, les pluies moyennes sur le lac ainsi qu'un coefficient d'écoulement fictif K_e en % obtenu en comparant les apports observés à la pluviométrie annuelle sur le lac étendue à la totalité du bassin versant.

Tableau n° 8 : Apports et pluies moyennes annuelles.

Années	Apports M.m^3	Pluie moyenne sur le lac mm	K_e Fictif %
1966	13,6	560,2	0,9
1967	14,7	543,4	1,0
1968	5,9	588,3	0,4
1969	15,6	598,4	1,0
1970	8,3	450,8	0,7
1971	30	579,2	2,0
1972	15	498,1	1,2
1973	31	602,5	2,0
1974	100	697,5	5,5
1975	65	829,9	4,0
1976	25	(585,6)	1,6

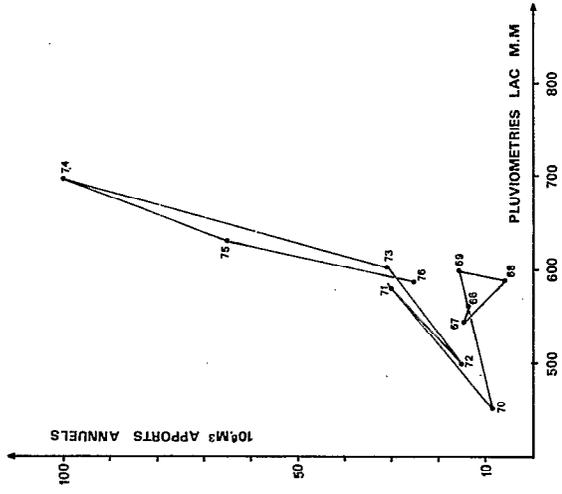


Figure n°18

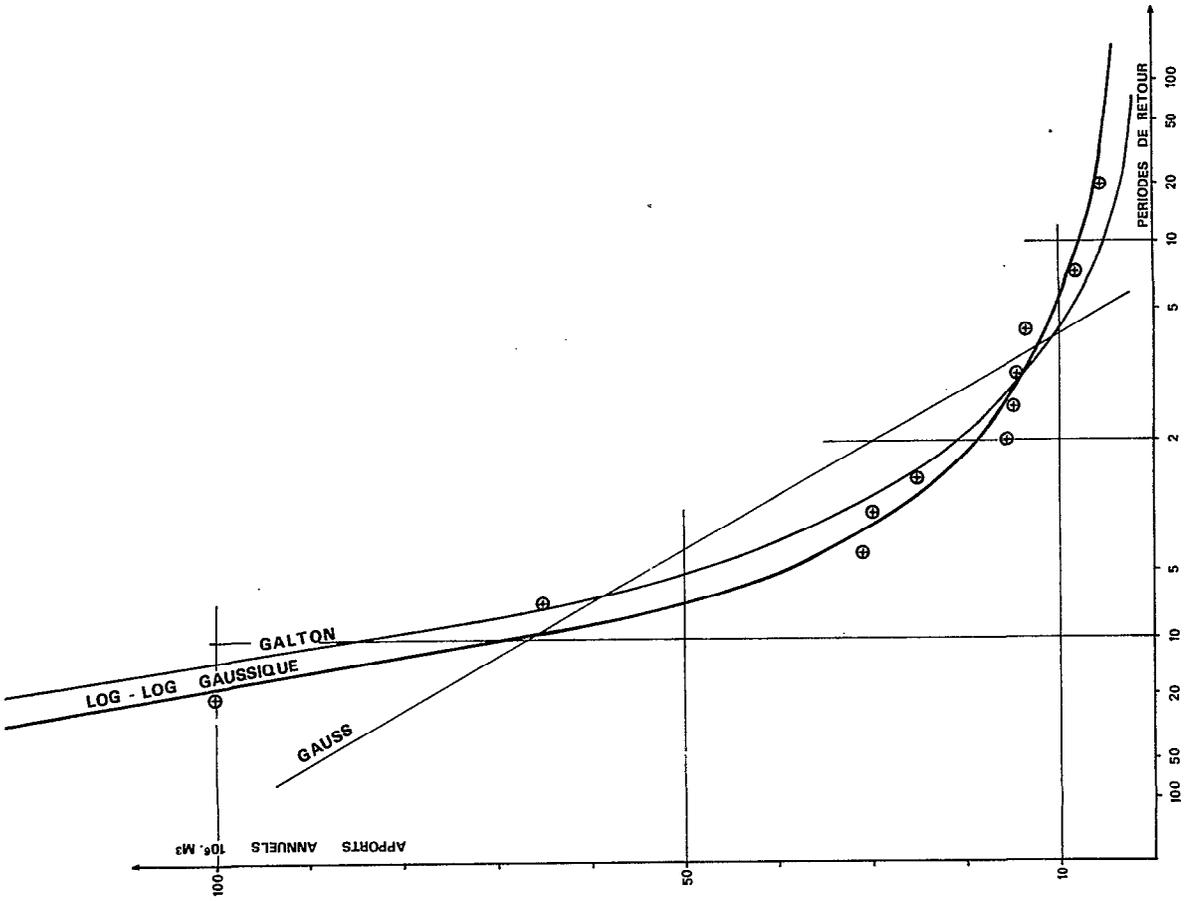


Figure n°17

Il n'est pas étonnant de voir échouer une telle corrélation (fig. 18) puisque dans ces zones climatiques tout dépend en fait de l'importance relative des averses plutôt que du total pluviométrique annuel. Certaines années, 2 ou 3 averses peuvent en fait être à l'origine de plus des 3/4 de l'écoulement et donner lieu ainsi à un écoulement annuel supérieur à celui causé par des averses nombreuses, mais petites et bien espacées, d'un total annuel pourtant supérieur.

Les coefficients d'écoulement fictifs Ke obtenus restent très faibles, même dans le cas d'hivernages exceptionnels tels que 1974. Ces coefficients d'écoulement resteraient minimes si l'on calculait les coefficients exacts à partir de la pluviométrie moyenne sur le bassin total. Dans ce cas l'apport considérable de l'hivernage 1974 ne représenterait encore qu'un coefficient d'écoulement de 6,5 % encore bien faible pour une fréquence de retour aussi rare.

Assèchements, déversements

Il est beaucoup plus instructif de noter sur le graphique des pluies annuelles depuis 1927 (fig. n° 13) les observations concernant l'existence de déversements ou au contraire d'assèchement du lac : si l'on voit bien évidemment que les assèchements correspondent à des baisses prolongées pendant plusieurs années consécutives de la pluviométrie annuelle, on constate également qu'il y a bien souvent déversement immédiatement après un cycle d'assèchement. Cela traduit une meilleure aptitude au ruissellement dont les surpâturages autour du lac et sur l'ensemble du bassin versant seraient la cause. Lors de la crue 1974 c'est incontestablement d'ailleurs ce qui a considérablement accru les conséquences d'un épisode pluvieux effectivement déjà exceptionnel.

Il est ainsi possible de faire un premier historique de la fréquence des déversements et des assèchements depuis l'origine des mesures en 1927.

On a pu ainsi constater de façon certaine des assèchements du lac en 1932, 1935, 1942, 1948, 1958 et 1971, soit six assèchements en 53 ans, c'est-à-dire environ un assèchement tous les 10 ans. L'assèchement de Juin 1971 et la période de relative sécheresse qui l'a précédé n'est donc pas du tout exceptionnel pour le lac de BAM. D'ailleurs dans le passé le lac s'assécha parfois beaucoup plus tôt, c'est ce qui se passa en 1932 où le lac était asséché dès le 29 Avril, également dès le 19 Mars 1935 et le 28 Mars 1942.

En revanche il y eut déversement en 1932, 1944, 1945, 1946, 1953, 1956, 1958, 1960, 1961 avant le rehaussement du seuil du lac et enfin après cet aménagement en 1974, 1975 et 1978. Sans le rehaussement du barrage il y aurait aussi déversement en 1971 et 1973 soit 10 à 12 déversements en 53 ans et environ un déversement tous les 5 ans. Il est évident que le rehaussement du seuil a accru légèrement cette période de récurrence, mais si l'ajustement statistique des apports est satisfaisant, cette période de récurrence reste inférieure à 10 ans puisqu'alors l'apport, estimé à 67 M.m³, est donc supérieur au volume de la retenue. Les renseignements disponibles concernant l'importance des déversements sont rares. Mais l'on sait par exemple qu'en 1932 le déversement commença le 15 Août et que l'eau continua à monter jusqu'au 28 Août avant d'amorcer la décrue alors que le déversement continuait toujours. La durée de ce déversement, comparable à celui de 1974 pourrait être au moins du même ordre de grandeur. La crue de 1945 paraît elle aussi tout à fait inhabituelle puisqu'un rapport indique des débordements qui atteignent certaines cases jusqu'alors exondées. En 1946 c'est l'école de la mission SAINT PAUL qui est atteinte et en partie détruite dès le mois de Juin, sans que l'on sache bien si une crue du lac en est la cause ou plutôt une grosse averse. Il semblerait toutefois qu'en 53 ans, au moins 3 déversements (1932, 1945 et 1974) aient pu atteindre les 100 M.m³, ce qui justifierait nos conclusions du paragraphe sur les apports.

Sans vouloir avec ces différentes informations construire un modèle qui permettrait des prévisions précises de l'hydraulicité escomptée et en particulier d'éventuelles défaillances, on peut, pratiquement dès la fin de l'hivernage, prévoir un éventuel assèchement en début d'année suivante, et donc adapter les surfaces cultivées autour du lac, dont les besoins en eau d'irrigation sont connus, aux possibilités prévisibles de stockage de l'eau durant toute la période de culture jusqu'au prochain hivernage.

1.1.1.2. LE REGIME CLIMATOLOGIQUE DU LAC DE BAM

1.1.1.2.1. CONDITIONS CLIMATIQUES GENERALES

Le bassin du lac de BAM se trouve situé dans une zone de transition du régime tropical pur au régime sahélien. Dans cette partie de l'Afrique Occidentale les variations climatiques sont déterminées essentiellement par les déplacements du Front Inter Tropical (F.I.T.) séparant les masses d'air équatorial maritime, fraîches et humides, de l'anticyclone de Sainte Hélène, appelées communément "mousson", et les masses d'air tropical continental, chaudes et sèches, de l'anticyclone saharien, désignées habituellement sous le nom "d'Harmattan".

La trace au sol du F.I.T. se déplace, à la suite du soleil, d'une position maximale au Nord à la latitude de TOMBOUCTOU (17° Nord) en Juillet-Août, à une position minimale proche de la Côte Atlantique du Golfe de Guinée (5° Nord) en Décembre-Janvier, et vice-versa. Cette zone climatique se trouve donc alternativement baignée par les masses d'air continental puis maritime avant et après le passage du F.I.T., puis à nouveau par l'air continental après la redescente de ce dernier vers le Sud.

Le climat tropical est donc caractérisé essentiellement par une saison sèche, bien marquée de Novembre à Mars, et une saison des pluies également bien individualisée de Juin à Septembre. De grands écarts de températures entre les nuits froides et les journées chaudes caractérisent la saison sèche, indépendamment de la rareté des précipitations. C'est aussi l'époque des vents de sable, de la brume sèche et de l'Harmattan. Au contraire en saison des pluies, également nommée "hivernage", se rencontrent de plus faibles écarts de température entre jours et nuits, et des températures moyennes modérées. Les précipitations, le plus souvent violentes, portent le nom de "tornades", et sont généralement de courte durée, permettant de ce fait un ensoleillement encore important. Juste avant la saison des pluies se place généralement une courte saison très chaude et humide en Avril-Mai. Ce peut être également le cas du mois d'Octobre, lorsque la saison sèche tarde à s'installer.

1.1.1.2.2. HISTORIQUE ET DESCRIPTION DES TROIS STATIONS CLIMATOLOGIQUES

Historique

La première station climatologique installée à l'occasion de l'étude du lac de BAM fut celle de KONGOUSSI, créée en 1966 en rive droite à l'Ouest du lac et sous son influence, trop proche de lui d'ailleurs puisqu'elle allait être inondée en 1974 et 1975.

Une deuxième station fut installée en rive gauche en 1969, elle aussi très proche du lac et sous son influence, près du village de BAM (fig. n° 8). Cette station devait être déplacée en 1972 car la proximité de nouveaux jardins ne lui assurait plus un dégagement suffisant.

Lorsque l'on voulut enfin pouvoir généraliser les résultats acquis sur le lac de BAM, en les rattachant à des paramètres climatiques non perturbés par sa proximité, on créa en 1972 la station climatologique de SAINT PAUL située en rive Est à quelques km du lac. Le site, un piémont bien aéré et représentatif du climat régional, avait été retenu en 1971.

Équipement

L'équipement des trois stations n'est pas identique :

Les deux premières stations de KONGOUSSI et de BAM sont équipées d'un abri météorologique complet, d'un bac à évaporation enterré de 1 m² de type Colorado, d'un anémographe sommaire, d'un pluviographe et de pluviomètres à 1,5 m et 0,10 m, c'est-à-dire à hauteur du rebord du bac Colorado.

La station climatologique de SAINT PAUL est la plus complètement équipée, puisqu'elle comporte en plus un bac à évaporation classe A, une batterie de géothermomètres, des pluviomètres SNODOW enterrés, un lysimètre au milieu d'une pelouse irriguée de 400 m², un solarimètre et un héliographe CAMPBELL (fig. n° 21).

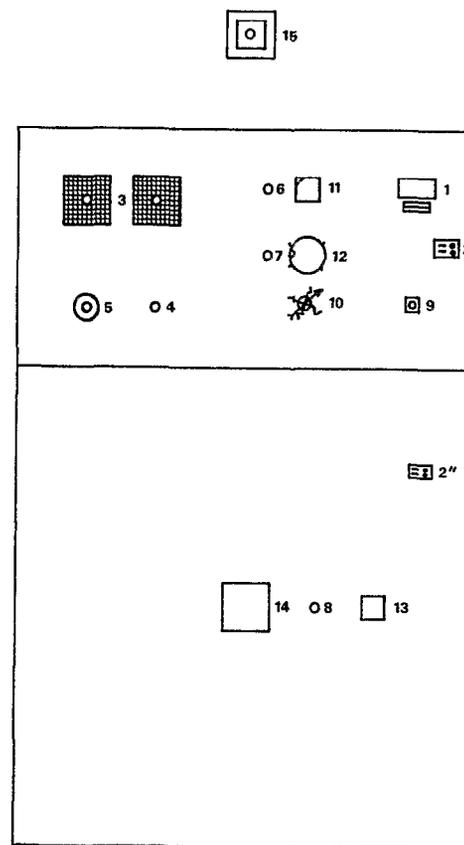
Dans le cas le plus favorable (fig. n° 22) cet équipement nous permet de fournir les relevés climatologiques suivants, qui ont déjà été publiés après mise sur support informatique et traitement par des programmes écrits en COBOL au Centre National de Traitement Informatique de Ouagadougou (POUYAUD et al., 1973, 74, 75, 76) :

- Des mesures sous abri :
 - . Températures minimales et maximales journalières de l'air en degrés Celsius et dixièmes.
 - . Températures sèches et humides de l'air en degrés Celsius et dixièmes à 06-12-18 heures TU.
 - . Tensions de vapeur en millibars et dixièmes, humidités relatives correspondantes en %.
 - . Évaporations Piche en millimètres et dixièmes, total jour et total nuit (de 06 h. TU à 18 h. TU et de 18 h. TU à 6 h. TU le lendemain).
- Des observations géothermiques en sol nu et en pelouse :
 - . Températures du sol en degrés Celsius et dixièmes mesurées à 05-10-20-50-100 cm de profondeur à 06-12-18 heures TU.
 - . Températures minimales et maximales journalières à 05 cm de profondeur.
- Des observations sur bacs d'évaporation :
 - . Évaporations en millimètres et dixièmes mesurées en bac Colorado et en bac classe A, total journalier (de 06 h. TU le jour même à 06 h. TU le lendemain).
 - . Températures de l'eau en surface et au centre du plan d'eau à 06-12-18 heures TU.

LEGENDE DE LA FIGURE 22

- 1 - Abri météorologique
- 2' et 2'' - Thermométrie sous nol nu et sous gazon.
- 3 - Pluviomètre enterré de type "SNOWDON".
- 4 - Pluviomètre de type "Association" - 400 cm² à 1,50 m.
- 5 - Pluviographe enregistreur à 1,50 m.
- 6 - Pluviomètre à 0,10 m (niveau COLORADO).
- 7 - Pluviomètre à 0,475 m (niveau classe A).
- 8 - Pluviomètre à 0,10 m (niveau COLORADO gazon).
- 9 - Héliographe de Campbell.
- 10 - Anémographe enregistreur (vitesse et direction).
- 11 - Bac évaporatoire COLORADO 1 m² sur sol nu.
- 12 - Bac évaporatoire CLASSE A.
- 13 - Bac évaporatoire COLORADO 1 m² sur gazon.
- 14 - Lysimètre 4 m² planté en cynodon.
- 15 - Solarimètre type KIPP, mesurant RG.

Notice 21



STATION CLIMATOLOGIQUE SAINT - PAUL

Figure n-22

- Des relevés pluviométriques :

- . Hauteurs de pluie en millimètres et dixièmes, total jour et total nuit (de 06 h. TU à 18 h. TU et de 18 h. TU à 06 h. TU le lendemain) ; les postes de mesures sont les suivants :

- 1 pluviographe à augets basculeurs, bague réceptrice à 1,50 m du sol.
- 1 pluviomètre type "Association", bague réceptrice à 1,50 m du sol.
- 1 pluviomètre type "Association", bague réceptrice à 0,47 m du sol (hauteur du rebord supérieure du bac d'évaporation classe A).
- 1 pluviomètre type "Association", bague réceptrice à 0,10 m du sol (hauteur du rebord supérieur du bac d'évaporation Colorado).
- 2 pluviomètres type "Snowdon" placés chacun au centre d'une grille anti-rejaillissements, bagues réceptrices au niveau du sol⁽¹⁾.

- Des mesures de la durée d'insolation

- . Insolation exprimée en dixièmes d'heures, total matin jusqu'à 12 h. TU, total soir après 12 h. TU et total de la journée.

- Des mesures de rayonnement solaire :

- . Rayonnement solaire global en Joules.cm⁻², total matin jusqu'à 12 h. TU, total soir après 12 h. TU et total journalier. Le rayonnement est mesuré à 3,00 m au-dessus du sol.

1.1.1.2.3. SYNTHÈSE DES OBSERVATIONS CLIMATOLOGIQUES

Mesures sous abri

Les observations à la station climatologique de SAINT PAUL sont continues du 1.01.73 au 31.12.76. On retiendra pour ce faire les valeurs mensuelles des paramètres climatologiques suivants :

T ABRI	: Température moyenne de l'air sous abri, en °C.
T MAX	: Moyenne des températures maximales journalières sous abri, en °C.
T MIN	: Moyenne des températures minimales journalières sous abri, en °C.
T AB MAX	: Température maximale absolue sous abri, en °C.
T AB MIN	: Température minimale absolue sous abri, en °C.
E2 ABRI	: Tension moyenne de vapeur d'eau de l'air, sous abri, en mb.
T COL	: Température superficielle du bac COLORADO, en °C.
EW COL	: Tension de vapeur saturante à la température TCOL, en mb.
ΔE STA	: Gradient de tension de vapeur d'eau = EW COL - E2 ABRI, en mb.
U2 ABRI	: Vitesse moyenne du vent à 2 m, en m.s ⁻¹
INSOL	: Durée moyenne d'insolation, en heures et 1/100 d'heure.
RG	: Rayonnement moyen solaire global, en Joules.cm ⁻² .

Les observations à 6 h, 12 h et 18 h des températures sèches et humides au psychromètre sous abri météo, permettent le calcul de E2 ABRI aux mêmes heures. Les moyennes mensuelles des valeurs instantanées de T ABRI, E2 ABRI et T COL sont calculées séparément à 6 h, 12 h et 18 h. Les valeurs moyennes journalières mensuelles correspondantes sont ensuite évaluées par :

$$\bar{X} = \frac{1}{24} (9.X_6 + 6.X_{12} + 9.X_{18})$$
, qui donne une estimation satisfaisante de la moyenne journalière.

EW COL, tension de vapeur d'eau saturante correspondant à T COL, est calculée à partir des valeurs moyennes de T COL grâce à une équation obtenue en ajustant une cubique sur la courbe représentative de la pression de vapeur saturante en fonction de la température (POUYAUD, 1975) :

$$EW COL = T COL^3 / 1386 - T COL^2 / 286 + T COL \cdot 0,71 + 4,8$$

Cette équation donne EW COL à mieux que 1% pour des valeurs de T COL comprises entre 10°C et 40°C.

Le calcul direct de ΔE STA moyen mensuel à partir des moyennes mensuelles de E2 ABRI et de T COL (par EW COL) pourrait paraître critiquable, mais des tests ont montré que les valeurs ainsi obtenues ne diffèrent pas sensiblement de celles issues des moyennes journalières de ΔE STA, calculées à partir des moyennes journalières de E2 ABRI et T COL, ou même des valeurs à 6 h, 12 h et 18 h de E2 ABRI et T COL. Ces tests ont été réalisés à diverses périodes climatiques de l'année. Par contre les valeurs moyennes annuelles de ΔE STA sont calculées à partir de douze moyennes mensuelles, et non à partir des moyennes annuelles de E2 ABRI et de T COL, car il existe des différences notables entre les résultats de ces deux approches dont la première est naturellement plus satisfaisante.

(1) Expérimentation O.M.M. : Comparaison de pluviomètres.

Il convient de noter que dans les tableaux 10 à 13 les TAB MAX et TAB MIN sont des maxima maximorum ou des minima minimorum, les valeurs annuelles de bas de tableau le sont aussi et ne sont donc pas des moyennes. Il en ira de même dans le tableau 14 et les valeurs de TAB MAX et TAB MIN représentent les valeurs maxima ou minima observées pour le mois considéré au cours des 4 années d'observations.

Ces différents résultats sont regroupés dans les tableaux 10 à 13 pour les années 1973 à 1976.

On a enfin calculé les valeurs moyennes interannuelles issues des 4 années d'observations afin de mieux caractériser le climat régional. Ces valeurs interannuelles sont rassemblées dans le tableau 14.

Les observations de la station de SAINT PAUL sont complétées par des observations à la station de KONGOUSSI (tableaux 15 à 18) et à la station de BAM (tableaux 19 à 22). Ces mesures caractéristiques de micro-climats perturbés par la proximité du lac seront utiles lorsque nous voudrions caractériser l'effet de l'advection.

Ces différents résultats interannuels ont permis la construction d'un certain nombre de graphiques illustratifs de ces moyennes climatologiques classiques (fig. n° 23 et 24). Les climogrammes annuels de la fig. n° 26 et interannuels de la fig. n° 25 sont particulièrement intéressants pour resituer le climat du lac de BAM par rapport à des situations climatiques comparables (RIOU, 1972).

	TABRI °C	TMAX °C	TMIN °C	TABMAX °C	TABMIN °C	E2ABRI mb	TCOL °C	ΔESTA mb	U2ABRI m.s ⁻¹	INSOL h	RG J.cm ⁻²																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
J	23,1	32,2	13,7	37,7	9,4	7,6	21,9	18,6	1,43	8,86	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
F	26,5	35,7	16,7	39,3	11,0	8,0	24,0	21,8	1,47	9,79	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
M	30,5	37,7	20,7	41,8	14,5	8,7	25,7	24,3	1,64	8,21	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
A	32,6	39,8	24,6	43,2	18,0	15,3	28,7	24,1	1,72	8,64	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
M	33,1	39,6	27,0	42,8	22,7	21,2	30,8	23,2	2,17	9,54	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
J	31,3	36,7	24,9	41,5	18,4	24,0	30,5	19,7	2,36	9,03	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
J	29,0	33,5	23,7	37,7	16,5	25,4	30,2	17,5	2,12	8,44	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
A	27,4	32,0	22,2	37,3	18,9	26,4	29,9	15,8	1,51	8,95	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
S	27,8	33,0	22,8	38,2	19,3	26,2	29,8	15,7	1,46	8,31	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
O	29,5	37,4	22,0	39,5	17,2	17,5	29,8	24,4	1,12	10,14	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
N	25,9	35,2	16,4	38,6	13,7	9,1	25,1	22,7	1,36	10,35	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
D	23,2	32,3	14,5	37,2	9,4	7,6	22,4	19,4	1,09	9,74	-		28,3	35,4	22,0	43,2	9,4	16,4	27,4	20,6	1,62	9,17	-	J	22,2	30,2	13,5	34,3	10,2	6,6	21,3	18,7	1,43	8,97	2145	F	25,2	33,7	16,0	37,9	12,7	5,8	23,0	22,3	1,57	9,93	2450	M	30,1	37,9	21,5	41,2	15,2	9,7	26,5	24,9	1,54	9,69	2439	A	32,3	39,7	24,0	41,6	17,9	13,2	29,0	26,8	1,55	9,30	2538	M	33,2	39,7	27,2	42,1	23,5	17,5	30,3	25,7	2,17	9,96	2627	J	31,6	37,7	26,3	41,2	18,5	22,3	30,8	22,1	2,50	9,57	2480	J	27,0	31,8	22,6	36,9	18,4	24,9	28,8	14,7	1,92	7,60	2209	A	26,6	31,5	22,4	34,6	19,2	26,5	29,3	14,2	1,61	7,29	2394	S	27,2	32,1	22,2	35,6	18,7	26,1	30,0	16,3	1,38	8,78	2625	O	29,0	36,5	22,0	38,7	14,7	21,9	30,2	21,0	1,11	9,67	2550	N	24,9	35,0	15,1	38,9	10,0	13,0	25,2	19,0	1,13	10,23	2256	D	22,3	31,5	12,7	35,7	9,0	9,7	21,5	15,9	1,31	9,37	2060		27,6	34,8	20,5	42,1	9,0	16,4	27,2	20,1	1,60	9,20	2398	J	21,3	29,8	10,8	33,4	6,9	6,7	20,3	17,1	1,50	9,90	2175	F	24,7	34,4	11,9	37,1	8,4	7,9	23,2	20,5	1,19	10,89	2548	M	29,6	37,8	18,5	40,4	12,0	10,9	26,8	24,3	1,43	9,44	2499	A	33,2	40,1	24,6	42,8	20,2	14,2	29,5	27,0	1,81	9,55	2538	M	32,0	38,3	25,0	41,2	21,8	21,5	30,6	22,4	2,23	9,39	2548	J	31,0	36,8	23,5	42,2	17,5	22,9	30,2	20,0	2,33	10,00	2635	J	27,0	31,6	21,5	36,5	15,4	25,3	29,2	15,2	1,69	7,23	2177	A	26,7	31,5	21,5	34,5	16,0	27,0	29,8	14,9	1,57	8,09	2466	S	26,9	32,0	21,2	35,9	17,9	27,3	30,2	15,6	1,24	8,36	-	O	28,9	36,5	20,7	38,5	15,5	22,0	30,0	20,4	1,02	9,71	-	N	25,4	35,3	14,8	37,6	12,0	12,9	25,9	20,5	0,95	9,87	2220	D	23,3	33,2	12,2	36,8	9,1	9,6	23,1	18,6	1,24	9,56	2067		27,5	34,8	18,8	42,2	6,9	17,3	27,4	19,7	1,52	9,33	-	J	22,6	31,1	12,3	35,6	8,7	8,5	22,0	17,9	1,33	10,12	2195	F	26,0	34,3	15,1	38,8	11,2	10,4	24,1	19,6	1,37	10,51	2389	M	28,5	36,3	17,8	39,8	12,4	12,3	25,6	20,5	1,55	10,8	2575	A	32,0	38,9	22,8	41,7	11,5	14,1	28,1	23,9	1,75	9,44	2494	M	31,4	37,3	25,1	42,5	21,6	22,2	30,0	20,2	-	9,20	2266	J	29,0	35,0	23,2	39,5	20,0	22,9	29,5	18,3	-	9,55	2365	J	27,6	32,4	22,0	36,5	19,2	24,9	29,3	15,8	-	9,25	-	A	26,7	31,4	21,5	34,8	19,3	25,4	29,5	15,8	-	8,58	-	S	27,4	32,9	21,9	36,0	19,4	25,3	30,0	17,1	-	8,75	-	O	27,6	33,9	22,3	37,5	20,0	24,2	29,5	17,0	-	7,75	-	N	26,8	35,6	16,8	37,5	13,3	11,8	27,0	23,7	-	9,95	-	D	23,9	33,5	13,0	35,6	9,5	8,1	23,1	20,1	-	9,90	-		27,5	34,4	19,5	42,5	8,7	17,5	27,3	19,2	-	9,42	-
	28,3	35,4	22,0	43,2	9,4	16,4	27,4	20,6	1,62	9,17	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
J	22,2	30,2	13,5	34,3	10,2	6,6	21,3	18,7	1,43	8,97	2145																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
F	25,2	33,7	16,0	37,9	12,7	5,8	23,0	22,3	1,57	9,93	2450																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
M	30,1	37,9	21,5	41,2	15,2	9,7	26,5	24,9	1,54	9,69	2439																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
A	32,3	39,7	24,0	41,6	17,9	13,2	29,0	26,8	1,55	9,30	2538																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
M	33,2	39,7	27,2	42,1	23,5	17,5	30,3	25,7	2,17	9,96	2627																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
J	31,6	37,7	26,3	41,2	18,5	22,3	30,8	22,1	2,50	9,57	2480																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
J	27,0	31,8	22,6	36,9	18,4	24,9	28,8	14,7	1,92	7,60	2209																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
A	26,6	31,5	22,4	34,6	19,2	26,5	29,3	14,2	1,61	7,29	2394																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
S	27,2	32,1	22,2	35,6	18,7	26,1	30,0	16,3	1,38	8,78	2625																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
O	29,0	36,5	22,0	38,7	14,7	21,9	30,2	21,0	1,11	9,67	2550																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
N	24,9	35,0	15,1	38,9	10,0	13,0	25,2	19,0	1,13	10,23	2256																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
D	22,3	31,5	12,7	35,7	9,0	9,7	21,5	15,9	1,31	9,37	2060		27,6	34,8	20,5	42,1	9,0	16,4	27,2	20,1	1,60	9,20	2398	J	21,3	29,8	10,8	33,4	6,9	6,7	20,3	17,1	1,50	9,90	2175	F	24,7	34,4	11,9	37,1	8,4	7,9	23,2	20,5	1,19	10,89	2548	M	29,6	37,8	18,5	40,4	12,0	10,9	26,8	24,3	1,43	9,44	2499	A	33,2	40,1	24,6	42,8	20,2	14,2	29,5	27,0	1,81	9,55	2538	M	32,0	38,3	25,0	41,2	21,8	21,5	30,6	22,4	2,23	9,39	2548	J	31,0	36,8	23,5	42,2	17,5	22,9	30,2	20,0	2,33	10,00	2635	J	27,0	31,6	21,5	36,5	15,4	25,3	29,2	15,2	1,69	7,23	2177	A	26,7	31,5	21,5	34,5	16,0	27,0	29,8	14,9	1,57	8,09	2466	S	26,9	32,0	21,2	35,9	17,9	27,3	30,2	15,6	1,24	8,36	-	O	28,9	36,5	20,7	38,5	15,5	22,0	30,0	20,4	1,02	9,71	-	N	25,4	35,3	14,8	37,6	12,0	12,9	25,9	20,5	0,95	9,87	2220	D	23,3	33,2	12,2	36,8	9,1	9,6	23,1	18,6	1,24	9,56	2067		27,5	34,8	18,8	42,2	6,9	17,3	27,4	19,7	1,52	9,33	-	J	22,6	31,1	12,3	35,6	8,7	8,5	22,0	17,9	1,33	10,12	2195	F	26,0	34,3	15,1	38,8	11,2	10,4	24,1	19,6	1,37	10,51	2389	M	28,5	36,3	17,8	39,8	12,4	12,3	25,6	20,5	1,55	10,8	2575	A	32,0	38,9	22,8	41,7	11,5	14,1	28,1	23,9	1,75	9,44	2494	M	31,4	37,3	25,1	42,5	21,6	22,2	30,0	20,2	-	9,20	2266	J	29,0	35,0	23,2	39,5	20,0	22,9	29,5	18,3	-	9,55	2365	J	27,6	32,4	22,0	36,5	19,2	24,9	29,3	15,8	-	9,25	-	A	26,7	31,4	21,5	34,8	19,3	25,4	29,5	15,8	-	8,58	-	S	27,4	32,9	21,9	36,0	19,4	25,3	30,0	17,1	-	8,75	-	O	27,6	33,9	22,3	37,5	20,0	24,2	29,5	17,0	-	7,75	-	N	26,8	35,6	16,8	37,5	13,3	11,8	27,0	23,7	-	9,95	-	D	23,9	33,5	13,0	35,6	9,5	8,1	23,1	20,1	-	9,90	-		27,5	34,4	19,5	42,5	8,7	17,5	27,3	19,2	-	9,42	-																																																																																																																																																												
	27,6	34,8	20,5	42,1	9,0	16,4	27,2	20,1	1,60	9,20	2398																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
J	21,3	29,8	10,8	33,4	6,9	6,7	20,3	17,1	1,50	9,90	2175																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
F	24,7	34,4	11,9	37,1	8,4	7,9	23,2	20,5	1,19	10,89	2548																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
M	29,6	37,8	18,5	40,4	12,0	10,9	26,8	24,3	1,43	9,44	2499																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
A	33,2	40,1	24,6	42,8	20,2	14,2	29,5	27,0	1,81	9,55	2538																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
M	32,0	38,3	25,0	41,2	21,8	21,5	30,6	22,4	2,23	9,39	2548																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
J	31,0	36,8	23,5	42,2	17,5	22,9	30,2	20,0	2,33	10,00	2635																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
J	27,0	31,6	21,5	36,5	15,4	25,3	29,2	15,2	1,69	7,23	2177																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
A	26,7	31,5	21,5	34,5	16,0	27,0	29,8	14,9	1,57	8,09	2466																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
S	26,9	32,0	21,2	35,9	17,9	27,3	30,2	15,6	1,24	8,36	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
O	28,9	36,5	20,7	38,5	15,5	22,0	30,0	20,4	1,02	9,71	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
N	25,4	35,3	14,8	37,6	12,0	12,9	25,9	20,5	0,95	9,87	2220																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
D	23,3	33,2	12,2	36,8	9,1	9,6	23,1	18,6	1,24	9,56	2067		27,5	34,8	18,8	42,2	6,9	17,3	27,4	19,7	1,52	9,33	-	J	22,6	31,1	12,3	35,6	8,7	8,5	22,0	17,9	1,33	10,12	2195	F	26,0	34,3	15,1	38,8	11,2	10,4	24,1	19,6	1,37	10,51	2389	M	28,5	36,3	17,8	39,8	12,4	12,3	25,6	20,5	1,55	10,8	2575	A	32,0	38,9	22,8	41,7	11,5	14,1	28,1	23,9	1,75	9,44	2494	M	31,4	37,3	25,1	42,5	21,6	22,2	30,0	20,2	-	9,20	2266	J	29,0	35,0	23,2	39,5	20,0	22,9	29,5	18,3	-	9,55	2365	J	27,6	32,4	22,0	36,5	19,2	24,9	29,3	15,8	-	9,25	-	A	26,7	31,4	21,5	34,8	19,3	25,4	29,5	15,8	-	8,58	-	S	27,4	32,9	21,9	36,0	19,4	25,3	30,0	17,1	-	8,75	-	O	27,6	33,9	22,3	37,5	20,0	24,2	29,5	17,0	-	7,75	-	N	26,8	35,6	16,8	37,5	13,3	11,8	27,0	23,7	-	9,95	-	D	23,9	33,5	13,0	35,6	9,5	8,1	23,1	20,1	-	9,90	-		27,5	34,4	19,5	42,5	8,7	17,5	27,3	19,2	-	9,42	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																								
	27,5	34,8	18,8	42,2	6,9	17,3	27,4	19,7	1,52	9,33	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
J	22,6	31,1	12,3	35,6	8,7	8,5	22,0	17,9	1,33	10,12	2195																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
F	26,0	34,3	15,1	38,8	11,2	10,4	24,1	19,6	1,37	10,51	2389																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
M	28,5	36,3	17,8	39,8	12,4	12,3	25,6	20,5	1,55	10,8	2575																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
A	32,0	38,9	22,8	41,7	11,5	14,1	28,1	23,9	1,75	9,44	2494																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
M	31,4	37,3	25,1	42,5	21,6	22,2	30,0	20,2	-	9,20	2266																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
J	29,0	35,0	23,2	39,5	20,0	22,9	29,5	18,3	-	9,55	2365																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
J	27,6	32,4	22,0	36,5	19,2	24,9	29,3	15,8	-	9,25	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
A	26,7	31,4	21,5	34,8	19,3	25,4	29,5	15,8	-	8,58	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
S	27,4	32,9	21,9	36,0	19,4	25,3	30,0	17,1	-	8,75	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
O	27,6	33,9	22,3	37,5	20,0	24,2	29,5	17,0	-	7,75	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
N	26,8	35,6	16,8	37,5	13,3	11,8	27,0	23,7	-	9,95	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																
D	23,9	33,5	13,0	35,6	9,5	8,1	23,1	20,1	-	9,90	-		27,5	34,4	19,5	42,5	8,7	17,5	27,3	19,2	-	9,42	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																				
	27,5	34,4	19,5	42,5	8,7	17,5	27,3	19,2	-	9,42	-																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																																

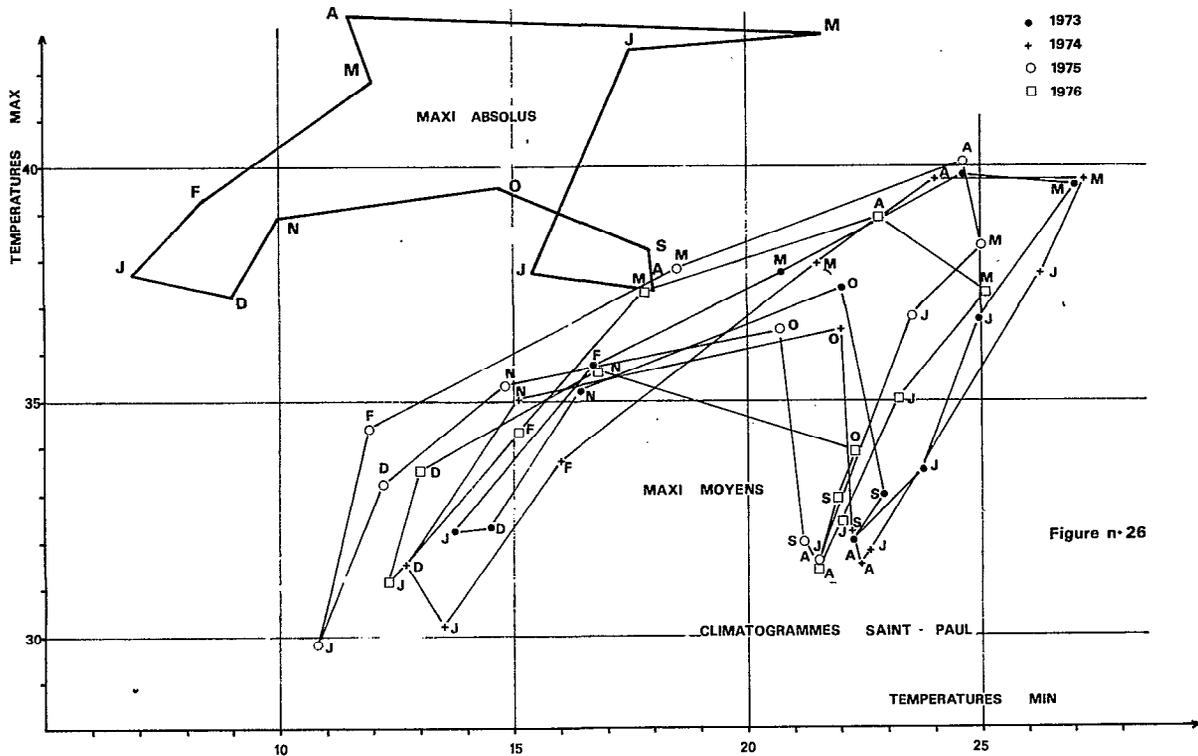
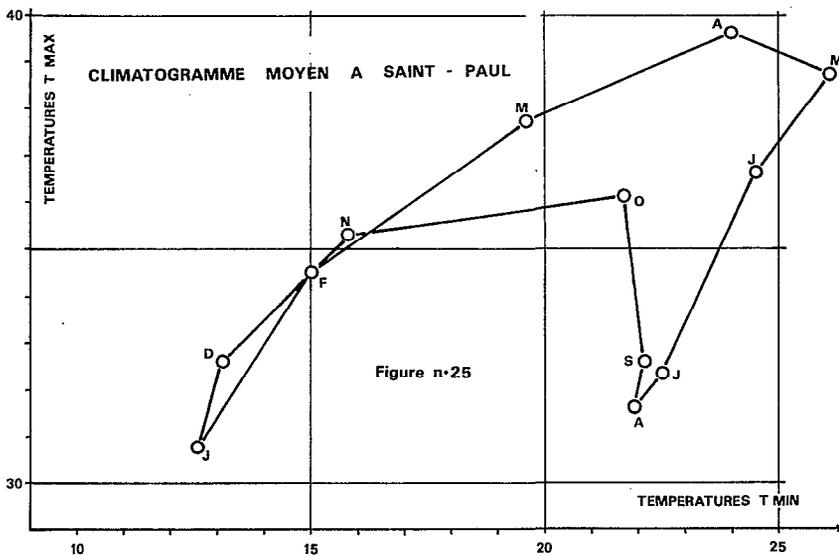
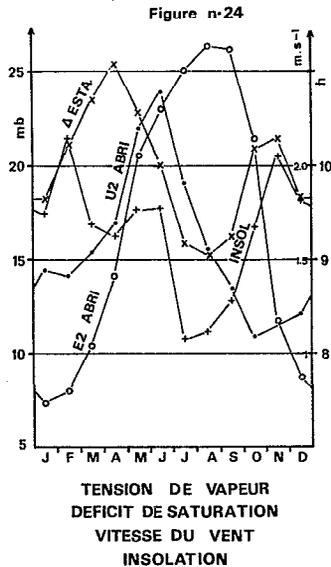
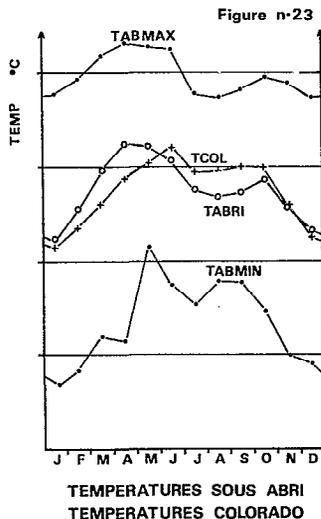
Tableau n° 10
Observations 1973
à SAINT PAUL

Tableau n° 11
Observations 1974
à SAINT PAUL

Tableau n° 12
Observations 1975
à SAINT PAUL

Tableau n° 13
Observations 1976
à SAINT PAUL

PARAMETRES CLIMATIQUES INTERANNUELS



	TABRI °C	TABMAX °C	TABMIN °C	E2ABRI mb	TCOL °C	ΔESTA mb	UZABRI m.s ⁻¹	INSOL h
J	22,3	37,7	6,9	7,3	21,4	18,2	1,45	9,46
F	25,6	39,3	8,4	8,0	23,6	21,1	1,41	10,28
M	29,7	41,8	12,0	10,4	26,1	23,4	1,54	9,36
A	32,5	43,2	11,5	14,2	26,8	25,4	1,69	9,23
M	32,4	42,8	21,6	20,6	30,4	22,8	2,19	9,52
J	30,7	42,5	17,5	23,0	32,2	19,9	2,39	9,54
J	27,6	37,7	15,4	25,1	29,4	15,9	1,91	8,13
A	26,8	37,3	18,0	26,3	29,6	15,2	1,56	8,23
S	27,3	38,2	17,9	26,2	30,0	16,2	1,36	8,55
O	28,8	39,5	14,7	21,4	29,9	20,8	1,08	9,32
N	25,7	38,9	10,0	11,7	25,8	21,5	1,15	10,10
D	23,2	37,2	9,0	8,7	22,5	18,5	1,21	9,64
	27,7	43,2	6,9	16,9	27,3	19,9	1,58	9,28

Tableau n° 14
Moyennes inter-
annuelles à
SAINT PAUL
1973 - 1976

	TABRI °C	TMAX °C	TMIN °C	TABMAX °C	TABMIN °C	E2ABRI mb	TCOL °C	ΔESTA mb
J	23,5	31,2	14,0	36,7	9,3	8,1	22,3	18,8
F	26,5	35,2	16,6	38,9	11,8	9,8	25,0	21,9
M	29,9	37,0	20,3	41,6	13,1	10,6	26,3	23,6
A	32,1	39,4	24,6	42,7	19,1	17,9	29,3	22,9
M	32,8	39,2	26,9	41,7	20,0	23,2	31,2	22,2
J	31,1	36,7	25,0	41,1	18,0	24,2	30,6	19,7
J	28,7	32,8	23,9	37,3	17,3	25,9	30,2	17,0
A	27,1	31,6	22,8	34,9	17,8	26,7	29,5	14,5
S	27,8	32,1	22,1	35,1	15,9	26,5	29,4	(14,5)
O	29,2	36,9	22,4	37,7	17,5	21,9	29,0	18,2
N	26,1	34,1	17,2	37,0	14,0	12,1	26,1	21,7
D	23,3	30,6	15,0	36,5	10,2	10,9	23,2	17,5
	28,1	34,7	20,9	42,7	9,3	18,1	27,5	(18,6)
J	22,1	29,0	13,6	32,6	10,5	8,9	22,1	17,7
F	24,7	32,7	15,5	36,9	12,5	9,5	23,8	20,0
M	29,6	37,1	20,9	41,7	15,2	12,5	27,3	23,8
A	31,4	38,4	23,8	41,0	17,2	16,0	29,5	25,2
M	32,6	39,2	26,7	42,1	23,2	20,9	30,8	23,5
J	31,8	37,5	26,1	41,0	20,0	23,9	30,9	20,8
J	27,0	31,3	22,4	36,6	17,0	25,9	28,9	13,9
A	26,6	30,3	21,9	33,0	17,0	27,2	(28,9)**	(12,6)
S	27,3	30,9	21,9	34,0	17,0	26,6	(29,7)	(15,1)
O	28,8	34,4	22,5	36,5	17,8	23,2	(29,5)	(16,0)
N	25,4	32,5	17,1	36,2	12,7	13,9	(25,0)	(17,8)
D	22,5	29,4	14,1	32,2	11,7	10,2	21,1	14,8
	27,5	33,6	20,5	42,1	10,5	18,2	27,3	(18,1)
J	21,3	28,3	11,4	31,7	8,0	8,4	20,9	16,3
F	24,5	33,2	13,5	37,0	10,0	10,3	24,4	20,3
M	28,4	36,2	18,8	40,2	13,4	12,7	27,4	23,8
A	32,2	38,8	23,9	42,0	19,4	16,4	30,2	26,5
M	31,8	37,7	25,1	41,1	23,2	22,7	31,1	22,5
J	30,7	36,4	23,4	41,5	19,1	22,5	30,6	21,4
J	26,9	31,0	21,2	36,0	17,5	24,7	29,3	16,1
A	26,9	30,5	21,4	33,0	17,1	25,7	(28,8)	(16,2)
S	26,9	31,0	21,5	34,2	19,8	25,8	(30,2)	(17,1)
O	28,5	34,5	21,8	36,1	17,1	21,2	(30,0)	(21,2)
N	25,4	32,5	16,8	34,8	13,8	13,4	(25,9)	(20,0)
D	23,6	31,1	14,3	34,0	12,5	10,8	(23,1)	(17,5)
	27,3	33,4	19,4	42,0	8,0	17,9	(27,7)	(19,2)
J	22,6	29,2	13,8	33,8	10,6	10,1	21,9	16,2
F	25,5	32,2	17,0	37,5	12,9	11,0	24,3	19,4
M	27,5	34,7	18,9	38,5	13,5	11,4	26,6	23,4
A	30,8	37,9	22,7	41,2	12,7	15,0	29,1	25,3
	27,6	33,9	20,3	42,7	8,0	18,1	(27,5)	(18,6)

Tableau n° 15
Observations 1973
à KONGOUSSI

Tableau n° 16
Observations 1974
à KONGOUSSI

Tableau n° 17
Observations 1975
à KONGOUSSI

Tableau n° 18
Observations 1976
à KONGOUSSI

** Observations reconstituées à partir des températures superficielles du lac de DAM

	TABRI °C	TMAX °C	TMIN °C	TABMAX °C	TABMIN °C	E2ABRI mb	TCOL °C	ΔESTA mb
J	23,4	32,1	14,6	37,4	10,4	6,9	21,3	18,4
F	26,5	35,6	17,0	39,8	11,6	8,5	23,9	21,1
M	29,6	37,4	20,6	41,5	13,8	9,8	26,1	24,0
A	32,5	39,7	24,8	43,2	18,9	15,6	29,3	25,2
M	33,0	39,4	27,5	42,1	23,2	21,8	31,9	25,5
J	31,3	36,5	25,9	41,2	17,3	25,1	31,3	20,6
J	29,1	33,4	24,5	37,4	16,0	26,8	31,0	18,1
A	27,4	31,8	23,4	36,5	18,5	27,0	30,4	16,4
S	27,7	32,8	22,5	36,7	18,0	26,8	30,2	16,0
O	29,2	37,2	22,2	39,0	17,3	18,6	30,2	24,3
N	25,7	35,2	16,5	37,8	13,9	10,6	25,1	21,3
D	23,1	31,9	14,6	36,8	9,4	9,2	22,6	18,2
	28,2	35,2	21,2	43,2	9,4	17,2	27,8	20,2
J	22,2	30,0	13,7	34,0	10,3	7,4	21,3	17,9
F	25,3	33,4	16,2	37,7	12,7	7,8	22,9	20,1
M	30,0	37,9	21,5	41,0	15,2	10,3	26,6	24,5
A	32,2	38,5	24,2	41,5	18,0	14,0	29,3	26,8
M	33,0	39,6	27,1	42,2	22,7	19,2	31,6	27,3
J	31,6	37,4	26,2	41,0	19,0	23,3	31,6	23,2
J	27,0	31,6	23,0	36,8	19,0	25,7	29,6	15,8
A	(26,7)	30,7	22,7	33,0	20,5	-	-	-
S	(27,2)	32,1	22,4	34,4	18,6	-	-	-
O	(28,9)	35,7	22,2	37,9	16,0	-	-	-
N	(25,1)	34,7	15,5	38,6	10,0	-	-	-
D	(22,1)	31,3	13,0	35,9	10,6	-	-	-
	(27,6)	34,5	20,6	42,2	10,0	(15,4)	(27,5)	
J	(20,6)	29,5	11,7	33,0	7,9	-	-	-
F	(23,5)	34,0	13,0	36,9	10,4	-	-	-
M	(28,4)	37,3	19,4	40,2	12,8	-	-	-
A	(32,3)	39,7	25,0	42,5	20,3	-	-	-
M	(32,2)	38,0	26,3	41,1	23,7	-	-	-
J	(30,6)	36,5	24,6	40,4	19,4	-	-	-
J	(26,8)	31,2	22,3	36,0	19,5	-	-	-
A	(26,6)	30,7	22,4	33,4	16,5	-	-	-
S	(27,2)	31,4	22,9	35,0	20,0	-	-	-
O	(28,1)	34,1	22,0	37,4	19,0	-	-	-
N	(25,2)	34,5	15,9	36,0	11,7	-	-	-
D	(23,2)	33,5	12,9	36,1	9,1	-	-	-
	(27,1)	34,2	19,9	42,5	7,9	-	-	-
J	(21,7)	30,8	12,6	34,7	9,0	-	-	-
F	(24,8)	33,7	15,8	38,2	11,5	-	-	-
M	(27,1)	36,1	18,0	39,0	11,4	-	-	-
A	(31,2)	38,4	23,9	41,4	12,3	-	-	-

Tableau n° 19
Observations 1973
à BAM

Tableau n° 20
Observations 1974
à BAM

Tableau n° 21
Observations 1975
à BAM

Tableau n° 22
Observations 1976
à BAM

Bacs à évaporation et évaporimètre PICHE

L'orientation particulière de cette étude rend indispensable de fournir également des indications détaillées sur les observations faites aux différents bacs à évaporation installés à la station SAINT PAUL ainsi qu'au lysimètre de 4 m² et au Piche (tableaux 23 à 26). Dans ce chapitre on n'a pas pris en compte les résultats obtenus aux bacs de KONGOUSSI et BAM, pourtant installés depuis 1966 et 1969, trop influencés par la proximité du lac. Ces résultats figurent dans les tableaux pour leur période d'observation commune avec SAINT PAUL. Ils interviendront ultérieurement lorsque seront corrélés tous les résultats évaporométriques aux 3 stations, afin de mettre les effets de l'advection en évidence.

Les tableaux contiennent donc des évaporations journalières moyennes mensuelles exprimées en mm. j⁻¹ obtenues à partir de totaux évaporatoires mensuels. Les précipitations sont prises en compte dans le bilan des bacs, grâce aux mesures faites aux pluviomètres calés à la même cote que les rebords des différents bacs. Par suite de débordements ou de rejaillements incontrôlables, le bilan évaporatoire de certaines journées est aberrant ; ce qui a conduit à éliminer ces journées du total mensuel et à calculer la moyenne journalière mensuelle sur les journées restantes.

Il convient encore de préciser que le lysimètre et le bac COLORADO "pelouse" de SAINT PAUL sont situés au milieu d'un anneau de garde planté en cynodon dactylon de 400 m² et irrigué à suffisance.

Les tableaux 23 à 26 regroupent donc les évaporations suivantes :

SAINT PAUL	E. SN	Evaporation du bac Colorado sur sol nu, mm.j ⁻¹	
	E. PEL	" " " sur pelouse, "	
	E. CL.A	" " " " "	
	E. LYSI	" du lysimètre, "	
	E. PICHE	" au Piche, "	
KONGOUSSI	E. SN	Evaporation du bac Colorado sur sol nu, "	
	E. PICHE	" au Piche, "	
BAM	E. SN	Evaporation du bac Colorado sur sol nu, "	
	E. PICHE	" au Piche, "	

Tableau N° 23 : Evaporations journalières - 1973

1973	SAINT PAUL					KONGOUSSI		BAM	
	E.SN.	E.PEL.	E.CL.A.	E.LYSI.	E.PICHE	E.SN.	E.PICHE	E.SN.	E.PICHE
J	8,4	-	-	-	11,2	7,3	8,5	8,2	10,2
F	9,7	-	-	-	10,8	7,3	9,1	9,4	10,6
M	11,3	-	-	-	13,1	9,2	10,7	10,8	12,1
A	11,1	-	-	-	11,9	9,6	10,0	10,7	10,5
M	12,1	-	-	-	9,2	10,8	9,5	10,6	7,9
J	10,4	-	-	-	6,6	10,0	7,4	9,4	5,7
J	8,9	-	-	-	4,3	8,4	4,7	7,6	3,8
A	6,5	-	7,9	-	3,3	5,7	2,9	5,5	2,4
S	7,1	-	7,1	-	3,4	-	3,3	5,7	2,8
O	9,7	-	9,4	-	7,2	6,4	5,7	7,8	5,9
N	9,9	-	10,3	-	10,5	6,6	7,0	8,6	8,4
D	7,4	-	8,0	-	8,5	5,9	6,7	6,8	7,4
	9,37	-	-	-	8,33	7,76	7,12	8,42	7,31

Tableau n° 24 : Evaporations journalières - 1974

1974	S A I N T P A U L				KONGOUSSI		BAM		
	E.SN.	E.PEL.	E.CLA	E.LYSI	E.PICHE	E.SN	E.PICHE	E.SN.	E.PICHE
J	8,1	-	8,7	-	9,7	5,5	6,6	7,5	8,2
F	9,7	-	10,9	-	11,5	7,3	8,2	9,1	10,4
M	10,9	-	12,3	-	12,3	8,5	9,0	10,0	10,8
A	11,8	-	13,1	-	11,8	9,9	9,8	10,9	10,4
M	13,1	-	14,1	-	10,0	11,4	10,2	11,1	9,0
J	12,4	-	12,7	-	7,3	10,6	8,2	10,2	6,5
J	7,4	-	7,7	-	3,3	6,6	3,6	6,4	2,9
A	7,1	-	7,4	-	2,3	*	2,6	5,4	2,1
S	7,1	-	7,5	-	2,7	-	2,9	5,7	2,2
O	8,8	-	8,7	-	5,4	-	4,6	6,7	3,9
N	8,8	-	9,3	-	9,3	-	8,1	7,4	7,0
D	8,1	-	8,4	-	9,9	-	6,2	7,1	8,0
	9,44	-	10,07	-	7,96	(8,54)	6,5	8,21	6,78

* Arrêt des stations

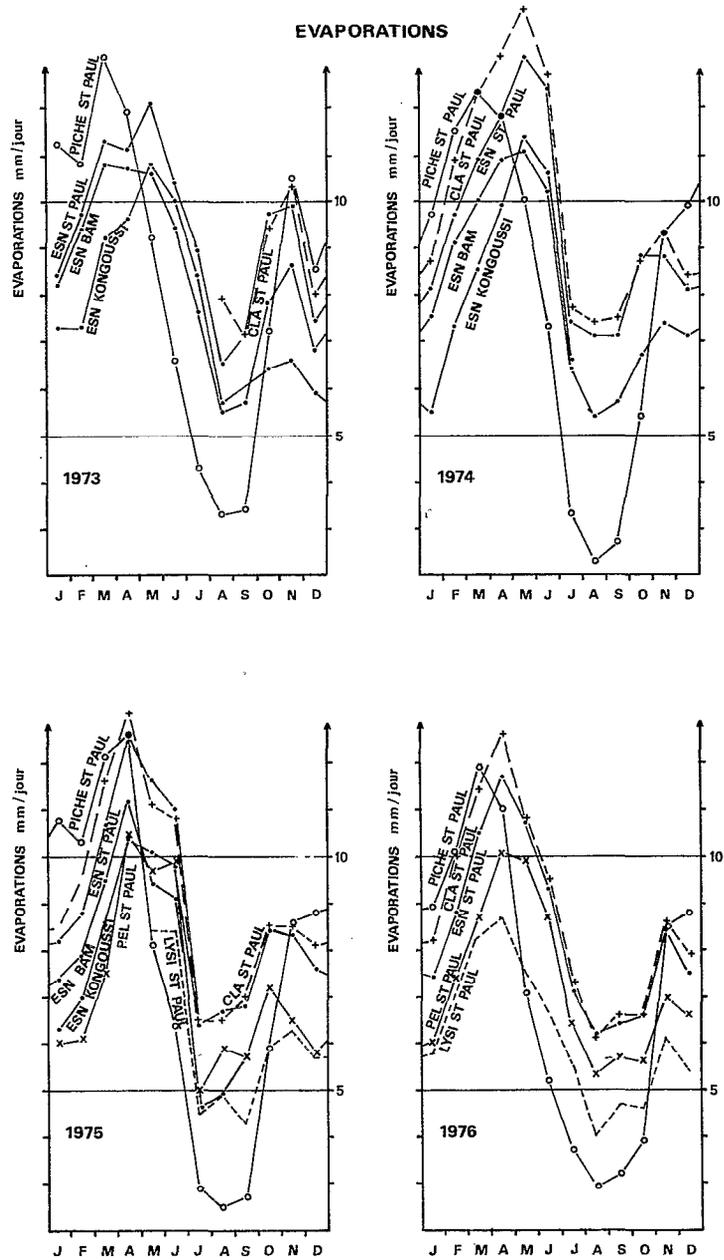


Figure n°27

Tableau n° 25 : Evaporations journalières - 1975

1975	S A I N T P A U L					KONGOUSSI		BAM	
	E.SN.	E.PEL.	E.CLA	E.LYSI	E.PICHE	E.SN.	E.PICHE	E.SN.	E.PICHE
J	8,2	6,0	8,5	5,6	10,8	6,3	7,1	7,4	8,9
F	8,8	6,1	9,5	-	10,3	7,0	7,6	7,9	9,2
M	10,7	7,5	11,6	-	12,1	8,6	8,6	9,5	11,6
A	12,6	10,5	13,1	-	12,6	10,4	9,8	11,2	11,3
M	11,6	9,7	11,1	8,4	8,1	10,1	7,7	9,4	6,8
J	11,0	9,9	10,8	8,4	6,4	9,8	7,5	9,1	5,7
J	6,4	5,0	6,5	4,5	2,9	5,5 ^x	3,4	4,6	2,7
A	6,7	5,9	6,5	4,9	2,5	-	2,7	4,9	2,1
S	6,8	5,7	7,0	4,3	2,7	-	2,8	5,7	2,2
O	8,5	7,2	8,5	5,9	5,9	-	4,8	7,1	4,6
N	8,3	6,5	8,5	6,3	8,6	-	6,8	6,0	6,8
D	7,6	5,8	8,1	5,7	8,8	-	6,2	6,3	7,8
	8,93	7,15	9,19		7,64	(8,54)	6,25	7,42	6,64

* Bac inondé

Tableau n° 26 : Evaporations journalières - 1976

1976	SAINT PAUL					KONGOUSSI		BAM	
	E.SN.	E.PEL.	E.CL.A.	E.LYSI	E.PICHE	E.SN.	E.PICHE	E.SN.	E.PICHE
J	7,4	6,0	8,2	5,7	8,9	6,3	7,0	6,6	8,2
F	8,8	7,4	10,0	7,1	10,1	8,5	8,9	8,3	9,9
M	10,5	8,7	11,4	8,3	11,9	10,2	10,4	9,6	11,3
A	11,7	10,1	12,6	8,7	11,0	11,0 ^x	9,9 ^x	10,7 ^x	10,2 ^x
M	10,7	9,9	10,8	7,5	7,1	-	-	-	-
J	9,3	8,7	9,5	6,7	5,2	-	-	-	-
J	7,1	6,4	7,3	5,5	3,7	-	-	-	-
A	6,2	5,3	6,1	4,0	2,9	-	-	-	-
S	6,4	5,8	6,6	4,7	3,2	-	-	-	-
O	6,6	5,6	6,6	4,6	3,9	-	-	-	-
N	8,4	7,0	8,6	6,1	8,5	-	-	-	-
D	7,5	6,6	7,9	5,4	8,8	-	-	-	-
	8,38	7,29	8,80	6,19	7,10	-	-	-	-

* Arrêt des stations

Ces tableaux ont permis de représenter sur les figures n° 27 les variations de chacun de ces paramètres pour les quatre années 1973 à 1976. A l'examen ils montrent aussi une diminution sensible des évaporations aux diverses stations, et particulièrement à SAINT PAUL, qui concerne aussi bien les bacs COLORADO et CLASSE A que l'évaporimètre PICHE. On note simultanément sur les tableaux précédents (10 à 13) une élévation significative de la tension de vapeur d'eau de l'air sous abri E2 ABRI et une diminution moins sensible de sa température moyenne.

On a pu craindre dans un premier temps pour la station SAINT PAUL qu'il faille y voir l'influence de la présence des 400 m² de gazon irrigué installés à quelques dizaines de mètres de la station "SOL NU" précisément en fin 1974 ; mais les précautions d'usage qui consistent à mettre l'abri à l'amont de la pelouse par rapport au vent dominant avaient pourtant bien été prises.

Il est, sans doute, plus significatif d'examiner les hauteurs d'eau du lac atteintes au cours de ces années :

	Basses eaux	Hautes eaux
1972	0	4,00
1973	1,85	4,00
1974	2,20	4,80
1975	2,60	4,55
1976	2,80	3,85

Elles montrent clairement que de 73 à 76 le lac n'a pas cessé en moyenne de s'étendre davantage. L'influence du lac sur le climat régional s'est donc renforcée au cours de la même période, entraînant une diminution des températures et du déficit de saturation de l'air, et une augmentation de la tension de vapeur. La station de SAINT PAUL, qui était donc en 1972-73 pratiquement hors de l'influence du lac, le serait donc progressivement devenue de 1974 à 1976, pour une faible part qui expliquerait les modifications de l'évaporation sur les bacs, largement supérieures à celles intervenues dans le même sens sur l'évaporation du lac. On peut aussi considérer que la "sécheresse" qui s'estompait déjà sur cette partie de l'Afrique en 1974 serait responsable de ces variations climatiques en ne touchant pas seulement la pluviométrie, mais aussi l'humidité moyenne annuelle de l'air, le lac réagissant évidemment mieux grâce à son importance qu'une station climatologique.

Les valeurs comparées des bacs évaporatoires et des évaporimètres PICHE montrent également que l'influence du lac, considérable à la station de KONGOUSSI et encore à celle de BAM, devient notablement moindre à SAINT PAUL, ce qui justifie de ne pas prendre en considération les résultats climatologiques antérieurs obtenus à KONGOUSSI et à BAM que l'on ne saurait en aucune façon estimer représentatifs du climat régional, puisqu'ils sont trop perturbés par la proximité du lac.

Ces résultats montrent enfin la difficulté qu'il y a à trouver une station climatologique représentative du climat régional et indépendante des variations annuelles d'un micro-climat local.

Etude du vent au sol

L'orientation de cette étude nécessite également une étude fine du vent au sol.

Dans les tableaux 10 à 13 figuraient déjà les valeurs moyennes mensuelles des vitesses du vent à SAINT PAUL. En fait des résultats beaucoup plus complets concernant les 3 années 1973-74-75 ont déjà été publiés (POUYAUD et alt., 1976), en ce qui concerne vitesses et directions du vent à SAINT PAUL. Il n'est pas inutile de reprendre synthétiquement certains de ces résultats :

Vitesses du vent mensuelles et interannuelles

On a calculé à partir des 3 années 1973 à 1976 les valeurs moyennes interannuelles des vitesses de vents mensuelles. Elles sont regroupées dans le tableau 27.

Tableau n° 27 : Vitesses moyennes mensuelles interannuelles
1973 à 1975 en m.s⁻¹

	NUIT 18-06	MATIN 06-12	SOIR 12-18	JOURNEE 0-24
JAN	3,42	2,28	2,72	1,45
FEV	0,49	2,21	2,46	1,41
MARS	0,58	2,43	2,56	1,54
AVRIL	0,92	2,49	2,46	1,69
MAI	1,74	2,86	2,42	2,19
JUIN	2,11	2,98	2,38	2,39
JUIL	1,52	2,36	2,24	1,91
AOUT	1,17	1,95	1,97	1,56
SEPT	0,91	1,85	1,77	1,36
OCT	0,60	1,50	1,64	1,08
NOV	0,32	1,90	2,04	1,15
DEC	0,37	1,92	2,19	1,21
Année	0,93	2,23	2,24	1,58

L'examen des vitesses moyennes mensuelles et annuelles du vent (tableaux 10 à 13) montre à l'évidence que la variation interannuelle des vitesses moyennes du vent est peu importante. D'une année à l'autre on retrouve en effet des valeurs de la moyenne journalière mensuelle très voisines. Bien que moins régulières les moyennes nocturnes, matinales et de l'après-midi, sont encore à l'échelle du mois relativement proches.

Les vitesses mensuelles du vent à SAINT PAUL sont tracées sur les graphiques de la figure 28. On y voit que les vitesses moyennes journalières mensuelles décroissent régulièrement d'un maximum en Juin vers un minimum en Octobre, puis croissent à nouveau régulièrement jusqu'en Juin suivant, malgré toutefois une légère inversion entre Janvier et Février. Cet aspect est accentué pour les moyennes nocturnes où le maximum, très net, est toujours en Juin, mais le minimum en Novembre. De façon générale il y a fort peu de vent nocturne au cours de la saison sèche de Novembre à Mars. Les moyennes matinales conservent le même aspect, mais il y a cependant beaucoup moins de différence entre les moyennes de saison sèche et le reste de l'année. Les moyennes mensuelles des après-midi sont beaucoup plus régulières ; le minimum est encore en Octobre, mais le maximum s'observe en Janvier et correspond au fort vent de la saison sèche.

On observe toujours un maximum du vent aux heures diurnes, mais sa valeur, relativement à celles des heures nocturnes, évolue considérablement. A la saison sèche (Novembre à Mars) ce maximum horaire se place généralement de 10 à 11 heures. Les vents nocturnes minima s'observent en Novembre et durant cette même période l'activité éolienne intense est très nettement comprise entre 7 h et 18 h. En début d'hivernage (Avril-Juin) le maximum journalier avance d'une heure de 9 h à 10 h. Conjointement les vitesses nocturnes croissent progressivement, masquent ce maximum diurne qui reste pourtant prédominant. Durant le plein hivernage (Juillet-Août) les vitesses nocturnes cessent de croître relativement aux vitesses diurnes, ou débute même une légère décroissance. Le maximum horaire journalier est généralement retardé en milieu de journée. En fin d'hivernage (Septembre-Octobre) les vitesses de vent rejoignent progressivement les conditions de saison sèche, de façon plus ou moins rapide selon les années.

DIRECTIONS MOYENNES DU VENT A SAINT-PAUL

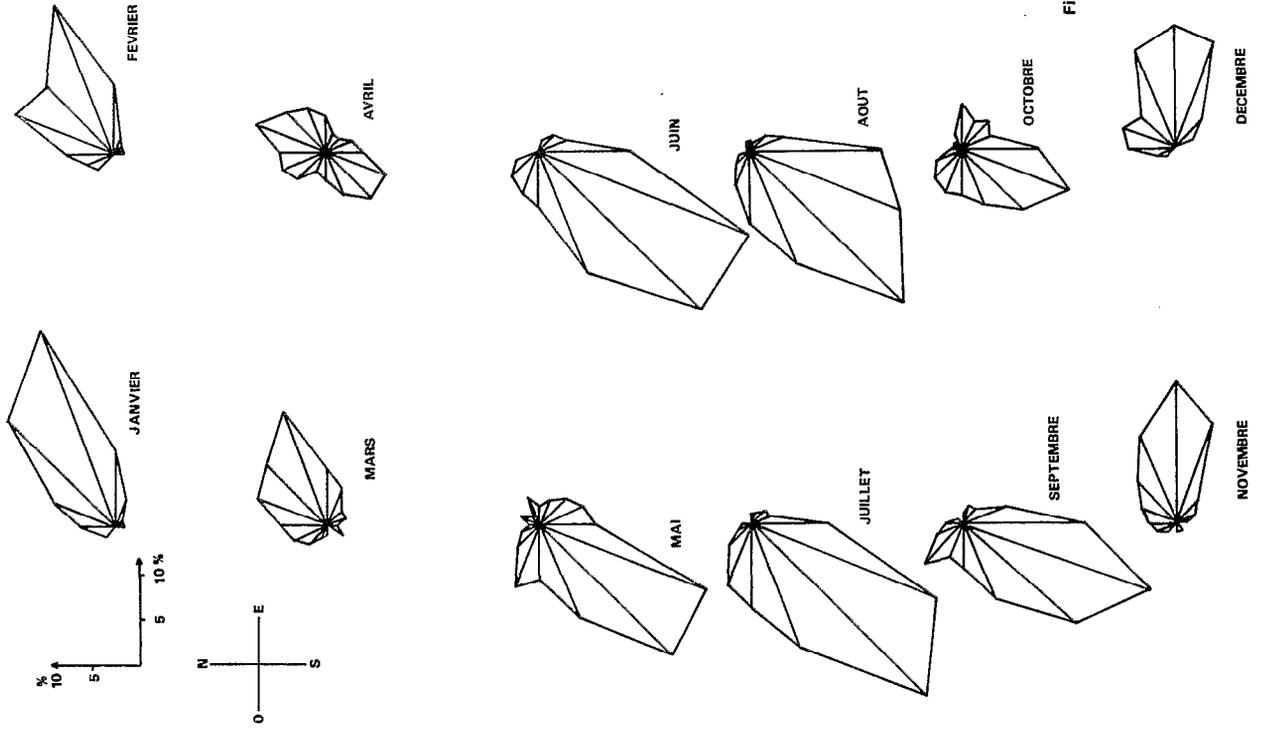
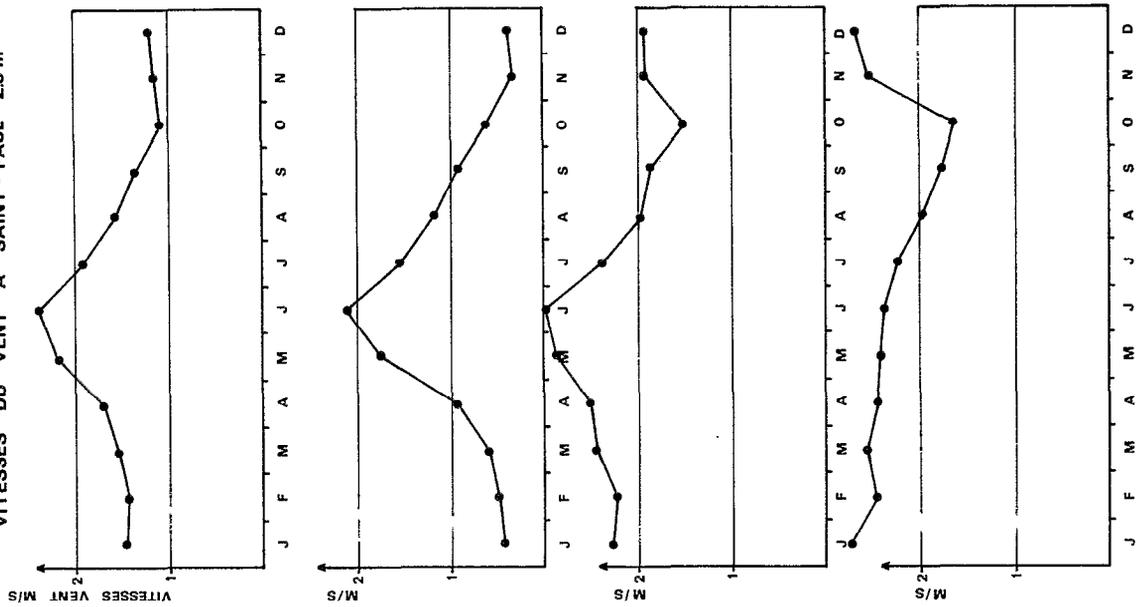


Figure n° 29

VITESSES DU VENT A SAINT-PAUL 2.5 m



VITESSES MOYENNES 1973-1974-1975

Figure n° 28

Directions du vent moyennes mensuelles

Le présentation des résultats concernant la direction du vent est beaucoup plus délicate. On peut trouver dans le rapport déjà cité les résultats moyens mensuels pour le matin, l'après-midi et la nuit : seules les valeurs journalières moyennes mensuelles interannuelles figurent ici. Sur les graphiques de la figure 29 figurent les orientations moyennes mensuelles tirées du tableau 28 ci-dessous correspondant à une rose des vents divisée en 16 parts. Pour chacune de ces directions a été calculé le pourcentage moyen mensuel d'existence d'un vent non nul de cette direction significative. La première colonne du tableau ci-dessous, représente le pourcentage total de vent non nul de direction significative, et la dernière colonne le pourcentage de vent non nul de direction variable non significative.

Tableau n° 28 : Directions du vent - Pourcentages d'apparition

Mois	Vent %	N	NE	E	SE	S	SW	W	NW	Direct. indétt.							
JANV	62	4	7	16	22	8	3	1	1	1	0	0	0	0	1	0	3
FEV	55	5	11	10	17	7	2	1	1	1	0	0	0	0	2	3	5
MARS	51	5	8	9	13	6	4	2	2	1	2	0	1	1	3	4	11
AVR	62	5	8	6	5	4	2	2	3	4	7	7	5	3	2	4	8
MAI	78	1	2	1	3	2	3	4	5	6	19	20	11	6	7	3	15
JUIN	80	0	0	0	0	0	1	2	3	10	24	24	14	6	5	4	10
JUIL	87	1	0	0	0	1	1	2	2	8	21	26	14	9	7	3	10
AOUT	80	0	0	0	1	1	1	2	4	14	17	23	13	8	4	2	12
SEPT	82	2	1	1	0	1	2	2	5	13	21	16	9	5	4	3	9
OCT	61	1	1	1	2	5	3	4	3	8	12	9	6	5	5	4	10
NOV	59	3	4	6	10	15	11	3	2	1	0	1	1	1	0	1	3
DEC	60	5	6	5	11	13	12	4	2	0	0	0	0	0	1	2	2
	68	2,7	3,2	4,6	7,0	5,2	3,7	2,4	2,7	5,6	10,2	10,5	6,2	3,7	2,9	2,2	8,0

L'étude comparative des 3 années montre que la répartition mensuelle des directions n'est pas aussi constante qu'on pourrait le croire. Les mois de "saison établie", on observe effectivement pour les 3 années une remarquable constance du graphe, les mois de "transition" sont beaucoup moins réguliers :

- Janvier : La direction privilégiée est ENE qui a le pourcentage maximum pour les 3 années. On note cependant une tendance plus au N ou plus au S selon l'année.
- Février : La direction privilégiée est toujours ENE, avec cependant apparition de la direction NNE pour certaines années.
- Mars : Il est déjà plus délicat de parler de direction privilégiée, puisque selon les années on peut aller du N à l'E.
- Avril : Il y a coexistence de deux directions principales, NE pour les vents de type saison sèche, et SW pour les premiers vents humides de mousson.
- Mai : La direction dominante est SW et SSW avec cependant encore quelques incursions au SSE.
- Juin : La prépondérance des vents de SW et SSW s'affirme. On peut cependant noter l'apparition de quelques vents du secteur NW, correspondant à certains types de temps de "pré-tornade" anormales du NW.
- Juillet } La direction est toujours le SW, avec cependant la persistance de quelques
Août } vents de secteur NW, et avec en Septembre l'apparition des premiers vents de
Septembre } l'Est.
- Octobre : La direction privilégiée est encore SSW. Cependant la direction NW persiste, et les vents de secteur E et SE se développent.
- Novembre } Ces mois sont caractérisés par des vents de secteur E prédominants, on observe
Décembre } cependant certaines années des vents de secteur Nord particulièrement soutenus.

Une assez remarquable constance de la répartition des directions de vent s'observe par contre à l'échelle annuelle.

On peut constater aussi que les types de vent sont très variables au cours de la journée, mais que ces variations ne sont pas faites au hasard et se retrouvent d'un jour à l'autre et d'une année à l'autre. Cela est particulièrement marqué pour les mois de transition. En Janvier et Février il n'y a pas de différence très marquée entre les 3 parties de la journée. Le vent paraît cependant plus à l'Est le matin et plus au Nord la nuit, l'après-midi étant intermédiaire. En Mars la direction est remarquablement homogène, malgré une tendance de l'après-midi aux vents de NW. En Avril, nuit et matin paraissent bien répartis entre NE et SW, l'après-midi par contre concerne presque exclusivement des vents de NE seulement, avec une tendance nette complémentaire au N et au NW. En Mai, Juin, Juillet,

Août et Septembre les directions de vent sont assez homogènes. Cependant les graphes de l'après-midi sont beaucoup plus "ronds" traduisant une beaucoup plus grande variabilité des directions de vent. En revanche la direction du vent nocturne reste beaucoup plus stable au SW, les vents du matin ayant une variabilité intermédiaire. Il faut également remarquer que pour cette période, les vents de la nuit, du matin et de l'après-midi "tournent à droite" en cours de journée de façon très significative. En effet si la direction du vent nocturne est SW ou SSW, la direction du vent des matins est plutôt SW, et celle de l'après-midi WSW à W. Octobre est très significatif à cet égard, où le vent nocturne est très stable au SSW, le vent matinal moins stable de SW à W, et le vent de l'après-midi plutôt E avec cependant de nombreux passages au NW. En Novembre et Décembre on retrouve des directions ENE et E avec toujours cette rotation vers la droite du vent de la nuit au matin, cette tendance étant beaucoup moins nette et même presque inversée du matin à l'après-midi.

Rayonnement global et durée d'insolation

La suite de cette étude nécessitera l'utilisation de corrélations entre le rayonnement global et la durée d'insolation.

Ces paramètres ont été observés simultanément en 1974, 1975 et le début de 1976. Des difficultés dans l'alimentation de l'enregistreur du solarimètre ont fait que les relevés du rayonnement global de Septembre et Octobre 1975 sont inexploitable. La période commune d'observation est donc de 28 mois (fig. 31). Il est inutile de tenter une corrélation directe entre ces deux paramètres qui ne sont pas directement comparables. La bande de l'héliographe qui mesure la durée d'insolation est brûlée ou n'est pas brûlée sans intermédiaires, contrairement à la bande du solarimètre qui peut enregistrer toutes les variations du rayonnement. Toutefois en introduisant les variables réduites classiques définies ci-après, on peut obtenir finalement une bonne corrélation.

Ces variables réduites sont G/Go et S/So, où pour une période d'observation donnée :

- G est le rayonnement global RG, journalier mesuré au solarimètre, exprimé en $J.cm^{-2}$
- S la durée journalière d'insolation INSOL, mesurée à l'héliographe, en h et 1/100.
- So la durée du jour calculée mathématiquement pour la latitude de Kongoussi en heure et 1/10.
- Go le rayonnement solaire maximal reçu à l'entrée de l'atmosphère, pour la latitude de Kongoussi en $J.cm^{-2}$.

Les calculs de So et Go pour la latitude de KONGOUSSI ont fourni les valeurs moyennes mensuelles suivantes :

	JANV	FEV	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC
Go	2959	3265	3603	3825	3921	3929	3929	3866	3712	3419	3089	2863
So	11,5	11,8	12,1	12,5	12,8	13,0	12,9	12,7	12,3	11,9	11,6	11,4

Ces valeurs de Go et So ont permis de calculer les variables réduites S/So et G/Go correspondant aux 28 mois d'observations communes que nous avons rassemblées dans le tableau 29.

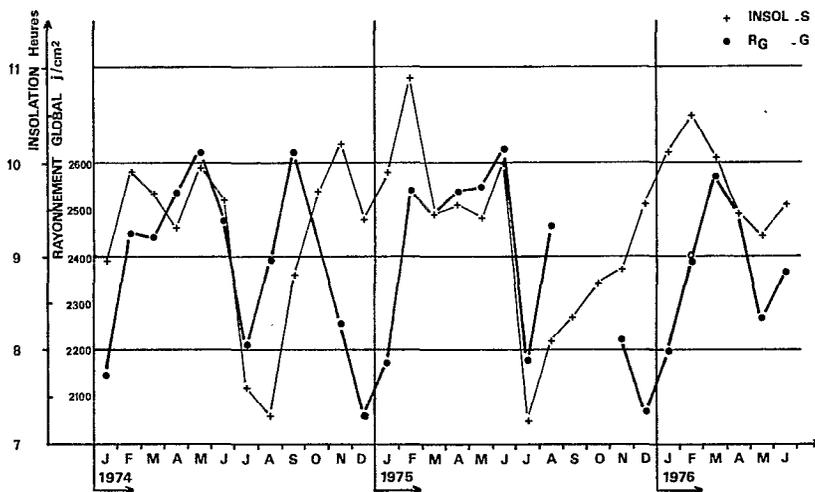
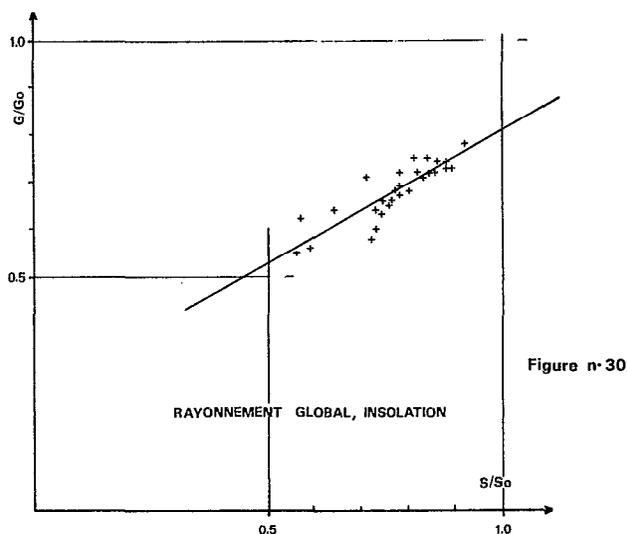
		S heure	S/So	G $J.cm^{-2}$	G/Go	
1974	J	8,97	0,78	2145	0,72	
	F	9,93	0,84	2450	0,75	
	M	9,69	0,80	2439	0,68	
	A	9,30	0,74	2538	0,66	
	M	9,86	0,78	2627	0,67	
	J	9,57	0,74	2480	0,63	
	J	7,60	0,59	2209	0,56	
	A	7,29	0,57	2394	0,62	
	S	8,78	0,71	2625	0,71	
	O	9,67	0,81	2550	0,75	
	N	10,23	0,88	2256	0,73	
	D	9,37	0,82	2060	0,72	
	1975	J	9,90	0,86	2175	0,74
		F	10,89	0,92	2546	0,78
M		9,44	0,78	2499	0,69	
A		9,55	0,76	2538	0,66	
M		9,39	0,73	2548	0,64	
J		10,00	0,77	2635	0,67	
J		7,23	0,56	2177	0,55	
A		8,09	0,64	2466	0,64	
S		8,36	0,68	-	-	
O		9,71	0,82	-	-	
1976	N	9,87	0,85	2220	0,72	
	D	9,56	0,84	2067	0,72	
	J	10,12	0,88	2195	0,74	
	F	10,51	0,89	2389	0,73	
	M	10,08	0,83	2575	0,71	
	A	9,44	0,76	2494	0,65	
	M	9,20	0,72	2266	0,58	
	J	9,55	0,73	2365	0,60	

Tableau n° 29
Calcul des valeurs
réduites S/So
et G/Go

La corrélation obtenue entre G/Go et S/So est très satisfaisante (fig. n° 30). On aurait pu pour une étude plus délicate prendre les valeurs journalières d'un même mois pour les différentes années et vérifier l'existence d'éventuelles divergences selon la saison. On considèrera plus sommairement la seule corrélation entre valeurs mensuelles :

$$G/Go = 0,557 \cdot S/So + 0,25 \text{ avec un coefficient de corrélation : } r = 0,86$$

Cette corrélation permettra de calculer le rayonnement global à partir de la durée d'insolation lorsqu'elle a seule été observée.



RAYONNEMENT GLOBAL ET INSOLATION A SAINT-PAUL 1974 - 1975 - 1976

Figure n° 31

1.1.2. L'ETUDE DE LA MARE D'OURSI

L'étude multidisciplinaire et multiorganisme de la mare d'OURSI a été lancée par l'ORSTOM, avec un financement partiel de la DGRST, dès 1976. Rapidement elle allait récupérer une partie importante du matériel hydroclimatologique précédemment installé autour du lac de BAM.

1.1.2.1. ELEMENTS HYDROGEOGRAPHIQUES SUR LA MARE D'OURSI

La mare d'OURSI (CLAUDE, 1978) occupe l'extrémité Nord-Est d'un bassin versant d'environ 275 km² situé par 14° de latitude Nord, dans le cercle de l'OU DALAN, partie la plus septentrionale de la Haute Volta. Le climat est typiquement sahélien, caractérisé par une pluviosité d'environ 400 mm, avec une irrégularité interannuelle déjà très forte.

Le bassin versant est en fait une dépression endoréique causée par le blocage dunaire éolien du cordon situé au Nord et à l'Est de la localité d'OURSI par un seuil rocheux ensablé qui permet peut être encore un déversement, dans des conditions d'hydraulicité vraiment exceptionnelles, vers le bassin adjacent du GOUNTOURE.

La surface du plan d'eau de la mare, dans sa plus grande extension, ne dépasse pas 15 km². L'assèchement de la mare, précédé de son morcellement en plusieurs mares indépendantes, est fréquent, surtout au cours des dernières années particulièrement sèches. L'étanchéité de la mare est loin d'être parfaite, il y a notamment d'importantes infiltrations sous le cordon dunaire du nord. La mare enfin est presque totalement couverte d'une importante végétation, qui subsiste même en hautes eaux compte tenu de sa très faible profondeur (max 2 à 2,5 m).

La petite mare de GANADAOURI, quelques kilomètres plus au Nord sur le cours du GOUNTOURE, a une origine comparable, mais déverse régulièrement. Elle est pour nous très intéressante puisqu'elle reste toujours libre de végétation, ce qui permettra des comparaisons intéressantes. Son étanchéité est aussi sujette à caution que celle de la mare d'OURSI.

Deux limnigraphes équipent ces deux mares et permettent donc de suivre les variations de leurs plans d'eau.

1.1.2.2. CONSTITUTION DES DONNEES DISPONIBLES

Il n'est pas question de présenter ici les données climatologiques observées à la station d'OURSI de 1976 à 1980, avec autant de détails que pour l'étude du lac de BAM, support du présent travail. De fait les données météorologiques journalières, mensuelles et annuelles, observées à la station ORSTOM de JALAFANKA - Mare d'OURSI sont disponibles sous une forme identique à celle de l'étude du lac de BAM (CLAUDE, BERNARD et aliter, 1977, 78, 79, 80, 81). Nous avons donc reconstitué les valeurs moyennes mensuelles des différents paramètres indispensables à partir de leurs valeurs moyennes à 6h, 12h, et 18h dans les mêmes conditions que pour l'étude du lac de BAM.

Une première série de tableaux donne les moyennes mensuelles des principales caractéristiques climatiques observées sous abri météo.

Tableau n° 30 : Températures sèches moyennes mensuelles.

Tableau n° 31 : Températures minimales mensuelles.

Tableau n° 32 : Températures maximales mensuelles.

Tableau n° 33 : Moyennes mensuelles des températures minimales journalières.

Tableau n° 34 : Moyennes mensuelles des températures maximales journalières.

Tableau n° 35 : Pressions de vapeur d'eau sous abri moyennes mensuelles.

TABLEAU N° 30

Moyennes Mensuelles Annuelles et Interannuelles des Températures sèches moyennes journalières
obtenues avec T moyenne journalière = $\frac{9.T06 + 6.T12 + 9.T18}{24}$

	JANV	FEV	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCTOB	NOVEM	DECEM	Annuel
1976								26,8	28,7	28,7	28,1	24,1	-
1977	25,2	25,1	28,0	33,5	34,0	33,0	29,4	28,5	29,5	31,0	26,2	23,2	28,9
1978	23,7	27,7	31,1	32,9	34,3	32,0	29,2	28,8	29,9	31,7	27,9	25,2	29,5
1979	25,8	25,4	30,8	32,7	33,6	31,6	30,5	29,5	29,7	31,8	28,3	23,2	29,4
1980	26,1	27,3	30,6	34,8	36,2	32,6	29,6	28,2	31,0	32,1	28,8	22,9	30,0
1981	21,8	26,8	31,3	34,0	34,4	33,5	30,0	29,0	30,5	32,2	26,3	24,1	29,5
Moy.	24,5	26,5	30,4	33,6	34,5	32,5	29,7	28,5	29,7	30,9	27,6	23,8	29,4

TABLEAU N° 31

Températures extrêmes sous abri

Températures Minimales Mensuelles, Annuelles et Interannuelles

	JANV	FEV	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCTOB	NOVEM	DECEM	Annuel
1976							20,0	19,5	20,0	19,4	17,5	12,0	(12,0)
1977	13,0	12,5	15,5	19,5	22,0	22,2	17,4	19,8	20,0	18,0	14,0	7,6	7,6
1978	11,2	13,9	17,3	17,2	21,0	20,1	14,2	18,8	19,8	21,4	15,3	13,0	11,2
1979	14,8	12,2	12,0	18,5	23,6	17,6	16,5	20,0	20,4	21,2	17,3	13,0	12,0
1980	13,0	17,0	17,8	22,2	22,0	21,5	21,9	20,6	22,0	21,0	17,2	9,0	9,0
1981	10,7	14,0	17,9	22,0	22,9	19,7	19,0	19,0	20,1	21,4	14,9	12,5	10,7
Inter	10,7	12,2	12,0	17,2	21,0	17,6	14,2	18,8	19,8	18,0	14,0	7,6	7,6

TABLEAU N° 32

Températures Maximales Mensuelles, Annuelles et Interannuelles

	JANV	FEV	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCTOB	NOVEM	DECEM	Annuel
1976							37,1	37,3	39,5	41,2	38,0	34,8	(41,2)
1977	35,2	36,1	40,0	43,6	42,5	43,5	40,5	39,5	39,7	41,3	38,0	34,9	43,6
1978	35,3	38,5	42,5	42,0	43,5	41,0	41,5	37,3	38,5	41,3	39,2	36,0	43,5
1979	37,5	37,5	42,0	42,5	42,7	42,5	40,0	38,1	41,2	41,6	38,1	31,7	42,7
1980	37,8	37,8	42,2	45,0	44,6	43,0	37,5	36,7	41,8	41,6	40,3	35,4	45,0
1981	34,0	38,6	40,6	44,5	44,1	44,6	40,0	38,7	40,1	41,1	38,0	36,5	44,6
Inter	37,8	38,6	42,5	45,0	44,6	44,6	41,5	39,5	41,8	41,6	40,3	36,5	45,0

TABLEAU N° 33

Moyennes Mensuelles, Annuelles et Interannuelles des Températures minimales journalières

	JANV	FEV	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCTOB	NOVEM	DECEM	Annuel
1976								(23,1)	24,0	21,9	19,6	15,5	(20,8)
1977	16,6	15,4	20,3	25,9	26,8	27,3	24,3	24,1	24,2	23,9	17,7	14,4	21,7
1978	14,2	18,0	21,6	25,4	27,1	24,8	22,1	23,2	22,8	25,4	19,8	16,3	21,7
1979	17,3	15,7	22,3	23,4	26,6	25,0	24,4	23,0	24,5	25,1	20,3	15,2	21,9
1980	17,9	18,7	21,6	26,2	28,5	26,4	24,2	23,4	24,7	24,3	20,7	14,4	22,6
1981	13,3	17,9	22,3	25,4	28,1	26,6	23,3	22,9	23,8	23,1	18,1	15,0	21,7
Inter	15,9	17,1	21,6	25,3	27,4	26,0	23,7	23,3	24,0	24,0	19,4	15,1	21,9

TABLEAU N° 34

Moyennes Mensuelles, Annuelles et Interannuelles des Températures maximales journalières

	JANV	FEV	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCTOB	NOVEM	DECEM	Annuel
1976							(34,2)	(32,5)	(35,3)	36,6	35,6	32,3	(34,4)
1977	32,8	33,5	35,8	40,0	40,4	39,0	34,6	33,7	35,8	39,7	34,8	31,5	35,9
1978	32,1	35,7	38,4	39,0	40,5	37,4	34,6	34,2	35,4	38,4	35,2	33,2	36,2
1979	33,7	33,5	37,3	40,0	39,0	36,6	35,5	35,0	35,6	39,6	36,1	30,7	36,1
1980	33,4	34,4	38,3	41,8	42,2	38,6	34,2	33,1	37,3	39,1	36,1	30,2	36,6
1981	29,9	34,3	38,4	41,0	40,4	39,4	35,0	34,6	36,9	39,5	33,6	32,5	36,3
Inter	32,2	34,3	37,6	40,4	40,5	38,2	34,8	34,1	36,2	38,8	35,2	31,7	36,2

Moyennes mensuelles, annuelles et interannuelles des tensions de vapeur d'eau
moyennes journalières calculées par $\bar{E} = \frac{9E06 + 6E12 + 9E18}{24}$
en mb

TABLEAU N° 35

ANNEES	JANV	FEV	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPTEN	OCTO	NOVEM	DECEM	Annuel
1976								25,2	24,8	22,7	10,6	11,4	-
1977	8,5	8,2	3,5	7,6	16,2	18,0	22,3	24,5	23,7	13,8	5,9	5,7	13,0
1978	6,8	10,1	7,1	13,0	19,7	22,1	22,3	23,6	22,3	14,4	7,8	8,8	14,8
1979	4,3	3,0	9,6	10,5	20,5	21,5	24,8	23,5	23,2	17,4	8,5	7,4	14,5
1980	11,6	8,6	4,6	8,7	16,2	22,7	23,4	24,0	20,5	16,5	7,6	6,5	14,3
1981	3,3	9,6	13,4	9,5	18,6	19,6	24,5	23,3	24,7	11,2	7,7	5,9	14,3
Moyenne	6,9	7,5	7,6	9,9	18,2	20,8	23,5	24,0	23,2	16,0	8,0	7,6	14,4

Une seconde série de tableaux fournit des indications sur la vitesse moyenne du vent
(tableau n° 36 et sa direction (tableau n° 37)).

TABLEAU N° 36

Vitesses du vent moyennes mensuelles, annuelles et interannuelles
en m.s⁻¹

MOIS ANNEES	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Annuel
1976								2,8	2,5	2,5	1,9	2,0	-
1977	2,2	2,7	3,1	2,9	3,3	4,2	3,7	3,1	1,8	1,6	2,0	2,4	2,75
1978	2,6	2,2	2,2	2,8	3,8	4,2	4,3	3,0	2,3	2,2	2,6	2,2	2,87
1979	2,5	2,5	3,1	2,6	3,5	3,6	3,8	3,2	2,7	2,0	2,0	2,8	2,86
1980	2,3	2,8	3,0	2,7	3,3	4,0	3,7	2,7	2,3	2,3	2,0	2,8	2,82
1981	2,7	3,0	2,7	3,0	3,8	4,3	3,8	3,1	2,7	2,0	2,8	2,2	3,01
Moyenne	2,4	2,6	2,8	2,8	3,5	4,1	3,9	3,0	2,4	2,1	2,2	2,4	2,85

Variations annuelles et interannuelles de l'origine de la
direction du vent

TABLEAU N° 37

en %

ANNEES	O %	NO %	N %	NE %	E %	SE %	S %	SO %
1976	(06)	(06)	(09)	(11)	(11)	(08)	(24)	(21)
1977	11	06	09	16	23	08	10	17
1978	10	07	09	15	17	12	09	21
1979	13	08	11	16	23	07	11	11
1980	12	06	07	20	18	12	09	16
1981	12	07	06	19	23	08	09	16
Moyenne	12	07	08	17	21	09	10	16

Les trois tableaux suivants (38 à 40) donnent les valeurs mensuelles et annuelles de la durée moyenne d'insolation, les valeurs calculées des paramètres S_0 et G_0 , et les estimations du rayonnement global G .

Moyennes Mensuelles, Annuelles et Interannuelles de la durée journalière d'insolation S en heures et dixièmes

TABEAU N° 38

	JANV	FEV	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCTOB	NOVEM	DECEM	Annuel
1976				6,0	8,1	6,7	6,5	6,5	8,4	9,8	10,6	9,8	(8,0)
1977				8,7	9,0	9,0	8,5	10,1	8,7	9,5	9,6	9,8	9,7
1978	10,1	9,2	9,6	8,7	9,0	9,0	8,5	10,1	8,7	9,5	9,6	9,8	9,7
1979	8,7	10,6	8,5	9,5	7,4	7,6	8,3	(8,7)	8,3	8,5	9,7	9,4	8,7
1980	9,0	8,9	9,9	9,2	10,1	8,3	8,7	8,9	9,5	9,7	9,4	8,9	9,2
1981	10,1	9,7	8,6	8,5	9,2	9,8	9,5	9,7	9,1	10,0	9,7	9,4	9,5
Inter	9,5	9,6	9,2	8,4	8,8	8,5	8,3	8,8	8,8	9,5	9,8	9,5	9,0

Moyennes mensuelles et annuelles de la durée journalière maximale d'insolation S_0 en heures et 1/10 d'heure

Moyennes mensuelles et annuelles du rayonnement solaire à l'entrée de l'atmosphère G_0 en $J.cm^{-2} . jour^{-1}$

TABEAU N° 39

	JANV	FEV	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCTOB	NOVEM	DECEM	Annuel
S_0	10,8	11,1	11,5	11,9	12,2	12,4	12,3	12,1	11,8	11,4	11,0	10,8	11,6
G_0	2961	3263	3582	3768	3835	3852	3820	3787	3697	3466	3137	2891	3505

Moyennes mensuelles, annuelles et interannuelles du rayonnement global G

en $J.cm^{-2} . jour^{-1}$

TABEAU N° 40

	JANV	FEVR	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPTE	OCTOB	NOVEM	DECEM	Annuel
1977				2006	2385	2129	2085	2086	2398	2535	2477	2192	2230
1978	2291	2330	2570	2485	2543	2529	2433	2717	2451	2484	2317	2182	2518
1979	2076	2561	2378	2627	2261	2285	2399	2472	2380	2314	2333	2132	2348
1980	2122	2281	2622	2573	2737	2407	2468	2507	2591	2518	2265	2057	2433
1981	2291	2413	2396	2448	2578	2685	2807	2647	2521	2569	2333	2132	2484
Moy.	2199	2396	2500	2431	2508	2442	2399	2489	2468	2484	2349	2147	2399

Dans le tableau n° 41 sont regroupées les moyennes mensuelles des évaporations au Piche et sur bac Colorado et classe A.

TABEAU N° 41

EVAPORATION ($mm.jour^{-1}$)

		JAN	FEV	MARS	AVRIL	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	OCT	NOV	DEC	
Evapo- ration	1976	16,0	-	-	-	-	-	-	(5,7)	07,1	08,0	13,3	-	
	1977	16,0	18,1	-	21,0	12,6	11,6	07,3	05,8	06,2	12,9	15,7	15,5	
	1978	16,1	16,6	15,5	14,3	12,3	09,2	06,7	05,4	06,4	12,3	18,5	15,9	
	1979	18,1	17,3	19,2	22,0	13,4	08,7	07,2	06,1	06,7	10,5	15,6	16,5	
	1980	16,4	18,7	20,2	20,0	16,2	10,1	06,7	04,8	08,5	13,6	15,7	15,8	
Piche	1981	14,7	18,3	18,8	19,1	12,2	10,6	06,8	06,2	07,2	15,4	13,8	16,7	
	Moy.	16,2	17,0	18,2	19,3	13,3	10,0	06,5	05,7	07,0	12,1	15,4	16,1	
	Evapo- ration	1976	-	-	-	-	-	-	-	09,6	(11,1)	(13,7)	11,7	-
		1977	11,9	14,7	17,7	19,9	18,6	16,8	11,2	10,0	10,1	12,5	11,4	10,1
		1978	10,3	11,3	12,9	14,7	15,9	13,8	10,2	08,5	08,4	10,6	10,7	09,8
1979		11,4	12,5	14,5	16,0	14,2	11,9	12,4	10,3	09,6	11,5	11,8	10,5	
1980		10,9	13,1	16,0	16,0	16,9	14,3	10,9	09,4	11,5	13,6	11,9	10,5	
Bac Colorado	1981	10,6	13,1	14,9	16,4	15,7	15,6	11,4	11,8	11,5	14,2	12,8	10,8	
	Moy.	11,0	12,9	15,2	16,6	16,3	14,5	11,2	10,0	10,1	12,5	11,7	10,6	
	Evapo- ration	1976	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
		1977	-	-	-	21,4	19,5	17,2	11,5	09,5	09,5	11,9	11,9	10,9
		1978	11,9	13,3	15,4	15,9	16,7	14,4	12,2	09,2	08,1	12,4	11,1	12,7
1979		14,2	17,3	18,8	20,2	16,7	12,4	12,2	10,5	09,2	12,2	14,6	13,8	
1980		15,9	19,3	24,4	20,0	21,7	14,4	11,6	09,8	11,9	15,9	16,0	14,4	
Bac Classe A	1981	14,5	18,3	21,4	23,1	17,7	17,0	11,4	11,4	11,3	14,4	15,9	15,9	
	Moy.	14,1	17,1	20,0	20,1	18,5	15,1	11,8	10,1	10,0	13,4	14,2	13,2	

Compte tenu de la spécificité de notre étude, nous avons regroupé dans un tableau unique n° 42 les valeurs des paramètres important pour la suite.

TABLEAU N° 42 : MARE D'OURS I

Paramètres climatiques mensuels et annuels

		TABRI °C	E2ABRI mb	TCOL °C	ΔESTA mb	U2ABRI m.s ⁻¹
1977	J	25,2	8,5	20,8	16,0	(2,2)
	F	25,1	6,2	21,3	19,1	2,7
	M	28,0	3,5	22,3	23,4	3,1
	A	33,5	7,6	26,1	26,2	2,9
	M	34,0	16,2	28,9	23,6	3,3
	J	33,0	18,0	29,1	22,3	4,2
	J	29,4	22,3	28,8	17,3	3,7
	A	28,5	24,5	29,4	16,5	3,1
	S	29,5	23,7	30,5	20,0	1,8
	O	31,0	13,8	28,7	25,6	1,7
	N	26,2	5,9	23,8	23,5	2,0
	D	23,2	5,7	20,4	18,3	2,4
			28,9	12,2	25,8	21,0
1978	J	23,7	6,8	20,2	16,9	2,6
	F	27,7	10,1	22,5	17,1	2,2
	M	31,1	7,1	26,2	26,9	2,2
	A	32,9	13,0	27,7	24,1	2,8
	M	34,3	19,7	29,8	22,2	3,8
	J	32,0	22,1	29,0	17,9	4,2
	J	29,2	22,3	28,5	16,6	4,3
	A	28,8	23,6	29,6	17,9	3,0
	S	29,0	22,3	30,0	20,1	2,3
	O	31,7	14,4	29,0	25,6	2,2
	N	27,9	7,8	24,5	22,9	2,6
	D	25,2	8,8	22,2	17,9	2,2
			29,5	14,8	26,6	20,5
1979	J	25,8	4,3	21,1	20,7	2,5
	F	25,4	3,0	21,8	23,1	2,5
	M	30,8	9,6	23,8	19,8	3,1
	A	32,7	10,5	26,0	23,1	2,6
	M	33,6	20,5	20,5	16,4	3,5
	J	31,6	21,5	28,9	18,3	3,6
	J	30,5	24,8	29,0	15,2	3,8
	A	29,5	23,5	29,0	16,5	3,2
	S	29,7	23,2	29,3	17,5	2,7
	O	31,8	17,4	29,2	23,1	2,0
	N	28,3	8,5	24,8	22,8	2,0
	D	23,2	7,4	19,6	15,4	2,8
			29,4	14,5	25,9	19,5
1980	J	26,1	11,6	20,8	12,9	2,3
	F	27,3	8,8	21,6	17,0	2,9
	M	30,6	4,6	24,0	25,2	3,0
	A	34,8	8,7	27,2	27,3	2,7
	M	36,2	16,2	29,0	23,8	3,3
	J	32,6	22,7	28,9	17,1	4,0
	J	29,6	23,4	28,8	16,2	3,7
	A	28,2	24,0	28,9	15,8	2,7
	S	31,0	20,5	29,7	21,2	2,3
	O	32,1	16,5	28,1	21,5	2,3
	N	28,8	7,6	24,4	22,9	2,0
	D	22,9	6,5	19,9	16,7	2,6
			30,0	14,3	25,9	19,1
1981	J	21,8	3,3	18,5	18,0	2,7
	F	26,8	9,6	21,2	15,6	3,0
	M	31,3	13,4	24,5	17,3	2,7
	A	34,0	9,5	26,6	25,3	3,0
	M	34,4	18,6	28,7	20,8	3,8
	J	33,5	19,6	29,3	21,1	4,3
	J	30,0	24,5	29,3	16,2	3,8
	A	29,0	23,3	29,5	17,9	3,1
	S	30,5	24,7	29,3	16,0	2,7
	O	32,2	11,2	28,0	26,6	2,0
	N	26,3	7,7	22,4	19,4	2,8
	D	24,1	5,9	20,1	17,6	2,2
			29,5	14,3	25,6	18,5

1.1.3. LE LAC TCHAD

Le lac TCHAD a été très tôt l'objet d'études détaillées des hydrologues français, particulièrement ceux de l'ORSTOM. Une première monographie (BOUCHARDEAU, LEFEVRE, 1957) fixait nos connaissances à la fin des années 50. Les monographies du CHARI (BILLON, 1969) et du LOGONE (BOUCHARDEAU, 1968) complétaient ces connaissances avec celles de l'EL BEID, de la KOMADOUGOU et du lac TCHAD (TOUCHEBEUF, 1969).

M.A. ROCHE (1973) réalisait une synthèse du bilan salin et isotopique du lac TCHAD, qui donnait une place particulière à l'évaporation, avant que CHOURET (1975) ne décrive la phase d'assèchement que venait de traverser le lac TCHAD. Dès 1972, RIOU avait présenté la synthèse des données climatologiques de la région du lac TCHAD où une place toute particulière était accordée à l'étude de l'évaporation.

1.1.3.1. ELEMENTS HYDROGEOGRAPHIQUES SUR LE LAC TCHAD

Situé entre 13 et 14° Nord, c'est-à-dire à la même latitude que le lac de BAM, le lac TCHAD est le vestige de la vaste mer paléotchadienne qui s'étendait à l'holocène sur près de 350.000 km² (SERVANT, 1973) (CHOURET, 1974). Le lac est situé dans une zone à fort gradient pluviométrique, allant de 500 mm au Sud à moins de 300 mm au Nord, mais il est alimenté par les bassins versants considérables du CHARI et du LOGONE qui représentent en année moyenne près de 80 % des apports totaux estimés à environ 50.10⁹m³. En 1963 le lac est à son maximum (23.500 km², 105.10⁹m³ et 283,6 m IGN), ensuite il ne cesse de baisser jusqu'en 1971 où il se partage en deux cuvettes séparées par les amas de végétation de la "grande barrière". Ces deux cuvettes subsidentes, Nord et Sud, s'assècheront successivement en 1973 et en 1974. Lorsqu'il était en hautes eaux (profondeurs 3 à 5 m) le lac était en majeure partie libre de végétation, à partir de 1971 le développement de la végétation aquatique a été considérable. Les variations moyennes annuelles du niveau du lac restent inférieures à 1 m et entraînent des variations de surface de 5 à 10 % seulement. Par contre les grandes variations pluriannuelles, sans cycles périodiques (> 2,5 m) peuvent aller jusqu'à l'assèchement. L'infiltration vers les mares de bordure du Nord et du Nord-Est, et la nappe phréatique, sont relativement importantes. D'abord estimées à près de 10 % des apports hydriques, les travaux de M.A. ROCHE (1973) ont ramené ces pertes entre 4 et 7 % des apports. Les pertes totales, évaporation et infiltrations confondues, étant estimées à 2,35 m par an, la hauteur infiltrée serait donc de 9 à 15 cm/an et la hauteur évaporée au moins de 2,20 à 2,26 m/an.

Ces quelques données, que peuvent aisément compléter les nombreuses références bibliographiques concernant le lac TCHAD, suffiront à caractériser l'environnement de ce lac pour cette étude.

1.1.3.2. CONSTITUTION DES DONNEES DISPONIBLES

Deux stations climatologiques furent installées et exploitées par l'ORSTOM sur la rive Nord du lac TCHAD à proximité de la ville de BOL, dans le cadre de l'étude climatologique de Ch. RIOU (1972), dont le dispositif s'étendait de FAYA-LARGEAU au Nord du Tchad à BRAZZAVILLE au Congo.

Les données météorologiques mensuelles et annuelles en ces deux stations sont publiées et facilement accessibles (ORSTOM, 1965-1978) :

Station de BOL-MATAFO	1965 - 1973	(1974)
Station de BOL-MATAFO	1974 - 1977	(1978)
Station de BOL-DUNE	1965 - 1970	(1974)

Elles se présentent sous forme de moyennes mensuelles à 6h, 12h et 18h. On a donc pu calculer pour chaque année d'observation les moyennes journalières mensuelles de la température sous abri TABRI, de la pression de vapeur d'eau E2ABRI et de la température superficielle du bac Colorado sol nu TCOL. La station de BOL-MATAFO a finalement été seule retenue pour deux raisons :

- plus longue période d'observation,
- position plus éloignée du lac dans un polder au N.E., qui la met donc relativement à l'abri des influences du lac TCHAD, et donc mieux apte à vérifier les formules établies pour le lac de BAM avec la station SAINT PAUL.

Les valeurs du vent U2ABRI sont celles données par un anémomètre placé à 2 m. Il y a une discontinuité très nette des valeurs des vitesses du vent pour les années 1965 et 1966 par rapport aux années suivantes.

Les évaporations moyennes mensuelles et annuelles observées aux bacs classe A et Colorado sol nu sont reportées dans le tableau n° 43, ainsi que les évaporations moyennes mensuelles interannuelles 65-77.

Dans le tableau 44 figurent les moyennes annuelles de quelques paramètres climatiques importants (TABRI, E2ABRI, TCOL, U2ABRI et ΔESTA) et dans le tableau 45 les valeurs mensuelles moyennes interannuelles de ces mêmes paramètres.

TABLEAU n° 43

STATION DE BOL-MATAFO
EVAPORATIONS MOYENNES MENSUELLES ET ANNUELLES
mm/j

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D		
Bac Colorado Sol nu	65	7,2	7,1	10,0	11,8	10,8	9,6	9,4	6,9	8,1	9,5	9,3	7,8	9,0
	66	8,8	7,5	8,5	7,1	5,9	(6,3)	7,7	7,5	6,3	8,1	8,5	7,4	7,3
	67	6,9	8,8	10,5	10,1	10,2	8,6	(7,6)	-	-	(8,0)	7,7	6,1	-
	68	5,8	(7,4)	-	10,0	8,9	7,4	5,8	7,3	6,6	8,7	(8,9)	7,3	-
	69	7,0	8,0	8,8	10,1	8,8	8,4	8,7	6,6	6,9	7,9	8,7	7,3	8,1
	70	7,2	9,0	10,8	12,0	10,5	10,4	8,3	5,7	6,2	10,8	9,7	7,8	9,0
	71	7,1	9,4	11,8	12,7	10,5	10,5	8,7	6,1	7,3	10,2	9,1	8,1	9,3
	72	7,2	9,9	11,5	11,0	10,0	10,6	9,3	7,1	6,2	9,1	9,6	8,0	9,3
	73	8,6	9,4	12,0	13,1	12,2	10,3	9,2	6,5	7,7	10,3	9,8	8,3	9,8
	74	8,3	9,5	12,1	10,7	11,2	9,8	6,8	5,5	7,1	9,8	9,5	7,9	9,0
	75	7,7	8,9	11,5	11,2	10,3	9,6	7,4	6,6	7,0	10,5	9,3	8,8	9,1
	76	7,4	9,1	9,8	10,9	8,8	(8,6)	7,5	6,3	(7,1)	(8,1)	9,0	7,5	8,3
	77	8,1	10,3	12,6	13,8	9,8	9,3	7,9	5,1	7,4	8,8	8,2	7,7	9,1
	7,33	8,79	10,8	11,2	9,84	9,18	8,02	6,43	7,16	9,22	9,04	7,68	8,85 8,72	
Bac Classe A	65	8,3	8,2	10,7	12,9	11,7	10,5	9,9	7,1	8,7	10,1	9,9	8,6	9,7
	66	7,4	8,1	9,1	7,3	6,0	(6,6)	7,9	7,8	6,8	8,8	9,2	8,3	7,8
	67	8,2	10,3	12,1	11,6	11,5	9,4	8,4	5,9	6,7	8,7	8,7	7,1	9,1
	68	6,7	(8,6)	-	12,0	10,2	7,9	6,3	7,5	6,9	9,8	(9,4)	8,0	-
	69	7,8	9,4	10,4	11,7	10,1	9,1	9,1	6,6	7,0	8,2	9,9	8,6	9,0
	70	8,5	11,0	13,0	14,6	11,9	12,0	9,0	6,2	6,3	11,1	11,3	9,0	10,3
	71	7,9	10,7	14,3	15,1	11,9	11,5	9,0	6,2	7,6	11,3	10,4	9,3	10,4
	72	8,6	12,0	14,8	13,4	12,1	11,1	10,1	7,6	8,6	10,0	11,5	9,8	10,8
	73	10,3	11,8	14,9	16,4	15,4	12,5	11,6	6,9	8,2	12,4	11,7	10,6	11,9
	74	10,1	11,7	15,2	13,2	12,9	11,2	7,2	5,7	7,1	11,4	11,4	9,3	10,5
	75	9,1	11,2	14,4	13,5	11,7	10,4	7,8	6,8	7,3	12,2	11,4	10,0	10,5
	76	8,3	10,3	10,9	12,4	9,1	(8,5)	7,7	6,5	(7,0)	(8,1)	9,8	8,5	8,9
	77	9,4	11,9	15,4	16,1	10,8	9,6	8,1	5,6	7,4	9,3	9,2	8,9	10,1
	8,51	10,4	12,9	13,1	11,2	10,0	8,82	6,66	7,35	10,1	10,3	8,92	9,92 9,83	

TABLEAU N° 45

STATION DE BOL-MATAFO
Paramètres climatologiques
mensuels interannuels

	TABRI °C	E2ABRI mb	TCOL °C	UZABRI m.s.	AESTA mb
JANV.	19,9	7,5	19,6	2,10	15,3
FEV.	22,9	8,2	21,7	2,15	17,7
MARS	26,8	9,6	24,0	2,18	20,2
AVR.	30,3	14,3	27,2	2,18	21,7
MAI	31,1	20,8	29,3	1,91	19,9
JUIN	30,5	24,8	30,2	2,18	18,1
JUIL	28,9	26,8	30,1	2,35	15,9
AOUT	27,4	27,8	29,8	1,92	14,1
SEPT.	28,1	27,1	30,4	1,68	16,3
OCT.	27,8	17,2	27,4	1,67	19,3
NOV.	24,4	9,2	22,7	2,08	18,4
DEC.	21,2	8,0	20,1	2,04	15,5
MOY. ANN.	26,6	16,8	26,0	2,04	17,7

TABLEAU N° 44

STATION DE BOL-MATAFO
Paramètres climatologiques annuels

	TABRI °C	E2ABRI mb	TCOL °C	UZABRI m.s.	AESTA mb
1965	26,0	(17,0)	26,5	1,3	18,4
1966	25,3	18,8	(26,7)	(1,67)	17,1
1967	26,9	18,3	(26,3)	2,2	16,6
1968	(26,2)	(18,8)	(26,3)	1,9	16,2
1969	26,9	20,6	27,0	2,0	15,8
1970	26,7	15,6	25,6	2,2	17,8
1971	26,6	15,2	25,4	2,3	18,1
1972	27,3	17,0	25,8	2,4	17,3
1973	27,8	14,2	25,4	(2,3)	19,0
1974	26,3	15,1	25,7	2,1	18,8
1975	26,5	15,5	25,8	(2,1)	18,7
1976	26,2	17,2	26,5	(1,9)	18,3
1977	26,4	14,7	25,4	(2,1)	18,8
INT. AN.	26,6	16,8	26,0	2,04	17,7

1.1.4. LE RIACHO DO NAVIO (NORDESTE BRÉSILIEEN)

Dans les années 60 l'ORSTOM avait participé aux études hydrologiques du rio JAGUARIBE, comprenant l'étude de nombreux açudes (lacs), dans l'état du CEARA situé dans le NORDESTE brésilien. Un certain nombre de rapports existent (GIRARD, DUBREUIL, 1966) qui permettent d'estimer l'évaporation annuelle sur ces açudes à 2.100 mm, dont 1.350 mm durant la seule saison sèche de Juin à Décembre. L'absence de relevés climatologiques ne permet pas de les intégrer dans cette étude.

Plus récemment d'autres hydrologues de l'ORSTOM (CADIÉ et alt., 1979) ont participé à l'étude hydrologique d'un açude situé dans un autre état du NORDESTE brésilien, le PERNAMBUCO, mais dans des conditions hydrologiques et climatologiques comparables à celles du rio JAGUARIBE. Il s'agit du bassin versant du RIACHO DO NAVIO et de l'açude CONCEICAO.

1.1.4.1. ELEMENTS HYDROGEOGRAPHIQUES SUR LE RIACHO DO NAVIO

Le groupe de bassins versants est situé par 9° de latitude Sud. La majeure partie des bassins versants est comprise entre 500 et 600 m. L'açude CONCEICAO draine un bassin versant de 49 km² ; il a une profondeur maximum d'une dizaine de mètres et une superficie maximum d'un demi km² environ. Les précipitations, surtout centrées de Janvier à Mai, sont très irrégulières, avec une précipitation médiane de 545 mm, mais une précipitation annuelle décennale sèche de 295 mm et décennale humide de 930 mm.

La température moyenne est d'environ 25°C et l'évaporation sur bac de type classe A d'environ 2.850 mm par an, soit 7,8 mm.j⁻¹. Le rapport entre l'évaporation de l'açude CONCEICAO et celle du bac classe A est d'environ 0,83 pour l'année.

1.1.4.2. CONSTITUTION DES DONNEES DISPONIBLES

Nous disposons d'un certain nombre de données à une station climatologique, dite FAZ CONCEICAO, couvrant les années 70 à 77, mais nous ne connaissons pas la situation géographique de cette station par rapport à l'açude CONCEICAO. Ces données figurent sous la forme de moyennes mensuelles. Malheureusement nous ne disposons sous cette forme que de l'humidité relative de l'air et non de la pression partielle de vapeur d'eau. Nous connaissons également l'évaporation moyenne mensuelle d'un bac de type classe A, et non de type COLORADO, sans connaître la température superficielle de son eau.

On trouvera néanmoins dans le tableau n° 46 ci-après les valeurs des principaux paramètres climatiques moyens interannuels.

TABLEAU N° 46 - STATION DE CONCEICAO
Paramètres climatiques moyens interannuels - 1971-1977

	OCT	NOV	DEC	JAN	FEV	MARS	AVRI	MAI	JUIN	JUIL	AOUT	SEPT	ANNEE
TCLA mm.j ⁻¹	9,4	9,9	9,2	8,2	7,8	7,0	6,0	5,4	5,3	6,4	7,5	8,6	7,56
U: 9H %	51	48	50	59	64	68	71	72	72	68	59	57	61,6
U: 15H %	31	29	34	40	42	50	56	57	55	52	37	36	43,2
U2ABRI m.s ⁻¹	1,77	1,71	1,59	1,20	1,10	0,97	0,70	0,83	1,03	1,51	1,70	2,08	1,35
TABRI °C	26,7	27,0	27,0	26,1	25,8	25,7	24,9	24,2	22,9	22,3	23,3	24,8	25,05
TMAX °C	33,5	33,8	33,6	32,2	31,4	31,3	29,9	29,4	28,2	27,5	29,7	31,8	31,02
TMIN °C	19,9	20,3	20,4	20,0	20,1	20,1	19,9	19,0	17,5	17,0	16,7	18,3	19,10

Ces valeurs ne sont pas homogènes avec celles obtenues pour les autres stations météorologiques, type ORSTOM, utilisées dans cette étude. Mais nous avons pu obtenir les fiches de relevés originaux de la station de CONCEICAO pour l'année 76-77, à partir desquels il est possible de calculer les paramètres nécessaires figurant dans le tableau n° 47. Il faut toutefois remarquer que la pression partielle de vapeur d'eau E2ABRI est obtenue comme simple moyenne des observations à 9H et 15H. Les pressions de vapeur d'eau saturante à 9H et 15H sont calculées à partir des températures superficielles du bac classe A aux mêmes heures. La moyenne journalière qui sert au calcul de ΔEST'A est la moyenne de ces deux valeurs. La température moyenne TCLA est alors la température de surface correspondant à cette pression de vapeur saturante moyenne.

TABLEAU N° 47 - STATION DE CONCEICAO
Paramètres climatiques moyens de l'année 1976-77

		TABRI	E2ABRI	TCLA	U2ABRI	ΔESTA	U:15H	ECLA-1 mm.j
1976	OCT	25,6	19,1	28,8	1,52	20,5	42	8,4
	NOV	26,9	17,6	29,9	1,48	24,6	34	9,2
	DEC	26,4	17,1	29,6	1,55	24,3	32	9,3
1977	JAN	26,0	19,6	28,3	1,31	18,8	47	6,5
	FEV	25,8	18,9	29,4	1,27	22,0	40	8,0
	MARS	26,7	19,7	30,0	1,30	22,4	41	8,1
	AVRI	25,9	21,4	29,2	0,98	19,2	47	6,4
	MAI	24,3	22,4	28,3	1,06	16,1	65	5,0
	JUIN	22,9	21,4	27,3	1,08	15,0	61	4,4
	JUIL	22,1	19,5	25,9	1,26	13,9	60	4,2
	AOUT	23,3	16,4	27,2	1,45	19,6	37	7,0
	SEPT	24,8	16,9	27,4	1,80	19,6	37	7,8
		25,0	19,2	28,4	1,34	19,7	45,2	7,02

On peut voir ainsi que l'année 76-77 est représentative de la période 1971-77. Les températures de l'air et les vitesses de vent sont comparables. L'humidité relative à 15 H est légèrement supérieure en 76-77 et l'évaporation du classe A légèrement inférieure.

1.2. EVALUATION DE L'EVAPORATION PAR BILAN HYDRIQUE

1.2.1. GENERALITES SUR LE BILAN HYDRIQUE

Nous avons écrit dans l'introduction l'équation de base du bilan hydrique sous la forme :

$$(P - E) \cdot A + Q_a - Q_p = dS/dt \quad (1-1)$$

Cette formulation montre que les termes du bilan hydrique se partagent en deux catégories distinctes :

- ceux définis comme une hauteur afférente à la surface de référence : c'est le cas de l'évaporation et des précipitations, ou encore de la variation du niveau d'eau dH qui correspond à la variation dS du volume d'eau stocké durant le pas de temps dt ($dS = A \cdot dH$).
- ceux connus sous forme de volumes, apportés ou prélevés (plus ou moins ponctuellement) au système dont est fait le bilan : ainsi Q_a intègre les apports fluviaux, les ruissellements périphériques et les éventuels apports du drainage d'une nappe amont, alors que Q_p regroupe les déversements dans l'émissaire aval, les pertes par infiltration et les prélèvements par pompages ou autres moyens d'exhaure.

La courbe de remplissage de la retenue ou du lac permet de passer des hauteurs d'eau aux volumes et réciproquement.

En fait dans l'expression (1-1), P, E, Q_a et Q_p ne représentent pas les quantités d'eau tombées, évaporées, apportées ou prélevées, mais les flux de ces valeurs, c'est-à-dire les dérivées par rapport au temps de ces grandeurs, soit l'intensité de la pluie, le taux d'évaporation, les débits entrant ou sortant du système. Il s'agit donc de l'équation d'un bilan hydrique instantané entre divers flux, qui, par l'intégration sur un pas de temps Δt fournit l'expression usuelle :

$$(P - E) A + Q_a - Q_p = \Delta S$$

où ΔS représente la variation du stock d'eau durant le pas de temps Δt et P, E, Q_a et Q_p leurs acceptations habituelles de grandeurs physiques moyennes durant le pas de temps Δt . Mais il est souvent plus commode de disposer d'une relation entre hauteurs d'eau et variations de niveau, que l'on écrira sous la forme :

$$E = P + \Delta H_{Qa} - \Delta H_{Qp} - \Delta H_s \quad (1-2)$$

où ΔH_{Qa} est la variation du plan d'eau, à partir d'une côte initiale H_{da} , correspondant aux apports Q_a ;

ΔH_{Qp} , la variation du plan d'eau, à partir d'une côte initiale H_{dp} , correspondant aux prélèvements Q_p ;

ΔH_s , la variation effective du plan d'eau au cours de la période de référence Δt .

On sait que :

$$Q_a = A_e + A_r + A_n$$

$$Q_p = P_d + P_p + P_i$$

$$\Delta H_s = H_f - H_d$$

où H_f et H_d sont les côtes finale et initiale du plan d'eau aux bornes de la période Δt .

A_e , les apports provenant du réseau hydrographique amont.

A_r , les apports par ruissellement direct des abords du lac.

A_n , les apports par drainage des nappes amont.

P_d , les pertes par déversements dans le réseau hydrographique aval.

P_p , les pertes par pompages ou autres moyens d'exhaure.

P_i , les pertes par infiltration.

ΔH_{Qa} et ΔH_{Qp} peuvent se calculer à partir des volumes Q_a et Q_p , compte tenu de la relation Q aux côtes H du plan d'eau : $Q = f(H)$.

Ainsi si H_{da} est la côte du début des apports Q_a , il lui correspond une côte finale H_{fa} tel que :

$$Q_a = f(H_{fa}) - f(H_{da}) \quad \text{et} \quad \Delta H_{Qa} = H_{fa} - H_{da}$$

On aura de même :

$$Q_p = f(H_{fp}) - f(H_{dp}) \quad \text{et} \quad \Delta H_{Qp} = H_{fp} - H_{dp}$$

Ces différentes équations permettent donc d'effectuer à tous moments le bilan hydrique en termes de volumes ou en terme de hauteurs limnimétriques. Encore faut-il pouvoir déterminer débuts et fins des divers apports ou pertes pris en compte et les côtes limnimétriques qui leur correspondent, ce qui n'est pas toujours possible et jamais facile.

1.2.2. INCERTITUDES SUR LES TERMES DU BILAN HYDRIQUE

La formulation de l'équation (1-2) est particulièrement explicite : l'incertitude absolue sur l'évaporation, issue du bilan hydrologique, est égale à la somme des valeurs absolues des incertitudes attribuées à chacun des termes du bilan :

$$\delta E = \delta P + \delta \Delta H_{Qa} + \delta \Delta H_{Qp} + \delta \Delta H_S$$

Nous allons illustrer, par les exemples précis des bilans hydrologiques réalisés dans le cadre de cette étude, les incertitudes présumées de chacun des termes, ce qui nous permettra d'estimer l'amplitude maximale de l'erreur prévisible sur l'évaporation E.

Deux remarques essentielles peuvent être faites dès maintenant :

- Dans un bilan, où par définition on ajoute certains termes et retranche d'autres termes, pour obtenir finalement un résultat résiduel qui est ici l'évaporation, il apparaît à l'évidence que ce résultat ne peut être connu avec précision que dans la mesure où son amplitude est d'un ordre supérieur à l'incertitude sur les termes qui ont permis son calcul. En d'autres termes le bilan hydrologique d'un lac traversé par un fleuve, dont le débit serait plus important que l'évaporation du lac, ne donnera qu'une estimation très imprécise de l'évaporation entachée d'une erreur comparable à l'ordre de grandeur de cette même évaporation. De même, avec des pertes par infiltration ou par pompage importantes (et bien souvent mal connues), l'évaporation sera aussi mal déterminée. Les périodes enfin où les précipitations sont élevées, d'un ordre de grandeur équivalent ou supérieur à celui de l'évaporation, conduisent à de mauvaises évaluations de l'évaporation par bilan hydrique.
- Le pas de temps sur lequel est fait le bilan hydrologique a une influence déterminante sur la précision du bilan et de l'évaporation qui en est extraite. Ainsi un bilan sur une année sera toujours plus précis qu'un bilan mensuel et a fortiori décadaire. A ce propos décades, semaines ou à la rigueur pentades, sont les durées minimales sur lesquelles peut s'envisager un bilan hydrologique qui prétende à une certaine précision. Un bilan hydrologique journalier est notamment la plupart du temps illusoire.

Voyons donc maintenant en nous appuyant surtout sur le bilan du lac de BAM quelles sont les incertitudes prévisibles de chacun des termes du bilan hydrologique précédemment définis.

1.2.2.1. INCERTITUDES SUR LES CÔTES DU PLAN D'EAU

Les variations limnimétriques du plan d'eau ne seront connues avec une précision convenable que dans la mesure où les erreurs dues aux vagues ou tout autre mouvement d'oscillation en masse affectant la surface de l'eau, resteront minimes devant l'amplitude de la variation limnimétrique elle-même. Ce ne sera plus le cas donc lors de changements brutaux de la direction ou de la force du vent, avant et après le passage de grosses dépressions barométriques ou au cours de violentes tornades ; tous ces événements climatiques sont en effet à l'origine de "seiches" importantes qui dépassent 10 cm au lac de BAM et atteignent le 1/4 de m au lac TCHAD.

Généralement assez bonnes à l'échelle du mois, ces mesures des variations limnimétriques du plan d'eau deviennent déjà plus criticables à l'échelle de la décade ou de la semaine et nettement aléatoires à l'échelle journalière, même si leur évaluation est précédée par un "lissage" des courbes de décrues.

On peut estimer au 1/4 de cm la précision des lectures d'échelles limnimétriques, ce qui porte au 1/2 cm l'incertitude sur l'évaluation d'une variation de niveau, ces erreurs n'étant naturellement pas cumulatives. Avec une évaporation de l'ordre de 20 cm par mois cela représente donc une erreur relative de l'ordre de 2,5 % pour un mois et de 10 % pour une semaine, si l'on écarte les erreurs dues aux "seiches" précitées ou aux autres phénomènes similaires.

1.2.2.2. INCERTITUDES SUR LES HAUTEURS DE PRECIPITATIONS

Devant l'absence générale de pluviomètres situés sur le lac, la hausse du plan d'eau, due aux précipitations, ne peut s'estimer que par des observations effectuées aux pluviomètres répartis à la périphérie du lac. Malgré le nombre de ces points de mesure (10 pour le lac de BAM), la précision sera d'autant meilleure que la pluie sera plus homogène. Si l'on est sûr de l'absence de tout ruissellement (pluies de faible intensité), la montée brutale du plan d'eau, enregistrée sur un limnigramme, permet une estimation correcte de la hauteur de pluie moyenne sur le lac.

On évalue par ailleurs à 10 ou 15 % l'incertitude d'un résultat pluviométrique ponctuel basé sur les données d'un pluviomètre. On sait par ailleurs que les pluviomètres standard peuvent sous-estimer de 20 à 30 % les pluies au sol par suite de phénomènes aérodynamiques liés aux vitesses du vent durant les précipitations. L'incertitude finale sur la pluviométrie peut donc atteindre 20 %, ce qui représente 20 mm pour une pluviométrie mensuelle de 100 mm, soit une erreur de 10 % sur une évaporation mensuelle de l'ordre de 200 mm. Ces chiffres expliquent l'imprécision qui entâche les bilans hydrologiques des mois pluvieux et a fortiori les bilans journaliers que l'on pourrait être tenté de faire pour certaines journées pluvieuses où l'imprécision sur la pluie serait en fait d'un ordre supérieur à celui de l'évaporation elle-même.

1.2.2.3. INCERTITUDES SUR LES APPORTS

Nous avons partagé les apports en trois catégories distinctes :

- Les apports par ruissellements sur la proche périphérie des lacs qui peuvent être extrêmement importants en cas de pluies de forte intensité sur des berges bien souvent désertifiées par la concentration des troupeaux. Ces apports seront d'autant plus à prendre en considération que les rivages du plan d'eau seront plus découpés, situations fréquentes dans les régions considérées. N'empruntant pas un réseau hydrographique nettement tracé, ces apports ne sont pratiquement pas mesurables. Cependant leur brièveté et leur tarissement rapide permettent, grâce à l'analyse des courbes de décrue, une estimation raisonnable dans bien des cas, qui permettra d'en tenir compte dans les bilans, confondus avec la pluie qui les a générés. Mais leur existence peut doubler au moins l'incertitude qui provenait déjà de la mauvaise connaissance de la pluie elle-même.
- Les écoulements prolongés des émissaires amont principaux ou secondaires sont théoriquement identifiables et mesurables. Mais trop souvent le peu de stabilité du lit de ces cours d'eau, compliqué par des étalonnages délicats que perturbe la courbe de remous du plan d'eau, ne permet pas d'estimer correctement l'importance de ces apports. C'est le cas du lac de BAM et de la mare d'OURSI, c'est aussi le cas de 5 à 15 % des apports au lac TCHAD selon les années. Il faudra donc le plus souvent renoncer à effectuer un bilan satisfaisant des mois d'hivernage, où l'apport continu de ces émissaires ne permet plus d'individualiser, et d'estimer chacun d'entre eux sur les limnigrammes.
- La dernière catégorie d'apports est celle des éventuels apports de drainage de nappes amont qui alimenteraient les plans d'eau. Cette situation est relativement rare dans les régions soudano-sahéliennes, au moins en ce qui concerne les petites nappes d'eau, même si l'on peut l'observer ponctuellement et à une échelle très restreinte dans le cas des mares résiduelles de la mare d'OURSI en phase d'assèchement. Par contre pour le lac TCHAD les travaux de M.A. ROCHE (1973) et VUILLAUME (1981) montrent des apports importants en milieu et fin de saison sèche à partir des nappes de bordures en certaines parties des berges.

En conclusion, on peut dire que l'importance des incertitudes sur ce terme du bilan est telle qu'il est bien souvent préférable de renoncer à effectuer un bilan hydrologique incertain, durant les périodes où les apports au plan d'eau deviennent importants tout en restant mal connus.

1.2.2.4. INCERTITUDES SUR LES PERTES

Nous examinerons séparément les diverses catégories de pertes éventuelles recensées :

- Les pertes par déversement peuvent parfois être estimées avec précision, lorsque les plans d'eau sont équipés de déversoirs aval dont l'étalonnage est aisé et précis. Celui du lac de BAM fut étalonné lors des crues d'Août 1974, et vérifié en Septembre 1975. Mais cet étalonnage reste d'une utilisation délicate en raison de la mobilité du seuil bétonné qui "flotte" sur des argiles gonflantes, malgré ses 250 m de développement. Cette précision de l'étalonnage n'est malheureusement pas d'une grande utilité puisque ces déversements n'ont lieu qu'au moment où les apports sont trop importants et imprécis et interdisent un bilan hydrologique satisfaisant du lac.

- Les pertes par infiltration sont généralement très délicates à estimer correctement (cas du lac TCHAD, de la mare d'OURSI et de celle de GANADAOURI). Dans le cas du lac de BAM on sait que l'infiltration reste négligeable tant que le lac ne recouvre que les sols remarquablement imperméables de son lit habituel. Il en va tout autrement lorsqu'en période de très hautes eaux, le lac s'étale sur des terrains non colmatés, relativement plus perméables. L'infiltration n'est alors plus négligeable, ce qui arrive dès que la côte 4,00 m est atteinte. De plus, quelle que soit la côte, une montée brutale du lac s'accompagne du recouvrement de couches superficielles non saturées d'un sol qui va donc s'imprégner d'eau avant de devenir imperméable, ce qui entraîne une perte rapide d'eau lors de l'humectation des premières couches du sol. Le phénomène sera d'autant plus marqué que les sols nouvellement recouverts seront plus éloignés du lit habituel du lac et donc de consistance moins argileuse et plus sableuse. Dans ces conditions il est pratiquement impossible d'évaluer correctement ces pertes par infiltration, et il nous faudra éliminer les bilans des mois où elles sont vraisemblables.
- Les prélèvements par pompage ou autres moyens d'exhaure sont eux aussi très difficiles à évaluer. Le cas du lac de BAM est un bon exemple: les pompages s'y produisent essentiellement durant la période des cultures maraîchères en début de saison sèche (Octobre à Mars). Ils ont deux origines principales :
 - . Deux stations de pompage modernes et importantes alimentent les périmètres irrigués d'une coopérative agricole villageoise (S.COO.BAM). Au tout début de l'exploitation de ces périmètres on pouvait estimer l'importance de ces prélèvements en notant les horaires de fonctionnement des pompes, ou même la consommation en gas-oil et en huile des groupes. Cela n'est plus le cas après 1973, où l'état défectueux des groupes moto-pompe rend l'estimation des débits pompés parfaitement aléatoire : même si l'on connaissait avec précision les durées de fonctionnement, le rendement effectif des groupes n'aurait plus de toutes façons qu'un lointain rapport avec la situation originale.
 - . Les prélèvements des pompes manuelles ou motorisées, installées tout autour du lac par des particuliers, encadrés ou non, sont très difficilement évaluables, car on ne peut en fait connaître ni leur nombre exact, ni leurs horaires d'utilisation. Les eaux du lac sont heureusement restées relativement hautes pendant toute la période de l'étude après les hivernages 1973 et surtout 1974 ; l'imprécision introduite par la nécessaire approximation de ce terme du bilan n'a donc pas une influence trop lourde sur le bilan final.

En conclusion les infiltrations restent le plus souvent difficiles à évaluer et le terme résiduel du bilan hydrologique représente, sans les distinguer, la somme de l'évaporation et de l'infiltration. Par contre de bonnes enquêtes de terrain peuvent permettre une évaluation correcte des volumes pompés, basées sur l'estimation du nombre de pompes, de leur puissance et de leur durée de fonctionnement.

1.1.3. RESULTATS DE BILANS HYDROLOGIQUES

1.1.3.1. LE BILAN HYDROLOGIQUE DU LAC DE BAM

Les considérations développées dans les paragraphes précédents nous conduisent à éliminer tous les mois dont le bilan hydrologique est impossible à effectuer correctement. Il est toutefois possible de dégager à partir de cela une évaluation des évaporations mensuelles du lac de BAM.

Les valeurs retenues de 1966 à 1970 sont tirées d'un travail préalable (IBIZA, 1972). Tous ces résultats sont rassemblés dans le tableau n° 48. Les valeurs portées entre parenthèses traduisent une large imprécision du bilan causée par des pluies accompagnées ou non de ruissellements. Les tirets des mois de plein hivernage correspondent à des valeurs non calculées de l'évaporation par suite d'importants apports non évalués du réseau hydrographique. La lettre (i), qui suit certaines valeurs mensuelles de l'évaporation, indique qu'elles sont certainement entachées d'erreurs par excès dues aux infiltrations imparfaitement prises en compte. Les valeurs moyennes annuelles de l'évaporation sont obtenues en remplaçant les valeurs mensuelles manquantes par une estimation faite à partir des valeurs moyennes mensuelles obtenues lors de la période 1966-1970 plus favorable à l'élaboration de bilans, ou en évaluant dans les cas d'infiltration une valeur vraisemblable de l'évaporation réelle du mois en cause. Les valeurs mensuelles interannuelles moyennes ont été calculées sur les seules valeurs "sûres".

Ce tableau contient donc les valeurs de référence des évaporations mensuelles observées, que l'on pourra mettre en corrélation avec celles qui seront calculées à partir des données climatologiques sous abri, ou des observations faites à l'évapotron. Selon la même méthode on calculera plus loin les évaporations moyennes, exprimées en mm.j^{-1} , des pentades et décades pour lesquelles les données de l'évapotron seront dépouillées et ultérieurement utilisées. Ces résultats figureront dans la colonne ELAC des tableaux correspondants. Ces différents résultats sont reportés sur la figure n° 19.

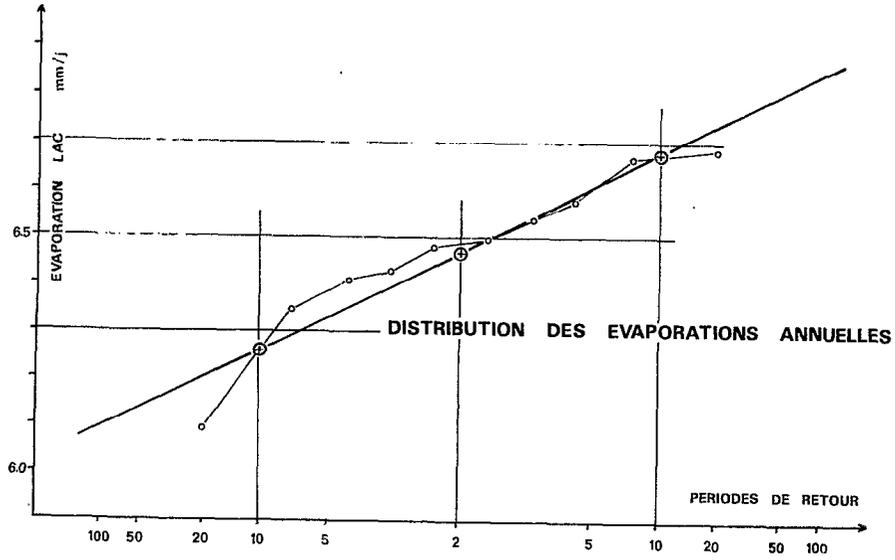
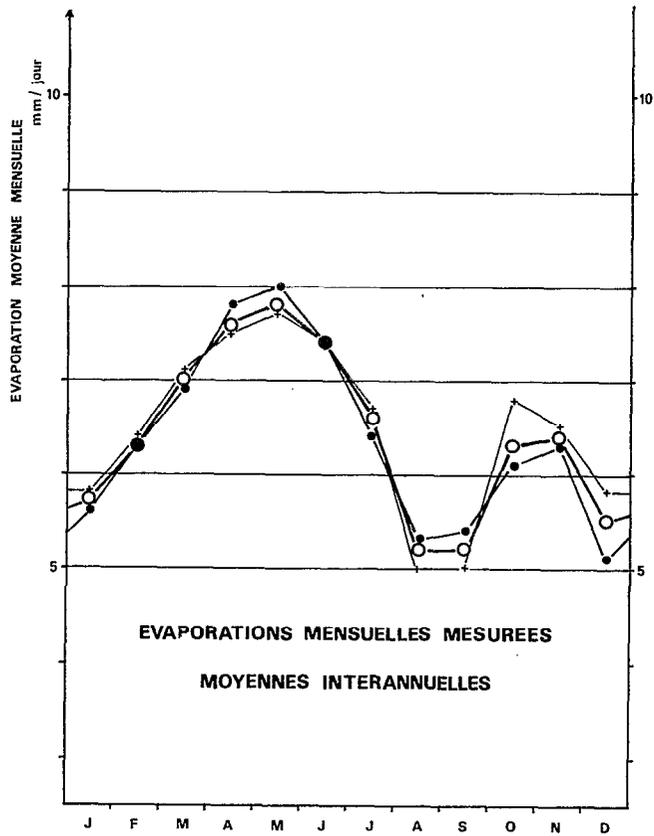


Figure n° 20



- MOYENNE 66-70
- + MOYENNE 71-76
- MOYENNE GENERALE

Figure n° 19

Au premier abord on voit par ces résultats que l'évaporation moyenne annuelle est remarquablement constante d'une année sur l'autre. Un ajustement à une loi de GAUSS se révèle par ailleurs très satisfaisant avec les paramètres suivants (figure n° 20) :

$$\begin{aligned} \text{Moyenne } \overline{\text{ELAC}} &= 6,47 \text{ mm.j}^{-1} \\ \text{Ecart-type } \sigma_{\text{ELAC}} &= 0,164 \text{ mm.j}^{-1} \end{aligned}$$

La détermination à partir de l'écart-type de l'intervalle de confiance où l'on a 95 % de chance de rencontrer la valeur véritable moyenne de ELAC fournit :

$$\overline{\text{ELAC}} = 6,47 \pm 0,10 \text{ mm.j}^{-1}$$

soit une évaporation annuelle comprise entre :

$$2325 \text{ mm} < \overline{\text{ELAC}} < 2398 \text{ mm}$$

Les variations interannuelles de cette évaporation annuelle peuvent s'estimer à partir de cet ajustement par :

décennale humide	: 6,26 mm.j ⁻¹	- 2289 mm/an
quinquennale humide	: 6,33 "	2310 "
médiane	: 6,47 "	2362 "
quinquennale sèche	: 6,61 "	2413 "
décennale sèche	: 6,68 "	2438 "

Les variations des évaporations mensuelles en cours d'année sont elles aussi assez régulières ; sans que nous ayons jugé nécessaire, faute de données suffisantes, d'étudier la variabilité de chaque mois, elle apparaît plus élevée pour les mois de transition (Mars, Avril, Mai, Juin et Octobre) que pour les mois au type de saison bien caractérisé. L'imprécision des chiffres de Août et Septembre est telle qu'il est difficile de les discuter, quoiqu'ils paraissent au premier abord un peu forts.

TABLEAU n° 48 : Evaluation des évaporations mensuelles et annuelles du lac de BAM
1966 - 1976 - en mm.j⁻¹

DATE	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANNEE
1966								(5,2)	(4,8)	(5,5)	6,5	5,6	
1967	6,1	6,4	6,6	7,5	7,6	7,5	7,2	(5,1)	(5,7)	6,8	6,5	5,0	6,50
1968	5,4	6,5	6,8	7,1	7,6	6,0	5,6	(6,2)	5,5	5,8	5,6	5,0	6,09
1969	5,1	6,1	7,2	9,0	9,4	8,1	6,8	(5,0)	(5,2)	6,2	6,7	5,5	6,69
1970	5,6	6,3	7,2	7,6	7,5	8,1	6,0	(5,1)	6,0	6,2	6,2	4,4	6,35
1971	5,2	5,6	6,2	7,7	8,4	(8,0)	(6,8)	-	-	-	(7,1) (1)	6,4	(6,48)
1972	5,7	6,7	8,1	7,0	7,4	6,3	6,1	(5,4)	-	(7,2) (1)	6,7	5,6	(6,43)
1973	6,1	6,5	6,8	6,8	(8,1)	(7,3)	(7,4)	-	-	(7,2) (1)	(7,5) (1)	5,5	(6,58)
1974	6,3	6,7	6,8	8,0	8,1	7,7	(6,4)	-	-	(6,8) (1)	(7,2) (1)	(5,9) (1)	(6,67)
1975	6,0	6,3	7,1	8,3	7,6	7,3	(6,6)	-	-	(6,5) (1)	6,2	5,9	(6,54)
1976	5,7	6,4	7,8	7,3	(6,8)	(8,0)	(6,8)	(4,5)	(5,0)	(6,3) (1)	6,5	5,8	(6,41)
66/70 MOY.	5,6	6,3	6,9	7,8	8,0	7,4	6,4	(5,3)	(5,4)	6,1	6,3	5,1	6,38
71/76 MOY.	5,8	6,4	7,1	7,5	(7,7)	(7,4)	(6,7)	(5,0)	(5,0)	(6,8) (1)	(6,5)	(5,8)	6,47
MOYENNE 66/76	5,7	6,3	7,0	7,6	7,8	7,4	6,6	5,2	5,2	6,3	6,4	5,5	6,42

1.2.3.2. BILAN HYDROLOGIQUE DE LA MARE D'OURSI

Nous avons calculé, chaque fois que possible, c'est-à-dire les mois sans pluie ou avec de petites pluies isolées, les moyennes mensuelles de l'évaporation des mares d'OURSI et GANADAOURI d'après les lectures des échelles limnimétriques et les relevés des limnigraphes. Ces résultats sont reportés dans les tableaux 49 et 50. Il est évident que l'interprétation de ces résultats est délicate. On sait qu'en hautes eaux, où le bilan est impossible, les infiltrations sont importantes et mal connues malgré les quelques piézomètres installés. En moyennes et basses eaux il subsiste certainement des infiltrations d'intensité variable d'un point à l'autre, ainsi que le montrent les comportements différents de chaque mare résiduelle après le morcellement de la mare principale. Il semble probable a contrario qu'en certains points aussi ces mares résiduelles drainent des stocks hydriques localisés dans les alluvions couvertes de végétation.

TABLEAU N° 50 - Evaporation journalière - Mare de GANADAOURI

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1976										10,3	8,0	8,4
1977	8,1	8,2	8,4	8,3	9,7					11,0	9,0	8,4
1978	7,7	7,9	8,7	10,3	7,4	8,3				8,4	8,3	7,1
1979	7,4	8,2	9,0							7,7	8,0	(7,7)
1980									10,3	9,4	0,3	7,7
1981	7,4	7,9	10,6	(11,9)								

TABLEAU N° 49 - Evaporation journalière - Mare d'OURSI

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D
1976											5,7	4,8
1977	5,2	6,4	6,5	13,3	(14,8)					7,4	5,0	5,2
1978	5,5	5,0	5,8	6,3	7,4	9,0	(10,4)			6,1	6,0	4,8
1979	5,2	6,8	7,1	(12,0)	(14,7)					5,3	6,0	5,3
1980	5,2	6,8	(10,7)						7,5	6,4	5,7	5,2
1981	5,5	5,7	6,2	(24,2)					6,7	8,5	5,7	5,5

Lorsque l'on est proche de l'assèchement (Avril-Mai 77 et 79, Mars 80, Avril 81 à OURSI) les évaporations observées, anormalement élevées, s'expliquent par le fractionnement de la mare et un comportement particulier de la mare résiduelle lorsqu'elle n'est plus approvisionnée par le reste de la mare (paroxysme de l'effet d'oasis et plus prosaïquement alimentation en eau du bétail). On doit aussi mentionner la nature très différente des mares d'OURSI (entièrement recouverte d'une végétation herbacée luxuriante) et de GANADAOURI (dépourvue de toute végétation). Indépendamment des variations de l'infiltration d'une mare à l'autre (GANADAOURI a une infiltration supérieure à celle d'OURSI), cette différence de végétation est à l'origine de la grande différence entre les évaporations de ces deux mares.

1.2.3.3. BILAN HYDROLOGIQUE DU LAC TCHAD

Le bilan hydrologique du lac TCHAD a été effectué à de multiples reprises par différents auteurs. A L'ORSTOM, BOUCHARDEAU et LEFEVRE (1957), TOUCHEBEUF de LUSSIGNY (1969), ROCHE (M.A.) (1973), CHOURET (1975) et enfin VUILLAUME (1981) proposent des bilans plus ou moins complets du lac sur diverses périodes. L'étude la plus complète est celle de VUILLAUME (1981) qui propose un bilan hydrologique mensuel et une modélisation sommaire du régime hydrologique du lac TCHAD. En fait dans cette étude VUILLAUME décide a priori que l'évaporation est égale à l'ETP mesurée au lysimètre de BOL-MATAFO. Il suit en cela les conclusions de RIOU (1973) qui estimait qu'à défaut d'autres techniques d'estimation satisfaisantes, on peut utiliser les mesures d'ETP au lysimètre en lieu et place des mesures d'évaporation, en estimant que l'ETP est la mesure directe facilement obtenue qui se rapproche le plus de l'évaporation réelle d'une grande surface d'eau. Cette approximation est vérifiée à l'échelle annuelle par les bilans annuels de BOUCHARDEAU et TOUCHEBEUF. Les simulations de VUILLAUME montrent qu'elle est encore satisfaisante à l'échelle mensuelle.

La période d'observation va de 1965 à 1978. Les valeurs mensuelles moyennes suivantes ont été calculées pour cette période.

	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	Année
mm.m ⁻¹	136	155	212	229	226	201	175	150	159	199	178	150	2170
mm.j ⁻¹	4,39	5,54	6,84	7,63	7,29	6,70	5,65	4,84	5,30	6,42	5,93	4,84	5,95

TABLEAU N° 51

EVAPORATIONS MENSUELLES ET ANNUELLES MOYENNES DU LAC TCHAD

1967-68	2065 mm
68-69	2150 mm
69-70	2243 mm
70-71	2249 mm
71-72	2183 mm
72-73	2255 mm
73-74	2248 mm
74-75	2069 mm
75-76	2190 mm
76-77	2164 mm

La variation interannuelle n'est, comme pour le lac de BAM, pas considérable (2065 à 2255). L'évaporation moyenne, moins importante qu'à BAM, s'explique par le microclimat causé par l'immensité du lac TCHAD.

TABLEAU N° 52

Faute de mieux ces valeurs seront donc estimées représentatives de l'évaporation du lac TCHAD.

1.2.3.4. BILAN HYDROLOGIQUE DE L'ACUDE CONCEICAO

Nous possédons peu de renseignements sur cette retenue excepté le rapport de CADIER (1979) qui propose deux estimations de l'évaporation, obtenues l'une à partir des seuls relevés limnimétriques, l'autre grâce à un bilan hydrologique complet. Ces valeurs correspondent aux mois d'Octobre 76 à Septembre 77.

	O	N	D	J	F	M	A	M	J	J	A	S	
Limni	6,8	7,2	7,9	6,5	7,5	7,4	(6,7)	(5,8)	(5,7)	(5,5)	6,1	6,7	(6,6)
Calculé	6,2	8,1	8,0	(5,1)	(7,6)	(6,5)	(7,7)	(7,0)	(6,8)	(6,7)	5,9	6,7	(6,8)

TABLEAU n° 53 : EVAPORATION DE L'ACUDE CONCEICAO (d'après CADIER)

Nous aurions pu multiplier les exemples de bilan hydriques de lac ou mares effectués dans des zones climatiques comparables. Le cas échéant nous utiliserons d'ailleurs certains résultats pour illustrer certains points de la suite de cette étude. On peut signaler toutefois les travaux classiques de HARBECK, KOHLER et KOBERG (1958) sur le lac MEAD dans une zone aride des Etats-Unis, ceux de HOY et STEPHENS (1977) sur les lacs EUCUMBENE, CATARACT, MANTON et MUNDARING qui suivaient l'étude de WEBB (1960) sur le seul lac EUCUMBENE. L'étude récente de OMAR et EL-BAKRY (1981) sur la retenue du haut-barrage d'ASSOUAN sur le Nil donne des renseignements intéressants dans une zone comparable à la notre. Enfin, quoique le régime climatique soit très différent, les travaux sur les grands lacs américains ont grandement servi à affiner les théories utilisées au cours des études baptisées I.F.Y.G.L. - Dans des régimes climatiques plus comparables on peut aussi signaler l'étude de MYRUP, POWELL, CODEN et GOLDMAN (1979) sur le lac TAHOE (Californie-Nevada) de STANHILL (1969) sur le lac de TIBERIADE en Israël.

2^{ème} PARTIE

THEORIES DE L'EVAPORATION D'UNE NAPPE D'EAU LIBRE
DANS L'ATMOSPHERE.

2. THEORIE DE L'EVAPORATION D'UNE NAPPE D'EAU LIBRE DANS L'ATMOSPHERE

Cette deuxième partie étudie les conditions de la vaporisation dans l'air atmosphérique de l'eau libre. Après avoir défini les caractéristiques physiques de l'air atmosphérique, puis les transferts énergétiques en cause et abordé la modélisation de la couche limite atmosphérique, les diverses méthodes d'évaluation de l'évaporation, tirées de cette approche théorique, peuvent être tour à tour présentées.

2.1. LES PARAMETRES PHYSIQUES DE LA BASSE ATMOSPHERE ET LES LOIS QUE LES REGISSENT

La basse atmosphère peut être, en première approximation, assimilée à un mélange de gaz parfaits (air sec et vapeur d'eau), soumis au seul champ de forces de la gravité. Les lois des gaz parfaits lui sont donc applicables.

Il est nécessaire de définir les paramètres généraux qui vont être utilisés :

M	: masse molaire, masse d'une "mole" contenant N_A molécules, où N_A est le nombre d'Avogadro : $6,022 \cdot 10^{23}$, en Kg.
R^*	: constante des gaz parfaits, $8,3143 \text{ J} \cdot \text{°K}^{-1}$
R	= R^*/M , constante spécifique d'un gaz, $\text{J} \cdot \text{Kg}^{-1} \cdot \text{°K}^{-1}$ (loi d'Avogadro)
p	: pression du gaz, en mb
T	: température absolue, en °K
ρ	: masse volumique ou densité, en $\text{Kg} \cdot \text{m}^{-3}$
v	= $1/\rho$: volume spécifique, en $\text{m}^3 \cdot \text{Kg}^{-1}$
u	: énergie interne spécifique, en $\text{J} \cdot \text{Kg}^{-1}$
s	: entropie spécifique, en $\text{J} \cdot \text{°K}^{-1} \cdot \text{Kg}^{-1}$
c_v	: chaleur spécifique à volume constant, en $\text{J} \cdot \text{Kg}^{-1} \cdot \text{°K}^{-1}$
c_p	: chaleur spécifique à pression constante, en $\text{J} \cdot \text{Kg}^{-1} \cdot \text{°K}^{-1}$
e	: pression partielle de vapeur d'eau, en mb
q	: titre massique de vapeur d'eau = ρ_w/ρ
r	: rapport de mélange = $\rho_w/\rho_a = q/1-q$
ρ_w	: masse volumique de la vapeur d'eau, en $\text{Kg} \cdot \text{m}^{-3}$
ρ_a	: masse volumique de l'air sec, en $\text{Kg} \cdot \text{m}^{-3}$

2.1.1. EQUATION D'ETAT ET LOIS GENERALES DES GAZ PARFAITS

. Equation d'état

L'équation d'état (connue sous le nom de MARIOTTE-GAY LUSSAC) d'un gaz parfait déterminé par p, ρ , T et R peut s'écrire :

$$p = R \cdot \rho \cdot T \quad \text{ou} \quad p \cdot v = R \cdot T \quad (2-1)$$

C'est-à-dire, en introduisant la constante R^* des gaz parfaits et la masse molaire M du gaz considéré :

$$p = \frac{R^*}{M} \cdot \rho \cdot T \quad \text{ou} \quad p \cdot v = \frac{R^*}{M} \cdot T \quad (2-2)$$

. Loi de DALTON

La loi de DALTON indique que la pression partielle p_i de chaque constituant C_i d'un mélange de gaz parfaits est celle qu'aurait ce même constituant s'il occupait seul le volume rempli par le mélange - ce que l'on peut écrire :

$$p_i = R_i \cdot \rho_i \cdot T \quad (2-3)$$

La pression de l'air humide est donc la somme de la pression partielle p_a de l'air sec et de la pression partielle $p_w = e$ de vapeur d'eau :

$$P = p_a + p_w \quad (2-4)$$

. Equation thermodynamique

Le premier principe de la thermodynamique traduit l'égalité entre la quantité de chaleur (δH) fournie à un système et la somme de l'accroissement d'énergie interne (δU) et du travail ($p \cdot \delta V$) fourni à l'extérieur :

$$\delta H = \delta U + p \cdot \delta V$$

qui devient sous forme différentielle :

$$dh = du + p \cdot dv \quad (2-5)$$

où, dh , du et dv sont des quantités de chaleur, variation d'énergie interne et variation de volume spécifiques, en $J \cdot kg^{-1}$ et $m^3 \cdot kg^{-1}$.

Si l'on introduit la variation d'entropie spécifique ds , il vient :

$$ds = \frac{dh}{T} = \frac{du}{T} + \frac{p}{T} \cdot dv = \frac{du}{T} + R \cdot \frac{dv}{v} \quad (2-6)$$

L'introduction du 2ème principe de la thermodynamique, qui exige que ds (et donc aussi dh/T) soit une expression différentielle exacte, conduit à la formule de MEYER, après introduction des chaleurs spécifiques à volume constant ($c_v = \left(\frac{\partial h}{\partial T}\right)_v$)

et à pression constante ($c_p = \left(\frac{\partial h}{\partial T}\right)_p$) :

$$c_v = \frac{du}{dT} \quad (2-7)$$

$$c_p = \frac{du}{dT} + R \quad (2-8)$$

$$c_p - c_v = R \quad (2-9)$$

Dans ces conditions l'équation thermodynamique devient :

$$dh = c_v \cdot dT + p \cdot dv \quad (2-10)$$

$$\text{ou } dh = c_p \cdot dT - v \cdot dp \quad (2-11)$$

Dans le cas où le système suit une transformation adiabatique, c'est-à-dire sans échange de chaleur avec l'extérieur ($dh = 0$), l'équation thermodynamique prend les formes simplifiées suivantes :

$$c_p \cdot \frac{dp}{\rho} = c_v \cdot \frac{dp}{p} \quad (2-12)$$

$$\text{ou } c_p \cdot \frac{dT}{T} = R \cdot \frac{dp}{p} \quad (2-13)$$

2.1.2. THERMODYNAMIQUE ET HYDRODYNAMIQUE DE L'AIR ATMOSPHERIQUE

. Air sec

L'indice a sera systématiquement attribué aux caractéristiques de l'air sec :

L'expérimentation a conduit aux valeurs numériques suivantes :

$$\begin{aligned} M_a &= 28,965 \text{ g.mol}^{-1} \\ R_a &= 287,05 \text{ J.Kg}^{-1} \cdot \text{°K}^{-1} \\ \rho_a &= 1,2923 \text{ Kg.m}^{-3}, \text{ dans les conditions normales: } \left. \begin{array}{l} p = 1013,25 \text{ mb} \\ T = 273,16 \text{ °K} \end{array} \right\} \\ c_{va} &= 717 \text{ J.Kg}^{-1} \cdot \text{°K}^{-1} \\ c_{pa} &= 1004 \text{ J.Kg}^{-1} \cdot \text{°K}^{-1} \end{aligned}$$

Si l'on se place dans des conditions de transformations adiabatiques, les équations thermodynamiques prennent des valeurs simples à coefficients constants :

$$\frac{dp}{p} = \gamma_a \cdot \frac{dp}{\rho_a} \quad (2-14)$$

$$\frac{dT}{T} = m_a \cdot \frac{dp}{p} \quad (2-15)$$

avec $\gamma_a = \frac{c_{pa}}{c_{va}} = 1,4003$ et $m_a = \frac{R_a}{c_{pa}} = \frac{\gamma_a - 1}{\gamma_a} = 0,28586$

qui s'intègrent en

$$p \cdot v^{\gamma_a} = \text{cst} \quad \text{et} \quad T = \text{cst} \cdot p^{m_a} \quad (2-16)$$

. Air humide

D'après nos hypothèses mélange d'air sec (indiqué a) et de vapeur d'eau (indiquée w), l'air humide se comporte aussi comme un gaz parfait.

Les valeurs numériques de ses caractéristiques sont :

$$\begin{aligned} M_w &= 18,015 \text{ g.mol}^{-1} \\ R_w &= 461,5 \text{ J.Kg}^{-1}.\text{°K}^{-1} \\ C_{vw} &= 1385 \text{ J.Kg}^{-1}.\text{°K}^{-1} \\ C_{pw} &= 1846 \text{ J.Kg}^{-1}.\text{°K}^{-1} \end{aligned}$$

On peut noter :

$$\frac{M_w}{M_a} = \frac{R_a}{R_w} = 0,622 = 1/1,608$$

et $\frac{C_{vw}}{C_{va}} = 1,93$ et $\frac{C_{pw}}{C_{pa}} = 1,84$

Les caractéristiques de l'air humide peuvent alors s'exprimer en fonction de celles de l'air sec et de q , r ou e/p :

$$M = (1 - 0,378 \cdot \frac{e}{p}) \cdot M_a \quad (2-17)$$

$$R = (1 + 0,608 \cdot q) \cdot R_a = \frac{1 + 1,608 \cdot r}{1 + r} \cdot R_a \quad (2-18)$$

$$C_v = (1 + 0,93 \cdot q) \cdot C_{va} \quad (2-19)$$

$$C_p = (1 + 0,84 \cdot q) \cdot C_{pa} \quad (2-20)$$

Pratiquement q , r et e/p restent petits devant les autres termes ($q < 0,025$, $r < 0,025$ et $e/p < 0,04$). On peut donc utiliser les approximations suivantes :

$$q \# r \# 0,622 \cdot \frac{e}{p} \quad \text{et} \quad \frac{e}{p} \# 1,608 \cdot q \# 1,608 \cdot r \quad (2-21)$$

Ainsi, l'équation d'état appliquée à l'air humide ($p = R \cdot \rho \cdot T$) peut s'écrire avec les caractéristiques de l'air sec :

$$p = R_a \cdot \rho \cdot T \cdot (1 + 0,608 \cdot q) \quad (2-22)$$

En introduisant alors la température virtuelle T_v , définie par :

$$T_v = T \cdot (1 + 0,608 \cdot q) \quad (2-23)$$

où T_v est la température fictive d'un air sec de même masse volumique que l'air humide de caractéristique q , p et T , on peut écrire l'équation d'état sous une forme plus classique :

$$p = R_a \cdot \rho \cdot T_v \quad (2-24)$$

. Chaleur latente de vaporisation et pression de vapeur saturante

Lorsque dans un système, constitué d'eau liquide et de vapeur d'eau de masse totale M , une fraction δM passe sans variation de température de l'état liquide à l'état vapeur cette transformation s'accompagne d'une variation de volume δV , d'une variation d'énergie interne δU et d'une quantité de chaleur δH fournie au système. La chaleur latente de vaporisation Le est alors définie par :

$$Le = \delta H / \delta M \quad (2-25)$$

Si la vapeur d'eau est dans ce système en équilibre avec la partie d'eau liquide, la pression régnant au sein du système est la pression de vapeur saturante e^* , c'est-à-dire la pression maximale de vapeur d'eau pour la température T du système.

L'équation thermodynamique conduit à l'équation de CLAUSIUS-CLAPEYRON :

$$\frac{de^*}{dT} = \frac{0,622 \cdot Le \cdot e^*}{R_a} \quad (2-26)$$

intégrée par plusieurs auteurs sous forme de tables numériques où e^* et $\frac{de^*}{dT}$ sont fonction de la température T . Nous avons pour notre part retenu les deux formules simples suivantes, valables à mieux de 1 % dans le domaine de variation des T prévisibles des régions concernées par notre étude ($8^\circ < T < 45^\circ$)

$$e'' = T^3/1386 - T^2/286 + 0,71 \cdot T + 4,8 \quad (2-27)$$

$$\frac{de''}{dT} = T^2/457 - T/178 + 0,662 \quad (2-28)$$

avec T en °C

On peut alors aussi définir :

- l'humidité relative, en %, par le rapport e/e''
- le point de rosée, température T_r à laquelle il faut refroidir de l'air humide à pression constante pour voir apparaître de la rosée.

. Stabilité hydrostatique de l'air humide

La stabilité hydrostatique d'une couche d'air humide au repos peut être étudiée en considérant les petits déplacements d'une parcelle d'air humide de densité ρ_1 , ne se mélangeant pas avec l'air environnant de densité ρ . Si le mouvement est suffisamment petit et rapide, il se produit dans des conditions adiabatiques et l'humidité spécifique q_1 de la parcelle reste constante alors que celle de l'air environnant varie comme $\partial q/\partial Z$.

L'analyse du mouvement de la parcelle revient à définir l'accélération verticale de la parcelle, $\frac{\partial^2 Z}{\partial t^2}$, que l'on peut écrire, en fonction de la température virtuelle T_V de l'air ambiant à la cote Z, sous la forme :

$$\frac{\partial^2 Z}{\partial t^2} = - \frac{g \cdot Z}{T_V} \cdot \left(+ \frac{\partial T_V}{\partial Z} + \Gamma_a \right) \quad (2-29)$$

Γ_a est une constante appelée "gradient adiabatique sec", qui représente approximativement le taux de décroissance de la température d'une masse d'air qui s'élèverait adiabatiquement dans une atmosphère partiellement saturée.

On définit donc $\Gamma_a = \frac{g}{C_{pa}} \# - \frac{\partial T_V}{\partial Z} \# 9,8^\circ \text{K.Km}^{-1}$

Le gradient adiabatique sec Γ_a est un critère de comparaison pour le gradient de température virtuelle $\frac{\partial T_V}{\partial Z}$ qui permet l'analyse de la stabilité hydrostatique de la tranche d'air inventoriée.

- . Si $\frac{\partial T_V}{\partial Z} < -\Gamma_a$, T_V décroît avec l'altitude à un taux supérieur (en valeur absolue) à Γ_a , $\frac{\partial T_V}{\partial Z} + \Gamma_a$ est négatif, l'accélération $\frac{\partial^2 Z}{\partial t^2}$ (d'après (2-29)) est positive, c'est-à-dire dans le sens du mouvement. Si donc la parcelle s'écarte de sa position d'origine, le mouvement a tendance à s'accroître et on peut dire que l'air est en état suradiabatique et en équilibre instable.
- . Si $\frac{\partial T_V}{\partial Z} = -\Gamma_a$, $\frac{\partial T_V}{\partial Z} + \Gamma_a$ est toujours négatif et T_V décroît avec l'altitude à un taux égal à celui du gradient adiabatique sec Γ_a . L'accélération de la parcelle est nulle et le mouvement se poursuit sans interactions du milieu autres que les forces de viscosité. L'air est en équilibre hydrostatique neutre.
- . Si $\frac{\partial T_V}{\partial Z} > -\Gamma_a$, mais toujours < 0 , T_V décroît avec l'altitude à un taux inférieur à Γ_a , l'accélération de la parcelle est négative, en sens contraire du mouvement. Une parcelle écartée d'une position tend à y revenir. L'air environnant est en condition subadiabatique et en équilibre stable.
- . Si $\frac{\partial T_V}{\partial Z} > 0$, c'est-à-dire si la température T_V croît avec l'altitude, la stabilité est particulièrement forte, c'est le cas lorsque l'on a une couche d'inversion.

Ainsi l'analyse de $\frac{\partial^2 Z}{\partial t^2}$, par le signe de $\left(\frac{\partial T_V}{\partial Z} + \Gamma_a \right)$, peut permettre de quantifier la stabilité hydrostatique de l'air atmosphérique.

2.2. LES TRANSFERTS ENERGETIQUES DANS LA BASSE ATMOSPHERE

Moteur primordial du système énergétique terrestre, le rayonnement solaire, pour féconder le sol et les eaux, doit d'abord traverser l'atmosphère terrestre. Les échanges énergétiques qui accompagnent cette traversée sont essentiellement radiatifs. Dans la basse atmosphère la présence d'air plus ou moins chargé d'humidité complique les données et, au voisinage de l'interface sol-atmosphère, un système d'échanges énergétiques complexes s'établit, où coexistent des formes de transferts énergétiques radiatifs aux côtés de formes de transferts différentes et notamment convectifs. Le présent chapitre se propose d'analyser ces deux grandes familles de transferts énergétiques de la basse atmosphère, les transferts radiatifs et les transferts convectifs, que rassemble le bilan énergétique.

2.2.1. TRANSFERTS RADIATIFS ET BILAN ENERGETIQUE

L'approche énergétique a déjà été citée dans le chapitre introductif. Il nous faut maintenant l'approfondir et la préciser, en déterminant le domaine de référence pour lequel sera effectué un bilan énergétique : les éléments en présence différeront, selon que l'on considèrera par exemple le bilan énergétique de l'ensemble d'un lac ou seulement celui d'une partie élémentaire de sa surface.

Afin donc de fixer les idées, nous définirons comme volume de référence, dont va être quantifié le bilan énergétique, une part élémentaire de l'interface eau-atmosphère, pellicule infiniment mince contenant à la fois les plus basses couches de l'atmosphère et les plus superficielles de l'eau. Ainsi pouvons nous négliger les flux latéraux et ne considérer que les seules composantes verticales des différents flux.

Dans ces conditions, par application du principe de conservation de l'énergie au volume de référence, on peut écrire sous une forme très générale l'équation du bilan énergétique :

$$R_n + L_e E + H + G + A = \frac{\partial w}{\partial t} \quad (2-30)$$

Dans cette équation les flux sont positifs s'ils représentent un gain pour le volume de référence et négatifs s'il s'agit d'une perte :

- R_n est le flux du rayonnement net sur la face supérieure de la mince couche de référence.
- G est le flux calorifique transmis par la face inférieure à l'eau sous-jacente.
- $L_e E$ et H sont les flux de chaleur latente (flux de vapeur d'eau) et de chaleur sensible émis par la face supérieure dans l'atmosphère, qui seront paramétrisés dans les chapitres suivants.
- Cette formulation ne prend pas en compte d'éventuelles activités biologiques liées à la photosynthèse dans la couche de référence.
- Par contre, afin de donner une forme plus générale à ce bilan d'énergie, deux termes y figurent également :
 - A , qui représente un flux d'énergie advective, exprimé en termes de flux spécifiques, c'est-à-dire par unité de surface de la mince couche de référence.
 - $\frac{\partial w}{\partial t}$, qui est la variation d'énergie stockée dans la mince couche de référence et que l'on néglige généralement dans le cas d'une interface eau-atmosphère.

2.2.1.1. Le Rayonnement net R_n

Le Rayonnement net R_n est la somme algébrique de rayonnements de diverses origines :

$$R_n = R_G (1-a) + R_a (1-a') - R_t \quad (2-31)$$

Des ouvrages entiers sont consacrés à l'étude de cette composante du bilan énergétique (PERRIN de BRICHAMBAULT, 1963 etc) dont nous ne retiendrons que l'essentiel, concernant les composantes du rayonnement net :

• Dans le visible (400 à 700 nm) et les courtes longueurs d'ondes (< 3000 nm)

- R_G est le rayonnement global, somme des composantes verticales du rayonnement direct R_D et du rayonnement diffusé par l'atmosphère R_d .
- $a.R_G$ est le rayonnement réfléchi R_r par la surface de l'eau, caractérisée par son albédo a .

. Dans les grandes longueurs d'ondes (> 3000 nm)

- R_a est le rayonnement atmosphérique, auquel correspond un rayonnement atmosphérique réfléchi $R_{ar} = a' \cdot R_a$ tel que $R_a - R_{ar} = (1-a') \cdot R_a = \epsilon_s \cdot R_a$, où ϵ_s est l'émissivité de la surface de l'eau.
- R_t est le rayonnement terrestre, ici le rayonnement de la surface de l'eau, caractérisé par sa température superficielle et son émissivité.

R_n et sa composante de courte longueur d'onde R_G , peuvent être directement mesurés, ainsi qu'on le verra dans le chapitre décrivant l'Evapotron du lac de BAM. Le bilan de grande longueur d'ondes $R_L = \epsilon_s \cdot R_a - R_t$ est alors obtenu expérimentalement par différence :

$$R_L = R_n - (1-a) \cdot R_G \quad (2-32)$$

En l'absence de mesures directes R_n peut être obtenu à partir d'estimation de ses diverses composantes reposant sur des bases quelquefois théoriques ou seulement pragmatiques le plus souvent :

- . R_G peut être estimé (à partir de la durée d'insolation S , de la durée du jour S_0 , et du rayonnement solaire théorique à l'entrée de l'atmosphère) par une formule du type :

$$R_G/R_{G0} = \alpha \cdot \frac{S}{S_0} + \beta \quad (2-33)$$

Les "constantes" α et β , qui oscillent autour de 0,50 et 0,25, sont elles mêmes fonction de la situation géographique (BUDYKO, 1974 ; MONTENY, etc).

- . a , l'albédo, dépend de la hauteur du soleil (PAYNE, 1972), mais aussi de la propreté de l'eau (pour une hauteur suffisante du soleil a varie de 0,04 à 0,08) et de son agitation superficielle due aux vagues. Les travaux de NUNEZ, DAVIES et ROBINSON (1970 et 1972) sur ce sujet sont déterminants. 0,06 sera une bonne moyenne de la valeur journalière de l'albedo de surfaces d'eaux libres, alors que l'albédo de surfaces couvertes de végétation sera plutôt voisin de 0,15 à 0,25.

- . R_t , le rayonnement terrestre est obtenu, à partir de la température de surface T_s de la nappe d'eau d'émissivité ϵ_s , par :

$$R_t = \epsilon_s \cdot \sigma \cdot T_s^4 \quad (2-34)$$

où σ est la constante de STEFAN-BOLTZMAN = $5,6697 \cdot 10^{-8} \cdot W \cdot m^{-2} \cdot ^\circ K^{-4}$

ANDERSON (1954) et DAVIES (1971) conseillent de prendre $\epsilon_s = 0,97$ dans le cas d'une surface d'eau libre. Si T_s n'est pas connu avec précision, on peut prendre en lieu et place la température de l'air T_a .

- . R_a , le rayonnement atmosphérique est plus difficile à déterminer puisqu'il est fonction non seulement de la température et de l'humidité des couches d'air surplombantes, mais aussi du taux d'ennuage et de la nature même de ces nuages.

On peut donc définir dans un premier temps un rayonnement atmosphérique par ciel clair R_{ac} tel que :

$$R_{ac} = \epsilon_{ac} \cdot \sigma \cdot T_a^4 \quad (2-35)$$

où ϵ_{ac} est l'émissivité de l'atmosphère par ciel clair

σ la constante de STEFAN-BOLTZMAN

T_a la température de l'air au sol.

Une approche théorique, intégrant les effets de la vapeur d'eau contenue dans la colonne d'air surplombante, conduit à des expressions de ϵ_{ac} du type :

$$\epsilon_{ac} = 1,24 \cdot \left(\frac{e_a}{T_a} \right)^{1/7} \quad (2-36), \text{ recommandée par BRUTSAERT (1982),}$$

$$\text{ou } \epsilon_{ac} = 0,552 \cdot e_a^{1/7} \quad (2-37) \text{ dans les conditions de l'atmosphère standard}$$

Il existe aussi diverses formulations empiriques qui font intervenir la température de l'air au sol T_a et la pression de vapeur d'eau au sol e_a . Une des plus connues est due à BRUNT (1932) :

$$\epsilon_{ac} = a + b \cdot e_a^{1/2} \quad (2-38)$$

Dans le cas des zones soudano-sahéliennes qui nous concernent, RIOU (1972) recommande les valeurs $a = 0,60$ et $b = 0,05$.

SWINBANK (1963) propose des formules du type $\epsilon_{ac} = 0,92 \cdot 10^{-5} \cdot T_a^2$

Il faut encore noter une autre famille de formulations, dérivées de celle d'ANGSTROM (1961), sous la forme générale :

$$\epsilon_{ac} = a - b \cdot e_a^{c \cdot T_a} \quad (2-39)$$

où a, b et c sont diverses constantes.

En pratique les résultats, obtenus par ciel clair avec ces diverses formules, basées sur les seules pression de vapeur d'eau e_a et température de l'air T_a au sol, donnent des estimations de R_{ac} satisfaisantes. L'emploi en lieu et place de e_a de l'épaisseur d'eau condensable, accessible à partir des résultats de radiosondages, est toujours préférable (LONNQUIST, 1954), mais ne peut évidemment pas faire l'objet de mesures de routine.

Nous avons vu que le rayonnement atmosphérique R_a était affecté par l'ennuage, ce que l'on peut exprimer par :

$$R_a = R_{ac} \cdot (1 + a \cdot m_c^b) \quad (2-40)$$

où m_c est la fraction de ciel couvert
 a et b sont des constantes.

Selon les auteurs (BOLZ, 1949 - BUDIKO, 1974, etc) on prend b voisin de 2 et a variable en fonction du type de nuage (de 0,04 pour les nuages de cristaux de glace de haute altitude à 0,20 pour les nuages de vapeur d'eau de basse altitude).

D'autres auteurs expriment l'effet de l'ennuage directement sur le bilan radiatif de grande longueur d'onde, par exemple sous la forme :

$$R_L = \epsilon_s \cdot R_a - R_{\uparrow} = R_{ac} (1 - a' \cdot m_c^{b'}) \quad (2-41)$$

Lorsqu'il n'est pas possible d'évaluer m_c , faute d'observations précises de l'ennuage, on peut utiliser le rapport S/S_0 de la durée d'ensoleillement à la durée du jour, ainsi que le proposait déjà PENMAN (1948) :

$$R_L = R_{ac} \cdot [a + (1-a) \cdot S/S_0] \quad (2-42)$$

BRUTSAERT (1982) juge $a = 0,2$ comme valeur moyenne correcte, mais RIOU (1972) avait proposé $a = 0,5$ pour les zones soudano-sahéliennes, valeur généralement utilisée par l'ORSTOM.

2.2.1.2. Le flux calorifique G transmis à l'eau et les termes résiduels A et dw/dt du bilan énergétique.

. Le flux calorifique G

Selon la nature de la surface d'eau libre évaporante, le flux calorifique G peut prendre diverses formes. S'il s'agit d'une nappe très peu profonde, ou encore d'un lac pris dans son ensemble, G est le flux de chaleur transmis au sol sous-jacent. Si l'on considère seulement une portion de la surface d'une étendue d'eau, G est le flux de chaleur transmis par la couche superficielle aux couches inférieures.

Dans ces conditions il n'est plus possible d'utiliser les méthodes mises au point pour mesurer les flux calorifiques dans les sols, basées sur la loi de FOURIER qui exprime un flux vertical Q_z sous la forme :

$$Q_z = - K_T \cdot \frac{\partial T}{\partial z} \quad (2-43)$$

où K_T est la conductibilité thermique. Toujours dans le cas des sols, on peut utiliser des fluxmètres, qui mesurent directement le flux calorifique G ou encore établir des profils thermiques successifs dont la comparaison permet le calcul de G .

D'autres approches empiriques lient le flux calorifique G dans les sols au flux de chaleur sensible ou au rayonnement net :

$$G = c_H \cdot H \quad \text{et} \quad G = c_R \cdot R_n \quad (2-44)$$

Ces relations ne sont malheureusement pas univoques et l'on constate que selon le degré d'humidité des sols et la nature de leur couverture végétale, le coefficient c_R par exemple varie de 0,35 jusqu'à être presque négligeable dans le cas d'une couverture forestière.

Pour les nappes d'eau libre le problème devient beaucoup plus délicat puisque d'importants phénomènes de convection accompagnent la simple conduction et que la transparence de l'eau permet des transferts d'énergie sous forme radiative à des profondeurs non négligeables. Ainsi dans le bilan des grandes nappes d'eau peu profondes (moins de 5 m), le flux calorifique G peut être important, ce qui est le cas des lacs et des mares soudano-sahéliennes. Nous verrons, dans le cas de l'évapotron du lac de BAM, qu'aucune méthode n'est très satisfaisante, dès lors que la stratification thermique, allant d'une surface chaude vers des profondeurs plus fraîches, cesse d'être prédominante.

De multiples travaux ont été consacrés à ce problème difficile. Certains auteurs ont mesuré directement le flux G (BROWN, 1969) mais plus nombreux sont ceux qui ont construit des modèles des transferts de chaleur en présence (JOBSON, 1977 - NILLER et KRAUS, 1977 - SHERMAN, 1978 - KONDO, 1979). JERLOV (1968) a plus particulièrement traité de la pénétration des rayons lumineux. Mais la plupart de ces auteurs s'intéressaient d'abord à l'océan et leurs modèles sont difficilement transposables aux conditions qui nous intéressent, de surfaces évaporantes de dimensions et de profondeurs forcément limitées.

. L'énergie advectrice A

Ce terme unique renferme en fait des énergies de provenances très diverses, qui peuvent s'appréhender à diverses échelles :

- Le bilan thermique de grands lacs ou de réservoirs pris dans leur globalité nécessite la prise en compte de l'énergie apportée par les affluents et les précipitations, ou perdue par les déversements. Dans le cas d'un bilan énergétique sur de courtes périodes, seule l'énergie advective des précipitations n'est pas négligeable.
- Lorsque la surface évaporante est entourée de surfaces dont les caractéristiques (températures, humidité de l'air, rugosité) sont très différentes, ces discontinuités induisent un transfert latéral d'énergie advective qui doit être pris en compte dans le bilan énergétique de la surface évaporante. Il s'agit là du classique effet d'oasis bien connu des latitudes qui nous intéressent. Cette énergie advective, que l'on peut exprimer en termes d'énergie advective spécifique, c'est-à-dire par unité de surface, peut apparaître globalement comme terme résiduel du bilan énergétique d'une étendue d'eau sur une plus ou moins longue période, ou ressortir d'une analyse en termes de flux des transferts énergétiques d'une interface évaporante par une modélisation du phénomène d'advection après une discontinuité de cette interface. Cette importante question fera l'objet d'un prochain chapitre de cette approche théorique du phénomène d'évaporation.

. La variation d'énergie stockée $\frac{\partial W}{\partial t}$

Avec la définition adoptée pour notre interface évaporante, il est évident que ce terme est négligeable. Si par contre on effectue le bilan énergétique d'un lac dans son ensemble, l'énergie calorifique stockée par la masse d'eau durant la période considérée doit évidemment être prise en compte. On utilisera pour ce faire les mêmes techniques que pour l'estimation du flux G, basées sur la comparaison de profils thermiques représentatifs initiaux et finaux.

2.2.2. TRANSFERTS CONVECTIFS ET LOIS DE CONSERVATION

En théorie les mouvements internes et les transferts d'éléments diffus dans l'atmosphère devraient pouvoir être globalement appréhendés en définissant en chaque point et à chaque instant les valeurs des paramètres physiques qui caractérisent ce mouvement (vitesse, accélération, etc) ou déterminent ces transferts de matière (pressions, concentration, températures, etc). En fait cela n'est pas possible et selon le phénomène à étudier il faudra choisir des échelles de temps et d'espace particulières.

La gravité est la principale force extérieure au système à régir l'environnement atmosphérique, et il y aura donc lieu de distinguer les directions horizontale et verticale, car la plupart des phénomènes physiques s'expriment selon des échelles très différentes selon que l'on considère la direction verticale ou horizontale. Les équations de l'hydrodynamique classique sont utilisées pour décrire ce mouvement et ces transferts, mais la spécificité de chaque problème étudié conduit à adopter des conditions aux limites particulières et justifie des approximations différentes, qui dépendent surtout de l'échelle des phénomènes étudiés.

On distingue en hydrodynamique classique deux régimes d'écoulements différents :

- . L'écoulement laminaire, défini comme parfaitement continu, s'appuie sur le concept de continuité où les filets fluides se côtoient sans se mélanger. En fait, dans ce type d'écoulement déjà, mais à l'échelle moléculaire, l'agitation moléculaire contrarie cette schématisation idéale et définit en chaque point et à chaque instant pression et température. Les transferts de matière ont lieu par diffusion, les échanges de chaleur par conduction et les échanges de quantité de mouvement font intervenir la viscosité.
- . L'écoulement turbulent comporte des surfaces de discontinuité, où les filets fluides s'interpénètrent. Selon la modélisation due à REYNOLDS, on considère l'écoulement turbulent comme la superposition d'un écoulement laminaire de grande échelle, défini par des valeurs moyennes de ses paramètres, et d'un écoulement désordonné et erratique à beaucoup plus petite échelle : il s'agit de la "turbulence". Dans ce cas les transferts de matière, de chaleur et de quantité de mouvement se trouvent considérablement accrus. Si l'on veut leur étendre la théorie de l'agitation moléculaire, en parlant cette fois de diffusion turbulente, de conduction turbulente et de viscosité turbulente, il faudra introduire des coefficients d'échelle de l'ordre de 10^4 à 10^6 , afin d'aboutir à des coefficients de transfert supérieurs dans les mêmes proportions à ceux valables pour la seule agitation moléculaire.

Les transferts de la basse atmosphère sont de trois types :

- . Les transferts de masse (notamment celui de vapeur d'eau)
- . Les transferts de chaleur
- . Les transferts de quantité de mouvement.

Ces transferts se caractérisent par un flux Φ , grandeur physique qui exprime la quantité de l'élément considéré (énergie ou masse) à traverser une surface de référence S selon une direction donnée. Ce flux Φ est souvent rapporté à l'unité de surface et l'on parle alors de flux spécifique ou de densité de flux ϕ , avec évidemment :

$$\Phi = \phi \cdot S$$

En l'absence de vent les différents flux sont uniquement dus aux phénomènes de diffusion moléculaire liés aux gradients de concentration des éléments en cause. Avec le vent s'ajoutent à cette diffusion moléculaire primitive des transferts dus à la convection du fluide en mouvement. Dans la basse atmosphère de plus nous savons que l'écoulement du fluide atmosphérique est toujours turbulent. On est ainsi conduit à étudier trois types de transferts, définis par leurs densités de flux :

- ϕ_w : densité du flux de vapeur d'eau (ou de chaleur latente)
- ϕ_H : densité du flux de chaleur sensible
- ϕ_m : densité du flux de quantité de mouvement.

Les équations générales de ces transferts reposent sur les équations de continuité de chacun de ces éléments, que nous exprimerons sous forme vectorielle dans le cas le plus général.

. Conservation de la vapeur d'eau

En l'absence de tous changements d'état, le transfert de vapeur d'eau diffusant dans la basse atmosphère animée par le vent au-dessus d'une surface évaporante peut être divisé en deux composantes :

- l'une est la convection forcée causée par le vent;
- l'autre a pour origine la diffusion moléculaire.

En un point donné et à un moment donné la densité du flux total de vapeur d'eau ϕ_w peut donc s'écrire en notation vectorielle :

$$\phi_w = \rho_w \cdot V + \phi_{md} \quad (2-45)$$

. V est la vitesse de l'air en mouvement = $u.i + v.j + w.k$

. ϕ_{md} est la densité du flux de vapeur d'eau due à la seule diffusion moléculaire.

La loi de FICK précise que ϕ_{md} est proportionnel au gradient local de la masse volumique de la vapeur d'eau ρ_w :

$$\phi_{md} = - K_w \cdot \nabla \rho_w \quad (2-46)$$

. K_w est la diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau dans l'air, en $m^2 \cdot s^{-1}$.

En l'absence de puits et de sources, au sens hydrodynamique de ces termes, l'équation de continuité appliquée à la vapeur d'eau s'écrit :

$$- \nabla \phi_w = \frac{\partial \rho_w}{\partial t} \quad (2-47)$$

La même équation de continuité appliquée à la totalité de l'air humide s'écrit :

$$- \nabla (\rho \cdot V) = \frac{\partial \rho}{\partial t} \quad (2-48)$$

En introduisant l'humidité spécifique $q = \rho_w / \rho$ dans (45), on obtient avec (47) et (48) :

$$- (V \cdot \nabla) q - \rho^{-1} \cdot \nabla \cdot \phi_{md} = \frac{\partial q}{\partial t} \quad (2-49)$$

Si l'on admet la constance de ρ et K_w dans le système étudié, l'introduction de (46) dans (49) conduit à l'équation de base de conservation de la vapeur d'eau :

$$\frac{\partial q}{\partial t} + (V \cdot \nabla) q = K_w \cdot \nabla^2 q \quad (2-50)$$

Cette équation n'est malheureusement pas applicable sous cette forme dans les conditions de la basse atmosphère où l'on ne peut définir le vecteur vitesse V autrement que sous forme d'une moyenne statistique pour une échelle de temps donnée.

Aussi, en accord avec les propositions de REYNOLDS (1894) pour la seule vitesse, on convient de décomposer les différentes variables considérées en une partie moyenne et une partie variable qui corresponde aux fluctuations erratiques et aléatoires dues à la turbulence :

$$\text{Ainsi } \begin{array}{l} V = \bar{V} + V' \\ u = \bar{u} + u' \\ v = \bar{v} + v' \\ w = \bar{w} + w' \\ q = \bar{q} + q' \end{array} \quad \left| \quad \begin{array}{l} u, v \text{ et } w \text{ sont les composantes dans un} \\ \text{repère trinormé du vecteur vitesse } V. \end{array} \right.$$

avec par définition $\bar{V}' = \bar{u}' = \bar{v}' = \bar{w}' = \bar{q}' = 0$

Il est d'usage d'introduire aussi ici une hypothèse simplificatrice, attribuée à BOUSSINESQ, qui consiste à admettre que les variations de la pression sont négligeables, contrairement aux variations de la température et de l'humidité qui modifient donc la densité de l'air humide ρ .

L'équation de continuité (48), en terme de vitesses moyennes, appliquée à un fluide incompressible (avec donc $\rho = \text{const.}$) pour lequel on utilise la décomposition de REYNOLDS donne donc :

$$\nabla \bar{V} = 0 \quad (2-51)$$

$$\text{soit également } \nabla \bar{V}' = 0 \quad (2-52)$$

Ces équations seront reprises ultérieurement avec des hypothèses simplificatrices.

Conservation de la quantité de mouvement

L'équation de continuité de la quantité de mouvement est l'équation de NAVIER-STOKES, écrite pour un fluide incompressible à viscosité constante, complétée par l'introduction d'un terme tenant compte de l'accélération de CORIOLIS due à la rotation de la terre. Sous forme vectorielle cette équation peut s'écrire :

$$\frac{\partial V}{\partial t} + (V \cdot \nabla)V = -g \cdot k - \frac{1}{\rho} \cdot \nabla p + \nu \nabla^2 V - 2\Omega \times V \quad (2-53)$$

- . Ω est le vecteur vitesse angulaire de rotation, fonction de la position terrestre du point et de l'orientation du repère vectoriel de référence.
- . \times désigne un produit vectoriel.
- . ν est la viscosité cinématique de l'air.

Dans une atmosphère en équilibre hydrostatique, la pression p , la masse volumique ρ et la température T varient avec l'altitude. On va donc décomposer ces variables en une partie "stable" de référence, notée s , et une partie dite "dynamique", notée d . Ce type de partition, dû à LANDAU et LIFSHITZ (1959), permet d'écrire :

$$\begin{array}{l} p = p_s + p_d \\ \rho = \rho_s + \rho_d \\ T = T_{vs} + T_{vd} \end{array}$$

L'approximation de BOUSSINESQ indique que ρ_d et T_{vd} sont petits, d'où l'approximation :

$$\rho_d = \rho_s \cdot T_{vd} / T_{vs}$$

Enfin l'introduction de la décomposition de REYNOLDS permet d'étendre l'équation (53) à un écoulement turbulent avec :

$$\begin{array}{l} p_d = \overline{p_d} + p'd \\ T_{vd} = \overline{T_{vd}} + T'_{vd} \end{array}$$

Les équations ainsi déduites de (53) seront utilisées ultérieurement dans des conditions simplificatrices.

Conservation de l'énergie calorifique

Les principes de la thermodynamique appliqués à un fluide incompressible avec l'approximation de BOUSSINESQ, conduisent à :

$$\frac{\partial \theta}{\partial t} + (V \cdot \nabla) \theta = K_H \cdot \nabla^2 \theta - \frac{1}{\rho_s \cdot c_p} \nabla \cdot H_R \quad (2-54)$$

- où . K_H est la diffusivité thermique
- . H_R le flux de chaleur radiative
- . θ la température potentielle.

On définit une température potentielle θ , comme la température que prendrait de l'air sec normal, à une certaine température et à une certaine pression, si à partir de ces conditions initiales, il était amené à la pression fixe $p_0 = 1000$ mb par une compression ou une détente adiabatique réversible.

$$\text{on a } \theta = T \left(\frac{p_0}{p} \right)^{m_a} \quad (2-55)$$

connue sous le nom d'équation de POISSON dans laquelle $m_a \approx R_a \cdot (1-0,23 \cdot q) / c_{pa}$

Ce qui précède concerne la totalité de l'atmosphère et permet, au moins théoriquement, de représenter la totalité des transferts énergétiques qui s'y produisent. Pour ce qui nous concerne seule la basse atmosphère et particulièrement le voisinage de l'interface évaporante fait l'objet de cette étude et justifie que lui soit consacré un chapitre particulier.

2.3. LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE

Dans la basse atmosphère les changements les plus intenses et les plus rapides de la vitesse du vent, de la température et de l'humidité de l'air s'observent au voisinage immédiat de l'interface sol-atmosphère. L'amplitude des variations de ces phénomènes y est beaucoup plus importante dans un déplacement vertical que lors d'un transfert horizontal. Ainsi les gradients verticaux des divers paramètres et les vitesses horizontales sont beaucoup plus grands que leurs homologues horizontaux et verticales.

On peut donc légitimement assimiler ces basses couches de l'atmosphère à une couche-limite, au sens donné par la théorie due à PRANDTL (1904) de la couche limite dynamique, dont l'épaisseur sera définie être celle où la nature et les propriétés de l'interface sous-jacente modifient la nature de la turbulence dans l'écoulement des couches d'air. Dans les conditions atmosphériques réelles, les facteurs qui affectent les paramètres caractéristiques de cette couche limite (vent, température et humidité) sont très nombreux ; mais on pourra toujours définir une couche limite simplifiée, où l'on supposera l'atmosphère constituée de couches d'air superposées à écoulements uniformes au-dessus d'une interface homogène et plane.

Alors les équations de continuité, écrites dans les termes de l'analogie de REYNOLDS peuvent s'écrire beaucoup plus facilement.

L'équation de conservation de la vapeur d'eau s'écrit

$$K_w \cdot \frac{\partial^2 \bar{q}}{\partial z^2} - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'q'}) = 0 \quad (2-56)$$

L'équation de conservation des quantités de mouvement devient après projection sur les axes horizontaux x et y :

$$\left. \begin{aligned} - \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial \bar{p}}{\partial x} + \overline{fv} + \nu \cdot \frac{\partial^2 \bar{u}}{\partial z^2} - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'u'}) &= 0 \\ - \frac{1}{\rho} \cdot \frac{\partial \bar{p}}{\partial y} + \overline{fu} + \nu \cdot \frac{\partial^2 \bar{v}}{\partial z^2} - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'v'}) &= 0 \end{aligned} \right\} \quad (2-57)$$

Enfin l'équation de conservation de l'énergie se résume à :

$$K_H \cdot \frac{\partial^2 \bar{\theta}}{\partial z^2} - \frac{\partial}{\partial z} (\overline{w'\theta'}) - \frac{1}{\rho \cdot c_p} \cdot \frac{\partial H_R}{\partial z} = 0 \quad (2-58)$$

Selon que les forces dues à l'accélération de CORIOLIS, à la diffusivité moléculaire et à la viscosité doivent être, ou non, prises en compte, on distingue plusieurs sous-couches dans cette couche limite atmosphérique. BRUTSAERT (1982) présente une synthèse des travaux antérieurs concernant la discrimination de ces diverses sous-couches et aboutit à leur classification comportant notamment une sous-couche de surface définie comme une région d'écoulement fortement turbulent où les flux de transferts turbulents verticaux conservent globalement la valeur qui est la leur à l'interface.

Les expressions précédentes peuvent alors être très considérablement simplifiées en :

$$E = \rho \cdot \overline{w'q'} \quad (2-59)$$

$$\text{et } H = \rho \cdot c_p \cdot \overline{w'\theta'} \quad (2-60)$$

où E est le flux d'évaporation à l'interface et H le flux d'énergie calorifique également à l'interface.

De même les expressions (2-57) se simplifient si l'on choisit pour axe des x la direction du vent en

$$- \overline{w'u'} = u_{*} \quad \text{et} \quad - \overline{w'v'} = 0 \quad (2-58)$$

$$\text{où } u_{*} \text{ est défini par } u_{*} = (\tau_0 / \rho)^{1/2} \quad (2-59)$$

u_{*} est la vitesse de friction et τ_0 la tension de cisaillement à l'interface.

Lorsque les conditions de stabilité de l'air sont caractérisées par une non-neutralité, les transferts de quantité de mouvement sont perturbés par les transferts de chaleur sensible ou de vapeur d'eau et réciproquement. Par ailleurs on pourrait utiliser la notion de couche limite non seulement dans son acception originelle due à PRANDTL en liaison directe avec la turbulence, mais encore pour décrire et prendre en compte les transferts de chaleur sensible et de vapeur d'eau. Il apparaîtrait ainsi deux couches-limites supplémentaires distinctes entre elles et de la précédente, caractérisées chacune par une épaisseur et un paramètre de rugosité distincts.

On peut admettre cependant dans les basses couches de l'atmosphère que les effets de stratification, imputables aux gradients thermiques ou d'humidité, restent négligeables et que par conséquent cette sous-couche de surface peut être assimilée à une sous-couche dynamique unique, au moins en ce qui concerne sa base.

Par contre à proximité immédiate de l'interface la rugosité, sous ses différentes acceptations, intervient de façon majeure, perturbant l'écoulement turbulent et interdisant les simplifications précédentes, où se voyaient négligés les termes incluant la viscosité dynamique ν et les diffusivités moléculaires K_H et K_w . Les ordres de grandeur de ces termes sont cependant comparables dans le cas de l'air, ce qui permet de définir une sous-couche unique, dénommée sous-couche d'interface, qui prend en compte ces divers facteurs.

2.3.1. MODELISATION DES SOUS-COUCHEES ATMOSPHERIQUES

La sous-couche de surface définie précédemment peut donc être elle-même partagée en sous-couches successives. A partir de la surface, on distingue :

- . la sous-couche d'interface, où intervient la rugosité de l'interface et donc la viscosité dynamique ν et les diffusivités K_H et K_w ;
- . la sous-couche dynamique où les effets de l'instabilité ne sont pas pris en compte ;
- . le reste de la sous-couche de surface où les effets de l'instabilité doivent être pris en compte.

Les équations, qui décrivent les transferts de quantité de mouvement, de chaleur sensible et d'humidité, sont trop complexes pour conduire en l'état à des solutions explicites. Aussi a-t-il fallu user des armes de l'analyse dimensionnelle et des similitudes, pour montrer l'existence de relations entre les divers paramètres adimensionnels caractérisant ces transferts, et de l'expérimentation directe pour préciser les coefficients de ces fonctions.

2.3.1.1. Modélisation de la sous-couche dynamique

Dans cette sous-couche, la proximité de l'interface permet donc d'écartier les effets de l'accélération de CORIOLIS et des forces d'ARCHIMEDE dues à une stratification ; mais l'interface est aussi suffisamment éloignée pour que la nature de ses constituants ne perturbe pas l'écoulement de l'air constituant la sous-couche dynamique. Deux lois, logarithmique et puissance, ont été proposées pour servir de base à cette modélisation.

- . Approche logarithmique

On admet dans cette approche que les profils de vent, de température et d'humidité sont tous des fonctions logarithmiques de la cote z , ce qui fut vérifié expérimentalement d'abord pour le vent.

- Profil moyen de la vitesse du vent

PRANDTL (1932) introduisit le premier le profil logarithmique du vent, avant que MONIN et YAGLOM (1971), reprenant des travaux de LANDAU et LIFSHITZ (1959) ne formalisent cette approche sous la forme :

$$\frac{u_x}{z(d\bar{u}/dz)} = k \quad (2-60)$$

où k est le premier nombre adimensionnel, nommé constante de KARMAN

u_x est la vitesse de friction définie par (2-59)

z la cote au-dessus de l'interface

$d\bar{u}/dz$ le gradient vertical de la vitesse horizontale moyenne \bar{u}

Après que différents auteurs aient proposé des valeurs allant de 0,35 (BUSINGER, 1971) à 0,47, la valeur de k fut fixée finalement par consensus à 0,40 (HICKS, 1976 ; YAGLOM, 1977).

On peut intégrer (60) en :

$$\bar{u}_2 - \bar{u}_1 = \frac{u_x}{k} \cdot \text{Log} \left(\frac{z_2}{z_1} \right) \quad (2-61)$$

$$\text{où} \quad \bar{u} = \frac{u_x}{k} \text{Log} \frac{z}{z_{om}} \quad (2-62)$$

selon que l'on fait référence à deux niveaux de référence z_1 et z_2 de la sous-couche dynamique, ou à une hauteur z_{om} caractéristique de la rugosité de l'interface au sens de la quantité de mouvement de l'écoulement de l'air.

- Profil moyen de vapeur d'eau

Par analogie avec l'expression utilisée pour la vitesse du vent on peut construire un deuxième nombre adimensionnel k_w pour décrire le profil de vapeur d'eau :

$$\frac{E}{u_* \cdot z \cdot \rho \cdot (d\bar{q}/dz)} = -k_w \quad (2-63)$$

où $d\bar{q}/dz$ est le gradient vertical de l'humidité relative \bar{q} .

k_w peut être rattaché à la constante de KARMAN k par :

$$k_w = a_w \cdot k$$

En fait la théorie voudrait que a_w soit le rapport entre la diffusivité turbulente de la vapeur d'eau et la viscosité turbulente de l'air dans des conditions de neutralité de la stabilité. Dans ces conditions l'analogie de REYNOLDS conduit à une valeur de a_w égale à 1, mais l'expérience montre en fait que a_w est légèrement supérieur à l'unité ($a_w = 1,13$, avec $k = 0,42$, d'après par exemple les travaux de PRUITT, 1973).

L'intégration de (63) conduit aux deux expressions :

$$\bar{q}_1 - \bar{q}_2 = \frac{E}{a_w \cdot k \cdot u_* \cdot \rho} \cdot \text{Log} \frac{z_2}{z_1} \quad (2-64)$$

et
$$\bar{q}_s - \bar{q} = \frac{E}{a_w \cdot k \cdot u_* \cdot \rho} \cdot \text{Log} \frac{z}{z_{ow}} \quad (2-65)$$

où \bar{q}_s est la valeur de l'humidité \bar{q} à l'interface et z_{ow} une hauteur de rugosité liée aux conditions du transfert de vapeur d'eau dans l'écoulement à l'interface.

- Profil moyen de température

Par une analyse comparable aux précédentes on définit un troisième paramètre adimensionnel de similitude k_H décrivant le profil de température et lié lui-même à k par a_H :

$$\frac{H}{u_* \cdot z \cdot \rho \cdot c_p \cdot (d\bar{\theta}/dz)} = -a_H \cdot k = -k_H \quad (2-66)$$

Là encore certains travaux d'expérimentateurs attribuent la valeur 1,35 à a_H (avec $k = 0,35$, BUSINGER, 1971), mais on convient généralement d'adopter $a_H = 1,0$ avec toujours $k = 0,4$.

L'intégration de (66) conduit à :

$$\bar{\theta}_1 - \bar{\theta}_2 = \frac{H}{a_H \cdot k \cdot u_* \cdot \rho \cdot c_p} \cdot \text{Log} \frac{z_1}{z_2} \quad (2-67)$$

et
$$\bar{\theta}_s - \bar{\theta} = \frac{H}{a_H \cdot k \cdot u_* \cdot \rho \cdot c_p} \cdot \text{Log} \frac{z}{z_{oH}} \quad (2-68)$$

où $\bar{\theta}_s$ est la température potentielle superficielle de l'interface, et z_{oH} une hauteur de rugosité liée au flux de chaleur sensible à l'interface.

. Approche "fonction puissance"

Certains auteurs ont préféré utiliser une fonction puissance, au lieu d'une fonction logarithmique, pour définir le profil moyen de vitesses du vent. On aboutit alors à une expression du type :

$$\bar{u} = K_p \cdot u_* \cdot \left(\frac{z}{z_o} \right)^m \quad (2-69)$$

où K_p et m sont des paramètres d'ajustement et z_o une hauteur de rugosité.

Dans les conditions de neutralité et pour la basse atmosphère BRUTSAERT et YEH (1970) affectent à m la valeur 1/7 et à K_p une valeur correspondante égale à $(6/7) \cdot m$.

L'origine des z est parfois placée par certains auteurs au point bas des irrégularités de surface auxquelles on donne par ailleurs une épaisseur moyenne d_0 , ce qui signifie qu'à la côte $+d_0$ la vitesse moyenne du vent est égale à 0. Cette hypothèse conduit à remplacer dans la définition des profils de vent z par $z-d_0$. d_0 apparaît alors comme un paramètre de calage de la modélisation que l'on peut assimiler au même titre que les différents z_0 (z_{0m} , z_{0w} , z_{0H}) à une hauteur caractéristique de rugosité au sens donné à ce terme par le type de paramètre spécifique pris en compte. En ce qui concerne notre étude où l'interface est constituée d'une surface d'eau libre, il est convenu, et vérifié par l'expérience, de prendre systématiquement $d_0 = 0$.

2.3.1.2. Modélisation de la sous-couche de surface prise dans son ensemble

La sous-couche de surface est définie comme l'ensemble des basses couches de la couche limite, au-dessus des zones perturbées par les rugosités de l'interface. Dans la sous-couche de surface, l'écoulement de l'air est donc relativement peu affecté par la viscosité ou la structure des rugosités, mais également par l'accélération de CORIOLIS. Par contre, en plus des différents paramètres qui régissent la modélisation des transferts dans la sous-couche dynamique, il nous faut ici prendre en compte la stabilité de l'atmosphère que déterminent les forces d'ARCHIMEDE résultant des différents gradients verticaux de densité.

Dans l'étude de la sous-couche dynamique les coefficients adimensionnels k , k_w et k_H définis par (60) (63) et (66) ont en commun les variables u_* et z , et peuvent donc s'exprimer avec les seuls z , τ_0 et ρ . On admet alors qu'il suffit d'ajouter à ces trois paramètres un taux de participation des forces d'ARCHIMEDE à l'énergie turbulente, pour construire un quatrième coefficient adimensionnel caractérisant les transferts dans une couche turbulente stratifiée.

MONIN et OBUKHOV (1954) ont suivi cette démarche en définissant un coefficient :

$$\zeta = \frac{z}{L}$$

où L est une "longueur de mélange" au sens de la théorie de PRANDTL, connue sous le nom de longueur d'OBUKHOV (1946) par les travaux de BUSINGER et YAGLOM (1971). Elle est définie sous la forme désormais classique :

$$L = \frac{-u_*^3 \cdot \rho}{k \cdot g \left[\left(\frac{H}{T_a \cdot c_p} \right) + 0,61 \cdot E \right]} \quad (2-70)$$

L est caractéristique des conditions de stabilité de l'air que l'on peut décrire selon les valeurs du coefficient adimensionnel ζ :

$$\begin{aligned} \zeta &= z/L < 0 && \text{instabilité} \\ \zeta &= z/L = 0 && \text{neutralité} \\ 0 < \zeta &= z/L < 1 && \text{stabilité} \\ \zeta &= z/L \geq 1 && \text{forte stabilité} \end{aligned}$$

Initialement la côte $z = -L$ était interprétée comme une hauteur caractéristique de l'épaisseur de la sous-couche dynamique, ce qui n'est qu'une approximation plus ou moins valable selon les conditions de stabilité. Enfin dans sa première formulation de L , OBUKHOV ne prenait pas en compte les effets de la vapeur d'eau, ce à quoi il fut ultérieurement remédié par l'inclusion du terme $0,61 \cdot T_a \cdot E$.

. Paramétrisation générale

Ces diverses hypothèses permettent la modélisation du profil du flux de vapeur d'eau dans la sous-couche de surface que l'on écrira, par un développement de l'expression (63) sous la forme :

$$-\frac{k \cdot u_* \cdot z \cdot \rho}{E} \frac{d\bar{q}}{dz} = \phi_{sw}(\zeta) \quad (2-71)$$

où l'on suppose que ϕ_{sw} est une fonction de ζ .

Les profils de vitesses de vent et de température peuvent également être modélisés en utilisant des fonctions analogues ϕ_{sm} et ϕ_{sH} de la même variable ζ :

$$\frac{k \cdot z}{u_*} \cdot \frac{d\bar{u}}{dz} = \phi_{sm}(\zeta) \quad (2-72)$$

$$-\frac{k \cdot u_* \cdot z \cdot \rho \cdot c_p}{H} \cdot \frac{d\bar{\theta}}{dz} = \phi_{sH}(\zeta) \quad (2-73)$$

Dans la sous-couche dynamique, ou dans la sous-couche de surface dans son ensemble, mais avec des conditions de neutralité de la stabilité (c'est-à-dire si $L \gg 1$ ou $|\zeta| \rightarrow 0$ avec $z \gg z_0$), les expressions (71) (72) et (73) se réduisent évidemment à :

$$\phi_{sw} = a_w^{-1} \quad \phi_{sm} = 1 \quad \text{et} \quad \phi_{sH} = a_H^{-1}$$

Dans le cas général on peut toujours intégrer, entre deux niveaux des profils définis par leurs côtes z_1 et z_2 ces équations (71) à (73) sous la forme :

$$\begin{aligned} \bar{q}_1 - \bar{q}_2 &= \frac{E}{k \cdot u_{*} \cdot \rho} \cdot [\phi_{sw}(\zeta_2) - \phi_{sw}(\zeta_1)] \\ \bar{u}_2 - \bar{u}_1 &= \frac{u_*}{k} \cdot [\phi_{sm}(\zeta_1) - \phi_{sm}(\zeta_2)] \\ \bar{\theta}_1 - \bar{\theta}_2 &= \frac{H}{k \cdot u_{*} \cdot \rho \cdot c_p} \cdot [\phi_{sh}(\zeta_2) - \phi_{sh}(\zeta_1)] \end{aligned} \quad (2-74)$$

où les fonctions ϕ_s sont définies comme $\phi_s(\zeta) = \int_{z_1}^{z_2} \phi_s(x) \cdot \frac{dx}{x}$

PANOFSKY (1963) a introduit des fonctions Ψ grâce à une extension aux équations (74) des formulations logarithmiques solutions de la modélisation des profils dans la sous-couche dynamique. Les fonctions Ψ_s sont définies par :

$$\begin{aligned} \Psi_{sw}(\zeta) &= \int_{z_{ow}/L}^{\zeta} [1 - a_w \cdot \phi_{sw}(x)] \cdot \frac{dx}{x} \\ \Psi_{sm}(\zeta) &= \int_{z_{om}/L}^{\zeta} [1 - \phi_{sm}(x)] \cdot \frac{dx}{x} \\ \Psi_{sh}(\zeta) &= \int_{z_{oh}/L}^{\zeta} [1 - a_H \cdot \phi_{sh}(x)] \cdot \frac{dx}{x} \end{aligned} \quad (2-75)$$

Dans ces conditions les équations (74) deviennent :

$$\begin{aligned} \bar{q}_1 - \bar{q}_2 &= \frac{E}{a_w \cdot k \cdot u_{*} \cdot \rho} \cdot \left[\text{Log} \frac{\zeta_2}{\zeta_1} - \Psi_{sw}(\zeta_2) + \Psi_{sw}(\zeta_1) \right] \\ \bar{u}_2 - \bar{u}_1 &= \frac{u_*}{k} \cdot \left[\text{Log} \frac{\zeta_2}{\zeta_1} - \Psi_{sm}(\zeta_2) + \Psi_{sm}(\zeta_1) \right] \\ \bar{\theta}_1 - \bar{\theta}_2 &= \frac{H}{a_H \cdot k \cdot u_{*} \cdot \rho \cdot c_p} \cdot \left[\text{Log} \frac{\zeta_2}{\zeta_1} - \Psi_{sh}(\zeta_2) + \Psi_{sh}(\zeta_1) \right] \end{aligned} \quad (2-76)$$

Ces équations peuvent être encore simplifiées en adoptant l'interface comme l'un des niveaux de référence, alors $\bar{q}_1 = \bar{q}_s$, $\bar{u}_1 = 0$, $\bar{\theta}_1 = \bar{\theta}_s$ et $\bar{q}_2 = \bar{q}$, $\bar{u}_2 = \bar{u}$, $\bar{\theta}_2 = \bar{\theta}$; d'où les expressions :

$$\begin{aligned} \bar{q}_s - \bar{q} &= \frac{E}{a_w \cdot k \cdot u_{*} \cdot \rho} \cdot \left[\text{Log} \frac{z}{z_{ow}} - \Psi_{sw}(\zeta) \right] \\ \bar{u} &= \frac{u_*}{k} \cdot \left[\text{Log} \frac{z}{z_{om}} - \Psi_{sm}(\zeta) \right] \\ \bar{\theta}_s - \bar{\theta} &= \frac{H}{a_H \cdot k \cdot u_{*} \cdot \rho \cdot c_p} \cdot \left[\text{Log} \frac{z}{z_{oh}} - \Psi_{sh}(\zeta) \right] \end{aligned} \quad (2-77)$$

où z_1 a été remplacé par z_{ow} , z_{om} et z_{oh} , hauteurs de rugosité caractéristiques de l'écoulement pour les transferts de vapeur d'eau, de quantité de mouvement et de chaleur sensible.

. Fonctions particulières de la paramétrisation

On trouve dans la littérature différentes approches explicitant les fonctions ϕ_{sw} , ϕ_{sm} et ϕ_{sh} et leurs dérivées. Toutes ces approches prennent en compte les conditions de stabilité atmosphérique à travers différents paramètres. La meilleure approche semble être celle se référant au paramètre ζ , mais l'on trouve encore des approches utilisant le nombre de RICHARDSON R_i ou le nombre du flux de RICHARDSON R_f que l'on écrira : avec nos symboles et en introduisant l'effet de la vapeur d'eau :

$$R_i = \frac{g}{T_a} \cdot \frac{(d\bar{\theta}/dz) + 0,61 \cdot T_a \cdot d\bar{q}/dz}{(d\bar{u}/dz)^2}$$

$$\text{et } R_f = \frac{g}{T_a} \cdot \frac{w'(\bar{\theta}' + 0,61 \cdot T_a \cdot q')}{u'w' \cdot du/dz}$$

ζ , R_i et R_f traduisent tous les trois l'effet de la stabilité de l'air sur la turbulence de l'écoulement, mais ils ne sont pas également accessibles à l'expérimentation, ce qui fait que l'on préfère actuellement utiliser ζ pour caractériser la stabilité dans la sous-couche considérée avec les bornes précédemment citées.

Les fonctions ϕ proposées proviennent, soit de l'extrapolation aux cas stables ou instables des résultats connus dans conditions de la neutralité, soit de mesures expérimentales sous diverses conditions de stabilité.

Les études, (et les résultats), concernant ϕ_{sm} et ϕ_{sH} sont beaucoup plus nombreuses que celles concernant ϕ_{sw} ; mais MONIN et YAGLOM (1971) puis QUINN (1979) et enfin BRUTSAERT (1982) ont fait l'inventaire des formulations proposées dans les différents cas de stabilité, et il est désormais classique d'admettre que :

$$\phi_{sw}(\zeta) = \phi_{sH}(\zeta)$$

c'est-à-dire que les transferts de vapeur d'eau et de chaleur sensible sont régis par une même fonction (soit avec des profils analogues), ainsi que le montrent les travaux de CRAWFORD (1965) et DYER (1967), ceux de PRUITT (1973) ou ceux de WARHAFT (1976) et VERMA (1978).

. Cas de l'instabilité : $\zeta < 0$

BUSINGER (1966) et DYER (1967) ont proposé des formulations du même type, mais avec des coefficients différents, pour les diverses fonctions ϕ

$$\phi_{sw} = a_w^{-1} \cdot (1 - \beta_{sw} \cdot \zeta)^{-1/2}$$

$$\phi_{sm} = (1 - \beta_{sm} \cdot \zeta)^{-1/4}$$

$$\phi_{sH} = a_H^{-1} \cdot (1 - \beta_{sH} \cdot \zeta)^{-1/2}$$

On peut admettre maintenant avec BRUTSAERT (1982) une formulation unique :

$$\phi_{sw} = \phi_{sH} = \phi_{sm}^2 = (1 - 16\zeta)^{-1/2} \quad (2-78)$$

PAULSON a pu intégrer sur ces bases les équations Ψ déduites de ces équations ϕ , donnant ainsi une solution explicite aux transferts de vapeur d'eau, de vent et de température sensible dans le cas d'instabilité.

. Cas de la stabilité $\zeta > 0$

Il faut distinguer le cas où la stabilité atmosphérique reste proche de la neutralité de celui où la stabilité est au contraire très forte.

Dans le premier cas ($\zeta > 0$ mais < 1) les travaux de MONIN et OBUKHOV (1954) conduisent à adopter des fonctions ϕ de la forme :

$$\phi_{sw} = a_w^{-1} (1 + \beta_{sw} \cdot \zeta)$$

$$\phi_{sm} = 1 + \beta_{sm} \cdot \zeta$$

$$\phi_{sH} = a_H^{-1} (1 + \beta_{sH} \cdot \zeta)$$

ces expressions déterminent des profils qui sont la somme d'un terme logarithmique et d'un terme linéaire, ce qu'expriment des fonctions Ψ_s de la forme :

$$\Psi_s = -\beta_s \cdot (\zeta - \zeta_0) \quad \text{pour } \zeta < 1$$

De nombreux travaux, dus notamment à M_C VEHL (1964), WEBB (1970), HICKS (1976) et KONDO (1978), émerge la conclusion que l'on peut résumer ces fonctions ϕ_s sous une forme unique :

$$\phi_{sw} = \phi_{sm} = \phi_{sH} = 1 + 5 \zeta \quad \text{pour } 0 < \zeta < 1 \quad (2-79)$$

$$\text{et } \phi_{sw} = \phi_{sm} = \phi_{sH} = 6 \quad \text{pour } \zeta > 1 \quad (2-80)$$

Les travaux actuels portent sur la discrimination de ces 3 fonctions ϕ_s dans les différentes conditions de stabilité.

2.3.1.3. Extension de la modélisation à la totalité de la couche limite atmosphérique

L'orientation très spécifique de notre étude nous permet de passer rapidement sur cette extension en ce qui concerne les hautes sous-couches de la couche limite atmosphérique. L'échelle réduite des nappes évaporantes prises en compte fait que l'étude de leur évaporation ne nécessite pas d'étudier les hautes couches. Cela n'est plus le cas lorsque l'on étudie en océanographie l'évaporation des océans, ou même le cas des très grands lacs où l'évaporation devient un paramètre régional qui intéresse une épaisseur considérable de l'atmosphère.

L'analyse dimensionnelle de la couche limite atmosphérique dans son ensemble est encore basée sur un jeu d'équations ϕ_a , comparables aux équations ϕ_s , utilisant les mêmes nombres adimensionnels ; mais ces fonctions ϕ_a ne dépendent plus seulement de ζ , mais également d'autres variables adimensionnelles incluant de nombreux paramètres, parmi lesquels l'accélération de CORIOLIS est le plus important, sans oublier l'effet de la variation verticale de la pression atmosphérique.

Dans la sous-couche limite d'interface, la modélisation logarithmique utilisée pour la sous-couche dynamique immédiatement supérieure n'est plus valable et, selon les types de rugosité de surface, d'autres modélisations doivent être imaginées car l'écoulement n'est plus purement turbulent, puisqu'il se trouve perturbé par la viscosité, les diffusivités moléculaires de l'air et de la vapeur d'eau, selon la répartition des singularités de la rugosité ou les discontinuités des sources de vapeur d'eau ou de la répartition des chaleurs sensibles à l'interface. Dans ces conditions la modélisation des fonctions de transfert dans cette sous-couche dépend avant tout de la nature de l'interface, des forces qui s'y exercent et de leurs interactions avec l'écoulement superficiel.

La paramétrisation va encore faire intervenir des fonctions ϕ_0 et ψ_0 comparables à leurs homologues ϕ_s et ψ_s :

$$\begin{aligned} \bar{q}_s - \bar{q} &= \frac{E}{k \cdot u_* \cdot \rho} \cdot \phi_{0W} \\ \bar{u} &= \frac{u_*}{k} \cdot \phi_{0M} \\ \bar{\theta}_s - \bar{\theta} &= \frac{H}{k \cdot u_* \cdot \rho \cdot c_p} \cdot \phi_{0H} \end{aligned} \quad (2-81)$$

Ces fonctions ϕ_0 seront fonction de différents paramètres :

- l'épaisseur de la sous-couche d'interface h , comparable à L
- la turbulence, caractérisée par u_*
- la viscosité de l'air ν
- la diffusivité moléculaire de la vapeur d'eau K_W
- la diffusivité thermique K_H
- d'autres paramètres caractéristiques de la nature de l'interface.

Ces variables sont organisées en coefficients adimensionnels, à partir desquels seront définies les fonctions ϕ_0 :

- . z/h joue le même rôle que $\zeta = z/L$
- . $h_+ = u_* \cdot h / \nu$ est le nombre de REYNOLDS
- . $S_c = \nu / K_W$ le nombre de SCHMIDT
- . $Pr = \nu / K_H$ le nombre de PRANDTL

Si l'on considère qu'il doit y avoir continuité à l'interface entre les sous-couches dynamique et d'interface (c'est-à-dire pour $z = h$), on peut faire apparaître des coefficients de transfert à l'interface :

le coefficient de transfert de vapeur d'eau ou coefficient d'interface de DALTON :

$$Da_0 = \frac{E}{\rho \cdot u_* \cdot (\bar{q}_s - \bar{q}_h)} \quad (2-82)$$

le coefficient de transfert de chaleur sensible ou coefficient d'interface de STANTON :

$$St_0 = \frac{H}{\rho \cdot u_* \cdot c_p (\bar{\theta}_s - \bar{\theta}_h)} \quad (2-83)$$

un coefficient d'interface de trainée :

$$Cd_0 = \frac{u_*^2}{u_h^2} \quad (2-84)$$

Les paramètres indicés peuvent être éliminés en introduisant les équations de modélisation logarithmiques de la sous-couche dynamique entre le niveau h et un niveau r de référence.

$$\left. \begin{aligned} E &= C_{e_r} \cdot \rho \cdot \bar{u}_r (\bar{q}_s - \bar{q}_r) \\ H &= C_{h_r} \cdot \rho \cdot \bar{u}_r \cdot c_p (\bar{\theta}_s - \bar{\theta}_r) \end{aligned} \right\} \quad (2-85)$$

et toujours $Cd_r = \frac{u_*^2}{u_r^2}$

Le rapprochement de ces diverses équations permet le calcul de C_{e_r} en fonction de Da_0 , Cd_0 et Cd_r et celui de C_{h_r} en fonction de St_0 , Cd_0 et Cd_r .

Selon l'importance du vent et des vagues qu'il cause la surface de l'eau peut être considérée comme une surface lisse ou rugueuse. Le critère de référence en est une variante z_{0+} du nombre de REYNOLDS définie par :

$$z_{0+} \sim u_{*} \cdot z_0 / \nu \quad (2-86)$$

. la surface sera lisse si $z_{0+} < 0,13$, et on aboutira à une expression du type :

$$E = C_L \cdot \rho \cdot K_w^{2/3} \cdot (\bar{q}_s - \bar{q}_h) \cdot u_{*} \cdot \nu^{-2/3}$$

où C_L est une constante empirique fonction de D_a et de S_c .

. la surface sera rugueuse si $z_{0+} > 2$, et on aboutira cette fois à une expression du type:

$$E = C_R \cdot \rho \cdot K_w^{1/2} \cdot (\bar{q}_s - \bar{q}_h) \cdot u_{*}^{3/4} \cdot (\nu \cdot z_0)^{-1/4}$$

où C_R est une nouvelle constante empirique également fonction de D_a et S_c .

Il est intéressant de constater dans ces expressions théoriques que l'évaporation est fonction linéaire du vent dans le cas lisse et de la puissance 3/4 du vent dans le cas rugueux.

Nous avons déjà introduit les paramètres de rugosité z_{om} , z_{ow} et z_{oH} , caractéristiques des transferts de quantité de mouvement, de vapeur d'eau et de chaleur sensible. z_{om} est évidemment le plus important, puisque z_{ow} et z_{oH} sont déterminés à partir de z_{om} .

Dans le cas des surfaces lisses (soit $z_{0+} < 0,13$) le paramètre de rugosité z_{om} est approximativement donné par :

$$z_{om} = 0,135 \cdot \nu / u_{*}$$

Pour les surfaces rugueuses ($z_{0+} > 2$) on peut écrire plus simplement :

$$z_{om} = z_0$$

Dans le cas particulier de surface d'eau libre la rugosité z_0 a pu être déterminée empiriquement. CHARNOCK (1955) propose $z_0 = u_{*}^2 / (b \cdot g)$ où b est une constante qui varie de 62,5 à 81 selon les auteurs (CHARNOCK, 1958 ; HICKS, 1972 ; GARRATT, 1977, etc) pour $0,15 < z_{0+} < 4$; si $z_{0+} > 4$, b est égal à 13,5 (SETHURAMAN-RAYNOR, 1975).

YASUDA (1975) propose l'expression $z_0 = a \cdot u_{*}^b$ où a et b sont des constantes différentes selon les auteurs.

Les caractéristiques hydrodynamiques d'une surface d'eau libre peuvent aussi être décrites à partir du coefficient de traînée Cd_r pour $r = 10$ m, noté Cd_{10}

La littérature propose diverses expressions pour Cd_{10} qui oscillent autour d'une valeur typique moyenne $Cd_{10} = 1,4 \cdot 10^{-3}$. Cd_{10} est souvent défini comme une fonction de \bar{u}_{10} :

$$Cd_{10} = (a + b \bar{u}_{10}) \cdot 10^{-3} \quad \text{ou} \quad Cd_{10} = a \cdot \bar{u}_{10}^{-b} \cdot 10^{-3}$$

où a et b sont des constantes variables avec les auteurs et l'intervalle de variation de \bar{u}_{10} (BRUTSAERT, 1982).

Cd_{10} peut également être défini avec le nombre de rugosité de REYNOLDS sous la forme

$$Cd_{10} = a \cdot z_{0+}^b$$

Une démarche identique permet de définir les valeurs des paramètres de rugosité caractéristiques des transferts de vapeur d'eau et de chaleur sensible z_{ow} et z_{oH} .

Il en va de même des coefficients d'échange Ce_r et Ch_r et de leurs valeurs particulières Ce_{10} et Ch_{10} . BRUTSAERT (1982) a rassemblé une synthèse des plus récents travaux à ce sujet (DUNKEL, 1974 ; EMMANUEL, 1975 ; FRIEHE-SCHMITT, 1976 ; HICKS-DYER, 1970, etc) qui permet de voir que Ce_{10} et Ch_{10} sont en général légèrement inférieurs à Cd_{10} et compris entre les valeurs de $1 \cdot 10^{-3}$ et $1,5 \cdot 10^{-3}$.

2.3.2. DISCONTINUITÉ DE L'INTERFACE ÉVAPORANTE ET EFFETS ADVECTIFS

L'approche théorique de l'évaporation développée dans les chapitres précédents n'est utilisable que pour une étude ponctuelle de l'évaporation au milieu d'une surface évaporante assez grande et uniforme pour que restent négligeables les influences du transport par le vent des effets de bord sous forme d'advection horizontale. L'hypothèse sous-jacente d'une couche limite horizontale, stationnaire et uniforme nous ramène ainsi à un problème unidirectionnel. Ce n'est évidemment plus le cas dans les conditions naturelles où les interfaces évaporantes sont généralement de dimensions limitées.

On illustrera ces conditions générales en considérant une masse d'air humide non saturée, en mouvement au-dessus d'une surface relativement peu humide, qui aborde brusquement une nappe d'eau. L'ensemble des paramètres climatiques des basses couches de la masse d'air incidente change alors abruptement : simultanément l'humidité spécifique superficielle, la température et la rugosité de l'interface sont modifiées. Immédiatement le flux de vapeur d'eau, dès l'aplomb du bord de la nappe d'eau, augmente de façon considérable. Cette discontinuité des profils de vapeur d'eau et de température perturbe les conditions préexistantes de stabilité de la couche d'air incidente et donc aussi le flux de chaleur sensible correspondant. Ces modifications de la stratification de l'air, et aussi les différences de rugosité de surface entre l'amont et l'aval de la discontinuité, entraînent un nécessaire réajustement du profil moyen de vitesse de vent et donc de la structure de la turbulence qui contrôle les transferts et donc à leur tour les profils de température et de vapeur d'eau.

Ainsi les profils de vent, de vapeur d'eau et de température, antérieurement en équilibre à l'aplomb des surfaces amont, deviennent instables dès la verticale de la discontinuité et ne retrouvent progressivement un nouvel équilibre que plus ou moins à l'aval de cette discontinuité. La portion d'atmosphère affectée par ces modifications des conditions de surface est nommée la "couche limite interne". Les basses couches où se réalise un nouvel équilibre constituent la "sous-couche d'équilibre interne". On parle enfin "d'advection locale" pour englober les transferts horizontaux induits par une telle discontinuité de l'interface. BRUTSAERT (1982) a fait un inventaire très complet des travaux relativement peu nombreux consacrés à l'analyse de la structure de la couche limite interne et cite notamment les travaux de HARBECK (1962), RIDER (1963), WEISMAN (1965), DYER et CRAWFORD (1965), BRUTSAERT et YU (1968), TAYLOR (1969-1970-1971), PANOPSKY et PETERSEN (1972), auxquels il convient d'ajouter en langue française les travaux de ITIER et PERRIER (1976). Quoique l'objet de la présente étude ne soit pas aussi spécifique il n'est pas inutile d'aborder ici cette question, dans la mesure où les résultats présentés fourniront un support théorique aux évaluations plus ou moins empiriques qui suivront de l'évaporation de surfaces aquatiques en présence d'advection locale.

2.3.2.1. Equations régissant la "couche limite interne"

L'analyse de la couche limite interne sera simplifiée si on suppose que l'écoulement turbulent de l'air incident se fait selon la direction de l'axe des x, perpendiculairement à la discontinuité située à l'abscisse $x = 0$. La largeur de la bande de discontinuité est supposée assez petite pour que la couche limite interne reste comprise dans la sous-couche atmosphérique de surface, ce qui l'affranchit des effets induits par l'accélération de CORIOLIS. On résume les hypothèses simplificatrices adoptées par :

$$\bar{u} \gg \bar{w}, \quad \partial/\partial z \gg \partial/\partial x, \quad \bar{v} = \partial/\partial y = 0$$

Ces conditions ne sont donc plus aussi simples que celles adoptées pour définir la couche limite atmosphérique.

Un certain nombre d'hypothèses simplificatrices complémentaires peuvent également être introduites :

- . La première est de négliger les gradients horizontaux $\frac{\partial}{\partial x}$ de la pression et des flux turbulents.
- . La seconde est de négliger les effets de la variation verticale de pression, ce qui revient à supprimer la composante verticale de l'équation de conservation de la quantité de mouvement.

Avec ces nouvelles hypothèses simplificatrices, les équations de base se réduisent considérablement :

$$\begin{aligned} \bar{u} \cdot \frac{\partial \bar{q}}{\partial x} + \bar{w} \cdot \frac{\partial \bar{q}}{\partial z} &= - \frac{\partial}{\partial z} (\bar{w}'q') \\ \bar{u} \cdot \frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \bar{w} \cdot \frac{\partial \bar{u}}{\partial z} &= - \frac{\partial}{\partial z} (\bar{w}'u') \\ \bar{u} \cdot \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial x} + \bar{w} \cdot \frac{\partial \bar{\theta}}{\partial z} &= - \frac{\partial}{\partial z} (\bar{w}'\theta') \end{aligned} \quad (2-87)$$

$$\frac{\partial \bar{u}}{\partial x} + \frac{\partial \bar{w}}{\partial z} = 0$$

Dans ce cas, le plus simple pourtant, on se trouve donc avec 4 équations et encore 7 inconnues : les variables moyennes q , \bar{u} , w et $\bar{\theta}$ et les trois flux turbulents $w'q'$, $w'u'$ et $w'\theta'$. La résolution de ce type de problème suppose donc que l'on adjoigne certaines hypothèses complémentaires appropriées. Dans l'étude théorique de la couche limite interne on prend en compte diverses discontinuités d'un ou plusieurs paramètres de la surface évaporante (rugosité, humidité spécifique de surface, température et les flux turbulents correspondants), dans différentes conditions de stabilité de l'air incident. Ce faisant, le nombre de variables intervenant dans la modélisation de l'écoulement et des transferts dans la couche limite interne est beaucoup plus élevé que dans le cas de la paramétrisation de la couche limite uniforme atmosphérique. Il n'est alors plus possible de se baser sur un nombre limité de nombres adimensionnels décrivant les variables par les relations de similitude qui existent entre elles. Une solution est alors de paramétriser a priori certaines de ces variables, notamment les trois flux turbulents, en les dotant d'une loi décrivant leur profil. BRUTSAERT (1982) a classé en trois groupes les diverses méthodes de résolution selon la complexité des hypothèses complémentaires faites :

- . Solutions utilisant l'hypothèse "d'auto-conservation" des différentes variables, où l'on admet que l'existence de la ou des discontinuités n'affecte pas les "formes" des profils de chaque variable et chaque flux, qui restent inchangées de la masse d'air incidente à la couche limite interne.
- . Résolutions du 1er ordre, qui utilisent une approche par la diffusion turbulente, où l'on suppose que les flux turbulents sont liés linéairement aux variables moyennes correspondantes par des coefficients de transfert éventuellement tensoriels. Nous détaillerons ultérieurement une modélisation de ce type proposée par WEISMAN et BRUTSAERT (1973).
- . Résolutions du 2ème ordre où ce sont cette fois les moments d'ordre 2 qui sont liés par des relations tensorielles aux 3 flux turbulents et/ou aux variables moyennes.

Avant d'examiner plus en détail l'utilisation de ces équations de base plus ou moins simplifiées pour une évaluation de l'évaporation une mention particulière doit être faite de l'épaisseur de la couche limite interne δ_m que l'on peut exprimer sous la forme :

$$\delta_m = c_m \cdot x^{b_m} \quad (2-88)$$

où c_m et b_m sont des constantes fonctions de la stabilité de l'air incident, c_m étant également fonction des hauteurs de rugosité caractéristiques des surfaces situées à l'amont et à l'aval de la discontinuité. Dans les conditions de neutralité de la stabilité atmosphérique on observe $b_m \sim 0,7$ à $0,8$, mais les résultats obtenus avec diverses modélisations permettent de dire que b_m augmente avec l'instabilité pour atteindre 1,5 dans des conditions d'instabilité extrême ou de convection libre (PANOFSKY, 1973).

2.3.2.2. Evaluation de l'évaporation de nappes d'eau en présence d'advection locale

Les solutions proposées diffèrent par les conditions aux limites retenues, mais aussi par le mode de résolution qui peut être analytique ou résulter d'une modélisation numérique.

. Solutions analytiques, formulées à partir de fonctions-puissances

Formuler une solution analytique explicite dans le cas d'un problème aussi complexe reste le but à atteindre, même si l'on doit pour cela se restreindre à des cas particuliers. Malheureusement la paramétrisation des flux turbulents à partir de profils logarithmiques ne permet pas d'aller très loin dans cette voie, contrairement à celle obtenue à partir de lois-puissance, qui n'a certes pas de fondements physiques mais permet des intégrations dans certains cas satisfaisantes. Certains travaux (YET et BRUTSAERT, 1971) montrent d'ailleurs que les 2 paramétrisations, logarithmique et puissance, conduisent finalement à des résultats voisins. BRUTSAERT (1982) distingue deux groupes de solutions analytiques selon les conditions aux limites prises en compte.

Les humidités spécifiques superficielles amont et aval sont connues

La situation envisagée est celle d'une surface évaporante active de dimensions finies et à l'humidité spécifique superficielle uniforme et connue, entourée par une région réputée plus sèche. Les température et rugosité de la surface évaporante interne sont uniformes et les mêmes que celles de la surface environnante. Dans ces conditions simplistes le renforcement du flux de vapeur d'eau sur la surface active ne modifie pas l'écoulement et la stabilité de l'air en mouvement. On peut alors admettre que le problème ne porte pas sur des caractères énergétique ou dynamique et ne concerne donc que le transfert passif de vapeur d'eau. Les profils de vent restent notamment identiques à l'amont et à l'aval de la discontinuité. Deux solutions sont envisageables selon la taille de la surface évaporante :

a - La surface évaporante est relativement large

Les conditions aux limites sont extrêmement simples :

- . l'humidité spécifique superficielle de la bande évaporante active est uniforme et égale à q_s
- . l'humidité spécifique de l'atmosphère non perturbée par la bande évaporante active est constante et égale à $q_a = q_a(z)$.

Sous cette forme le problème est déjà soluble numériquement avec une paramétrisation logarithmique. Il devient soluble analytiquement si l'on admet l'approximation d'une paramétrisation par une loi-puissance.

SUTTON (1934) avait résolu ce problème en supposant une surface environnante totalement sèche ($E_a = 0$), mais une solution basée sur les lois $K_w = b.z^n$ et $\bar{u} = a.z^m$ est difficile d'emploi et l'introduction d'une variable réduite (LAIKHMANN, 1964) conduit à une solution plus aisée sans qu'il soit nécessaire de prendre $E_a = 0$. Cette variable est définie comme :

$$\chi = \frac{\bar{q} - \bar{q}_a}{\bar{q}_s - \bar{q}_{as}}$$

où \bar{q}_{as} est la valeur prise par \bar{q}_a sur la surface évaporante environnante, ce qui permet donc de résoudre le problème pour des $E_a \neq 0$.

La résolution conduit à une expression du type :

$$\bar{E} = E_a + N \cdot \bar{u}_2 \cdot (\bar{e}_s - \bar{e}_{as}) \quad (2-89)$$

où \bar{u}_2 est la vitesse du vent à un niveau de référence (2 m), e_s et e_{as} les pressions de vapeur d'eau superficielles de la surface active et de ses alentours.

BRUTSAERT et YEH (1970) ont explicité ce coefficient d'échange N (dans certaines conditions de température, de pression et de densité de l'air), qui est fonction de la largeur x_f , de la rugosité de surface z_0 et de la paramétrisation choisie pour \bar{u} .

Cette solution, où x_f intervient à la puissance $-m/1+2m$, est à rapprocher des lois empiriques proposées par HARBECK (1962) à partir des résultats obtenus sur certains lacs nord-américains :

$$\bar{E} = N \cdot \bar{u}_2 (\bar{e}_s - \bar{e}_a) \quad (2-90)$$

avec $N = 3.367 \cdot 10^{-9} \cdot A^{-0,05}$ où A est la surface des lacs en m^2 .

Cette formule empirique est en bon accord avec la résolution analytique proposée, si l'on prend des valeurs de la rugosité z_0 voisines de 0,02 cm et un facteur m voisin de 1/7, pour des lacs de surfaces comprises entre 0,01 et 100 km^2 et dont l'évaporation E_a des régions environnantes est négligeable.

Une autre valeur de $N = 7,7 \cdot 10^{-9} (A^{1/2})^{-0,132}$ proposée par BRUTSAERT et YU (1968), où A est exprimée en cm^2 , est utilisable pour des surfaces évaporantes de plus petites dimensions (0,1 à 6 m^2). Mais sa comparaison avec le résultat analytique proposé, dans des conditions neutres de la stabilité, n'est pas aussi satisfaisante, sans doute parce que l'hypothèse de non influence des gradients horizontaux n'est plus respectée.

b - La surface évaporante est relativement petite

Il n'est alors plus possible de considérer les gradients $\frac{\partial}{\partial x}$ et $\frac{\partial}{\partial y}$ comme négligeables, et la paramétrisation d'ordre 1 des flux turbulent est plus complexe que dans le cas précédent.

On peut utiliser alors plusieurs modes de résolution qui aboutissent à une solution du type :

$$E = E_a + N \cdot \bar{u}_z (\bar{e}_s - \bar{e}_a) \quad (2-91)$$

où N est fonction du rayon de la surface active et de la rugosité de surface. Quoiqu'il s'agisse là d'un cas extrême, la comparaison du résultat analytique avec la réalité reste significative.

Ou encore par comparaison avec la solution de SUTTON

$$E = \bar{E}_0 + \epsilon \cdot \bar{E}_1 \quad (2-92)$$

où \bar{E}_0 est la solution analytique du problème de SUTTON et E_1 un terme additif du premier ordre, où l'on retrouve ($\bar{q}_s - \bar{q}_a$), la hauteur de rugosité et les coefficients d'ajustement de la paramétrisation, tandis que ϵ est fonction de la largeur x_f de la bande évaporante et toujours de la rugosité et de la paramétrisation.

Le bilan énergétique règle les flux de vapeur et de la chaleur de la surface évaporante active

Contrairement à la situation précédente où l'humidité et la température de la surface active étaient fixées, ces paramètres climatiques ne sont plus cette fois spécifiés, mais sont liés toutefois par l'équation du bilan énergétique. Les profils de vent et de diffusivité turbulente sont en équilibre à l'amont de la discontinuité. On ne prend donc en compte simultanément que les transferts de flux de chaleur et de flux de vapeur d'eau dans le cadre d'une advection locale.

Le système d'équations et de conditions aux limites permet de calculer la température de la surface évaporante et la pression de vapeur superficielle à une abscisse x de la bande évaporante active, grâce à des variables réduites dont $\xi = x/xf$; $\bar{T}(\xi, 0)$ et $\bar{q}(\xi, 0)$ peuvent alors s'exprimer sous la forme :

$$\begin{aligned}\bar{T}(\xi, 0) &= \bar{T}_{as} - \Delta T \\ \bar{q}(\xi, 0) &= \bar{q}_{as} + \Delta q\end{aligned}$$

où \bar{T}_{as} est la température moyenne superficielle de la surface environnante, alors que \bar{q}_{as} est la pression partielle de vapeur d'eau au voisinage de la surface environnante.

ΔT et Δq sont fonction des coefficients de la paramétrisation, de l'abscisse réduite ξ , mais surtout de $\bar{q}_{as}^* - q_{as}$ où \bar{q}_{as}^* est l'humidité spécifique à saturation correspondant à \bar{T}_{as} .

Après intégration l'évaporation \bar{E} de la surface active évaporante peut encore s'exprimer :

$$\bar{E} = E_a + \Delta E$$

où ΔE est cette fois une fonction complexe des coefficients de paramétrisation et de $\bar{q}_{as}^* - \bar{q}_{as}$, et également de la largeur xf de la bande active évaporante.

Sous cette forme les résultats sont peu utilisables pratiquement, mais ont le mérite de traduire l'évaporation d'une surface évaporante dans des conditions advectives sous une forme qui mette en évidence les caractéristiques de la surface advective environnante :

$$\bar{E} = E_a + A \cdot (\bar{q}_{as}^* - \bar{q}_{as}) \quad (2-93)$$

Solutions numériques résultant d'une modélisation

WEISMAN et BRUTSAERT (1973) ont proposé une approche numérique pour l'étude de l'évaporation et des échanges calorifiques de la surface d'un lac relativement chaud. Ce modèle reprenait en les complétant les travaux de TAYLOR (1968-1969-1970). Le problème posé est celui d'une masse d'air, en état thermique neutre, qui aborde une surface d'eau relativement chaude, et devient alors instable thermiquement. Ces conditions sont celles d'un lac sahélien toutes les nuits, et même certaines journées de saison sèche où l'eau est plus chaude que l'atmosphère environnante.

Les conditions aux limites sont les suivantes :

- 1) L'écoulement d'air amont a lieu dans des conditions neutres de la stabilité thermique avec un profil d'humidité $q_a(z)$ connu résultant de l'équilibre induit par l'évaporation au-dessus des surfaces amont. Le profil de vent est logarithmique et donné par :

$$u = u_a(z) = \frac{u_{*a}}{k} \left[\text{Log} \left(\frac{z+z_0}{z_0} + \frac{kz}{\lambda} \right) \right]$$

- 2) Au-dessus de la couche limite interne de la surface active évaporante, les conditions restent les mêmes qu'à l'amont en ne sont donc pas affectées par la surface active.
- 3) La température de la surface évaporante est connue et uniforme. L'humidité de surface est saturante et fonction de la seule température de surface.

Ces conditions sont celles déjà formulées par SUTTON avec la différence que le profil de vent est logarithmique au lieu d'être une fonction-puissance.

Ce système d'équation a été transformé en variables réduites adimensionnelles, ce qui permet d'exprimer la longueur réduite de stabilité d'OBUKHOV, L_a , à partir de deux paramètres adimensionnels représentatifs, l'un de l'aspect énergétique et l'autre de l'aspect flux de vapeur d'eau :

$$\begin{aligned}A_{**} &= - \frac{\bar{T}_s - \bar{T}_{as}}{\bar{T}_{as}} \cdot \frac{k \cdot g \cdot z_0}{u_{*a}^2} \\ B_{**} &= - 0,61 \cdot (\bar{q}_s - \bar{q}_{as}) \cdot \frac{k \cdot g \cdot z_0}{u_{*a}^2}\end{aligned} \quad (2-94)$$

Les paramètres adimensionnels A_{**} et B_{**} caractérisent l'état de stabilité de l'atmosphère perturbée par l'existence de la discontinuité de la surface évaporante.

A condition de les spécifier a priori on peut résoudre numériquement le problème et définir numériquement un taux d'évaporation réduit E_{**} valable pour toute la largeur de la bande évaporante :

$$E_{z_0} = \frac{\bar{E} - E_a}{\rho \cdot u_{za} \cdot (\bar{q}_s - \bar{q}_{as})} \quad (2-95)$$

où \bar{q}_s est l'humidité spécifique superficielle de la bande active.
 \bar{q}_{as} est l'humidité spécifique de la zone environnante amont.
 E_a est l'évaporation moyenne de la zone environnante.
 \bar{E} est l'évaporation moyenne de la bande active.

Des abaques permettent d'estimer E_{z_0} en fonction de la variable réduite x_f/z_0 pour des A_{z_0} et B_{z_0} arbitrairement fixés, mais raisonnables.

Dans les applications pratiques où l'on connaît une vitesse représentative du vent amont \bar{u}_{ar} , on peut transformer l'expression précédente et faire apparaître un coefficient de transfert moyen \bar{C}_{e_r} défini par :

$$\bar{C}_{e_r} = \frac{\bar{E} - E_a}{\rho \cdot \bar{u}_{ar} \cdot (\bar{q}_s - \bar{q}_{as})} \quad (2-96)$$

Ce coefficient de transfert moyen \bar{C}_{e_r} peut d'ailleurs être exprimé en termes de E_{z_0} et rattaché à un coefficient réduit amont de traînée Cd_{ar} , caractéristique du profil de vent amont :

$$\bar{C}_{e_r} = Cd_{ar}^{1/2} \cdot E_{z_0}$$

L'examen des abaques fournies par BRUTSAERT et WEISMAN montre que, pour des largeurs x_f supérieures à 5m, E_{z_0} peut s'exprimer comme une simple fonction puissance de la largeur réduite :

$$E_{z_0} = a \cdot (x_f/z_0)^{-b}$$

où a et b sont des constantes qui sont fonction des paramètres réduits A_{z_0} et B_{z_0} caractéristiques de l'état de stabilité atmosphérique.

2.4. METHODES D'EVALUATION DE L'EVAPORATION DEDUITES DES APPROCHES THEORIQUES PRECEDENTES

2.4.1. LES METHODES BASEES SUR LA MESURE DE LA TURBULENCE

La méthode directe de corrélation turbulente permet l'évaluation ponctuelle de l'évaporation d'une surface uniforme dans des conditions atmosphériques homogènes.

La méthode s'appuie sur les 3 équations de conservation des flux turbulents que nous avons pu écrire sous diverses conditions simplificatrices :

$$\begin{aligned} E &= \rho \cdot \overline{w'q'} \\ H &= \rho \cdot c_p \cdot \overline{w'\theta'} \\ u_{z_0} &= - \overline{w'u'} \end{aligned} \quad (2-97)$$

Cette évaluation suppose donc possible la mesure directe des fluctuations de w' , q' , θ' et u' , ainsi que l'estimation des corrélations croisées entre w' d'une part et q' , θ' et u' d'autre part.

Selon la nature de la fluctuation à mesurer, il existe actuellement plusieurs types d'équipements, plus ou moins sophistiqués et électro-nisés :

- . Les mesures de w' et u' sont couramment réalisées avec des anémomètres à fil chaud, des anémomètres soniques ou encore des anémomètres à coupelles, à hélice ou à tuyère très spécialisés.
- . Les mesures de θ' sont les plus aisées à partir de thermomètres à thermistance ou thermocouple communs sur le marché.
- . Les mesures de q' sont par contre beaucoup plus délicates. Elles furent d'abord réalisées avec des psychromètres à bulbes sec et humide, mais la tendance actuelle est de développer des appareils de mesure du point de rosée, basés sur des particularités physiques spécifiques, et susceptibles d'un délai de réponse plus rapide.

En effet toutes ces mesures supposent réunies un certain nombre de conditions qui détermineront leur représentativité et leur précision.

- . Le capteur doit avoir un temps de réponse suffisamment rapide pour pouvoir suivre les fluctuations de hautes fréquences des grandeurs à mesurer. Dans le cas contraire les flux seraient sous-estimés. Les récents travaux de WESELY et HICKS (1975) estiment que la bande des fréquences de fluctuations de la vitesse, de la température et de l'humidité de l'air atmosphérique peut être définie par $10^{-3} \leq \frac{n \cdot z}{\bar{u}} \leq 5$ à 10, où n est la fréquence de la fluctuation correspondant à une vitesse de vent u à la côte z. z est en m, \bar{u} en m/s et n en Herz.
- . La période de mesure (ou le pas de temps) pour laquelle sont effectuées les moyennes et la corrélation croisée doit être suffisamment longue par rapport à la durée moyenne de fluctuation pour être représentative. Mais cette période ne doit pas non plus être trop longue si l'on veut pouvoir par exemple décrire le phénomène à l'échelle journalière. Un consensus s'est établi qui fixe entre 15 et 60 minutes la durée moyenne satisfaisante du pas de temps.
- . L'orientation des capteurs est extrêmement importante, car les évaluations des corrélations des flux turbulents issues de leurs mesures sont très sensibles aux erreurs d'orientation. Ainsi YAP (1974) estime à 5 % par degré, l'erreur due à une mauvaise orientation du capteur en conditions instables et à plus de 10 % par degré celle en conditions de stabilité.

2.4.2. LES METHODES BASEES SUR DES MESURES DE PROFILS MOYENS

Ces méthodes s'appuient directement sur les modélisations proposées dans les chapitres précédents pour la sous-couche limite atmosphérique. Encore doit-on distinguer entre les approches plus ou moins élaborées, que permettent les simplifications justifiées dans chacune des sous-couches composant la sous-couche atmosphérique. Par ailleurs on est conduit à utiliser des formulations en terme de flux moyens sur des périodes de 30 à 60' plutôt qu'en terme de flux instantanés et l'on utilise donc des mesures \bar{u} , $\bar{\theta}$ et \bar{q} effectuées à différents niveaux de la sous-couche atmosphérique.

2.4.2.1. Mesures effectuées dans la sous-couche de surface

En considérant deux niveaux de mesure, dont l'un était l'interface évaporante, nous avons abouti au système d'équation (2-76) que nous reprenons ici :

$$\begin{aligned} \bar{q}_s - \bar{q} &= \frac{E}{a_w \cdot k \cdot u_* \cdot \rho} \left[\text{Log} \frac{z}{z_{ow}} - \psi_{sw}(\zeta) \right] \\ \bar{u} &= \frac{u_*}{k} \left[\text{Log} \frac{z}{z_{om}} - \psi_{sm}(\zeta) \right] \\ \bar{\theta}_s - \bar{\theta} &= \frac{H}{a_H \cdot k \cdot u_* \cdot \rho \cdot c_p} \left[\text{Log} \frac{z}{z_{oH}} - \psi_{sH}(\zeta) \right] \end{aligned} \quad (2-76)$$

On peut voir que des mesures ponctuelles de \bar{q} , \bar{q}_s , \bar{u} , $\bar{\theta}$ et $\bar{\theta}_s$ ne permettent pas de résoudre ce système car chaque équation contient aussi u_* et la longueur d'OBUKHOV L (par les fonctions ψ_s de ζ) qui est caractéristique de la stabilité atmosphérique et s'évalue précisément à partir des flux E, u_* et H. Nous disposons pourtant de plusieurs possibilités pour lever cette indétermination.

- . Cas où les profils moyens sont seuls connus - Méthode aérodynamique

Une résolution par itération est toujours possible. Le point de départ sera donné en se plaçant dans des conditions de neutralité atmosphérique ($L \rightarrow \infty$, $\zeta \rightarrow 0$). Les fonctions ψ_s peuvent être négligées, et on peut calculer des valeurs approchées de E, u_* et H à partir des mesures de \bar{q} , \bar{q}_s , \bar{u} , $\bar{\theta}$ et $\bar{\theta}_s$ au niveau de référence et sur l'interface évaporante. Ces premières estimations de E, u_* et H permettent une première estimation de L qui permet une seconde estimation de E, u_* et H, et ainsi de suite jusqu'à ce qu'il y ait convergence des valeurs successives de L, E, u_* et H.

- . Les profils moyens de deux flux sont connus, ainsi que l'un de ces deux flux

Il faut d'abord supposer que les deux profils moyens connus sont géométriquement semblables. La méthode du coefficient de BOWEN (1926) appartient à ce type de résolution. Les profils des flux de vapeur d'eau et de chaleur sensible sont connus ainsi que le flux de chaleur sensible H.

Le rapport de BOWEN s'écrit, en fonction des mesures au niveau z et à l'interface :

$$B_o = \frac{c_p \cdot (\bar{\theta}_s - \bar{\theta})}{L_e (\bar{q}_s - \bar{q})} = \frac{H}{L_e \cdot E}$$

Cette écriture suppose l'égalité des fonctions Ψ correspondantes ($\Psi_{SW} = \Psi_{SH}$) mais aussi $a_w = a_H$ et $z_{ow} = z_{oH}$.

La mise en oeuvre du rapport B_o permet simplement d'exprimer l'évaporation en terme de flux de chaleur sensible par l'intermédiaire des mesures faites de la température de l'air et de l'humidité en différents niveaux des profils :

$$E = \frac{H \cdot (\bar{q}_s - \bar{q})}{c_p \cdot (\theta_s - \theta)} \quad (2-98)$$

2.4.2.2. Mesures effectuées dans la sous-couche dynamique

Les profils moyens sont logarithmiques dans cette sous-couche qui peut s'étendre à l'ensemble de la sous-couche de surface en cas de neutralité de la stabilité atmosphérique. BRUTSAERT (1982) rappelle que ces profils sont aussi logarithmiques dans le cas de très fortes instabilités (BRADLEY, 1972).

Dans ces conditions particulières les paramètres de stabilités (L) disparaissent des formulations et les flux peuvent être explicités. Avec deux niveaux de mesures on retrouve l'équation de THORNWAITE et HOLZMAN (1939) :

$$E = \frac{a_w \cdot k^2 \cdot \rho \cdot (\bar{u}_2 - \bar{u}_1) (\bar{q}_1 - \bar{q}_2)}{(\text{Log } z_2/z_1)^2}$$

ou en introduisant l'interface : (2-99)

$$E = \frac{a_w \cdot k^2 \cdot \rho \cdot \bar{u}_1 (\bar{q}_s - \bar{q}_2)}{\text{Log } z_2/z_{ow} \cdot \text{Log } z_1/z_{om}}$$

1 est le niveau de mesure de \bar{u}_1

2 est le niveau de mesure de \bar{q}_2

2.4.3. LES METHODES BASEES SUR LES TRANSFERTS GLOBAUX

Cette approche s'appuie sur les équations de transfert des trois flux turbulents, où interviennent différents coefficients de transfert, définis théoriquement ou empiriquement pour un niveau de référence r donné. Nous rappelons ci-dessous l'équation concernant E :

$$E = C_e r \cdot \rho \cdot \bar{u}_r (\bar{q}_s - \bar{q}_r) \quad (2-85)$$

Sous cette formulation, applicable aux nappes d'eau pour lesquelles le paramètre \bar{q}_s est obtenu facilement à partir de la température superficielle moyenne de l'interface et où \bar{q}_r et \bar{u}_r sont mesurés souvent à deux niveaux différents 1 et 2, on peut généraliser l'expression (85) sous la forme :

$$E = C_e \cdot \rho \cdot \bar{u}_1 (\bar{q}_s - \bar{q}_2)$$

Cette approche, initialement utilisée pour la sous-couche d'interface, peut être extrapolée avec des paramètres de profils mesurés dans la sous-couche de surface, ce qui donne tout son intérêt à cette méthode qui peut être utilisée ainsi en routine avec un coefficient en général constant. Cette extrapolation est justifiée avec l'hypothèse de similitude des profils moyens des trois flux. Les coefficients d'échange, déterminés à partir des paramètres mesurés dans la sous-couche de surface peuvent être considérés comme constants si la stabilité atmosphérique est en état de neutralité, ou même si les effets de l'instabilité restent seulement négligeables. Cela est par exemple bien souvent le cas sur l'océan.

Ces résultats doivent être rapprochés de l'équation de DALTON, sous sa formulation due à STELLING (1882) :

$$E = (A + B\bar{u}) (e_s - e_a)$$

En fait seul l'aspect extérieur de ces 2 résultats est comparable, puisque STELLING n'avait fait que conclure par une loi empirique la description d'un phénomène observé, sans supports théoriques.

2.4.3.1. La stabilité atmosphérique n'est pas prise en compte

Dans le cas des lacs, de barrages réservoirs et plus généralement des nappes d'eau fermées, on se trouve rarement dans des conditions non advectives, aussi la méthode des transferts globaux, établie dans le cas de surfaces uniformes, doit être adaptée pour prendre en compte les effets de l'advection locale ou régionale et pour cela plusieurs voies sont possibles.

On sait aussi que selon sa forme, sa profondeur et son orientation par rapport aux vents dominants, chaque lac entretient avec son environnement des rapports complexes matérialisés par des caractéristiques particulières des échanges d'humidité et de chaleur sensible. En inversant cette constatation, on devrait pouvoir pour chaque site, à partir d'observations climatologiques de la région environnante, déterminer les fonctions de transferts particulières spécifiques de ce lac.

Mais il sera difficile de trouver des relations généralisables à des situations climatiques distinctes pour des sites différents et l'approche par les transferts globaux est le plus souvent le résultat d'une étude particulière, menée à bien pour un lac donné. Ainsi l'approche par les transferts globaux peut se faire sous la forme d'une corrélation entre le vent \bar{u}_r et les rapports $\bar{E}/(q_s - q_a)$ ou $\bar{E}/(e_s - e_a)$, où :

\bar{E} , est l'évaporation moyenne observée sur la totalité du lac, estimée par une autre méthode (Bilan hydrologique ou énergétique).

\bar{q}_s et \bar{e}_s , les humidité spécifique et pression de vapeur saturante correspondant à une température moyenne superficielle du lac.

\bar{q}_a et \bar{e}_a , les humidité spécifique et pression de vapeur représentatives de l'air ambiant, mesurées en un point de référence proche.

\bar{u}_r , une vitesse moyenne du vent, représentative de l'écoulement moyen du vent sur ou à proximité du lac.

Cette loi statistique peut s'exprimer :

$$\begin{aligned} \bar{E} &= C_e \cdot \rho \cdot \bar{u}_r \cdot (\bar{q}_s - \bar{q}_a) \\ \text{ou } \bar{E} &= N \cdot \bar{u}_r \cdot (\bar{e}_s - \bar{e}_a) \end{aligned} \quad (2-100)$$

On voit qu'il y a loin entre la présentation théorique qui aboutissait à la définition du coefficient C_{er} , à partir de mesures faites au-dessus du lac dans la couche interfaciale ou de surface, et cette approche statistique où apparaissent de nouveaux paramètres qui peuvent être mesurés en dehors de son influence, même s'ils restent représentatifs des conditions propres au lac.

Les coefficients d'ajustement (ou de calibrage) C_e ou N dépendent bien évidemment de la localisation des points où sont mesurés \bar{u}_r , \bar{q}_a et \bar{e}_a , mais aussi de paramètres plus "climatiques", tel que la direction du vent, la profondeur et la largeur du lac, le "type" de temps et bien sûr la stabilité atmosphérique. Si l'on prend des périodes de référence de durée suffisante, on peut écarter ces dernières dépendances.

Cette méthode a notamment été utilisée par HARBECK (1958-1962) pour le lac MEAD, après les travaux de l'U.S.G.S. (1952) sur le lac HEPNER ; WEBB (1960) l'a aussi utilisée pour le lac australien d'EUCUMBENE avant les travaux plus récents de HOY et STEPHEN (1979). KEIJMAN et KOOPMANS (1973) exploitent eux aussi cette approche dans le cas du lac FLEVD (ZUIDERSEE) et OMAR et EL-BAKRY (1981) utilisent une formulation très voisine de celle de HARBECK pour évaluer l'évaporation du lac d'ASSOUAN.

Ces diverses applications de l'approche par les transferts globaux se distinguent par la forme de la fonction vent. Pris initialement sous une forme linéaire $A+B.u$ dans la formulation STELLING, elle devient une forme monome $B.u$ dans la plupart des utilisations ultérieures. Certains auteurs ne se satisfont pas de cette forme linéaire de la fonction du vent et proposent des formulations où \bar{u}_r intervient sous forme puissance $B.u^p$ où p est une puissance inférieure à l'unité (LAKSHMAN (1972) reprenant des travaux de MILLAR (1937)).

On peut aussi envisager que l'intervention des paramètres $\bar{q}_s - \bar{q}_a$ ou $\bar{e}_s - \bar{e}_a$ se fait aussi sous une forme non linéaire, ce qui donnerait une formulation statistique du type :

$$E = N \cdot \bar{u}_r^\alpha \cdot (\bar{e}_s - \bar{e}_a)^\beta$$

Il serait difficile d'expliciter par la théorie ces puissances α et β , mais il ne faut pas inverser le problème, et l'on peut en définitive considérer que $\bar{u}_r \cdot (\bar{e}_s - \bar{e}_a)$ est un cas particulier du cas général $\bar{u}_r^\alpha \cdot (\bar{e}_s - \bar{e}_a)^\beta$, obtenu au prix d'un certain nombre d'hypothèses sur la modélisation logarithmique, qui disparaissent si l'on adopte une modélisation puissance. COLEMAN et De COURSEY (1976) citent des travaux de KOHLER (1955) qui aboutissaient à une expression où $\bar{e}_s - \bar{e}_a$ intervient à la puissance 0,88.

Dans cette approche statistique globale, nous n'avons pas à prendre en compte les facteurs d'échelle, déjà décrits dans le chapitre sur l'effet des conditions d'advection locale sur l'évaporation d'un lac de plus ou moins grande surface, par l'intermédiaire du coefficient N , fonction de la surface du lac. Par contre il est intéressant de savoir jusqu'à quelle dimension de la surface évaporante il est suffisant de définir en un seul point les paramètres climatiques \bar{u}_r , \bar{e}_s et \bar{e}_a - PHILLIPS (1978), lors des travaux de l'IFYGL, recommande pour des largeurs supérieures à 5 km de diviser la surface du lac en surfaces plus petites homogènes dont les paramètres apparaissent comme un quadrillage climatique du lac, l'évaporation moyenne du lac résultant alors d'une pondération des diverses évaporations ponctuelles, pour lesquelles on peut de plus tenir compte de la stabilité atmosphérique.

2.4.3.2. La stabilité atmosphérique est prise en compte

Plusieurs auteurs se sont également attachés à prendre en compte la stabilité de l'atmosphère notamment lorsqu'ils s'intéressaient à des périodes d'observation plus courtes. Cette introduction de l'instabilité peut se faire de plusieurs manières :

- QUINN (1979), puis DERECKI (1981) reviennent sur la définition d'un coefficient d'échange C_E pour le flux de vapeur d'eau égal au coefficient d'échange C_H du flux de chaleur sensible défini par :

$$C_E = C_H = \frac{k \cdot u_*}{\bar{u}_r [\text{Log } z/z_0 - \Psi(\zeta)]} \quad (2-101)$$

où réapparaît par ζ le paramètre de stabilité L

- BRUTSAERT (1982) recommande l'utilisation de l'approche numérique de WEISMAN (1973) avec les paramètres réduits de stabilité A_{**} et B_{**} , où l'on exprimera u_{**}^2 par $\bar{u}_r^2 \cdot Cd_r$. Dans cette expression Cd_r est un coefficient de traînée représentatif du lac et de ses environs.

- D'autres auteurs enfin caractérisent la stabilité par la différence de température entre la surface du lac (T_s) et l'air ambiant (T_a). Cette approche, déjà utilisée par HARBECK (1958) pour le lac MEAD a été reprise par VIKULINA (1973). Ils proposent des expressions du type :

$$\bar{E} = \alpha \cdot [1 - \beta \cdot (T_s - T_a)] \cdot \bar{U}_r \cdot (\bar{e}_s - \bar{e}_a) \quad \text{HARBECK} \quad (2-102)$$

$$\bar{E} = 0,14 \cdot (K_0 + \bar{U}_r) \cdot (\bar{e}_s - \bar{e}_a) \quad \text{VIKULINA} \quad (2-103)$$

où K_0 est fonction de $T_s - T_a$

Dans cette même voie, RIOU et ITIER (1982) proposent pour la formule de DALTON, une fonction vent de la forme :

$$K \cdot \bar{u}_r \left(1 - K' \frac{T_s - T_a}{\bar{u}_r^2} \right)^{0,75} \quad (2-104)$$

Ces différentes méthodes d'insertion de l'instabilité, par l'intermédiaire du coefficient de la formule de DALTON, convergent toutes pour expliquer les variations de ce coefficient d'un auteur à l'autre, et d'une situation géographique à une autre, en fonction des conditions de stabilité atmosphérique dominant chaque étude.

En conclusion de ce chapitre on peut remarquer avec BRUTSAERT (1982) que pour des lacs assez larges (1 à 10 km²), lorsque \bar{u}_r et \bar{e}_a sont mesurés au milieu du lac, les coefficients C_e deviennent indépendants des dimensions du lac et proches de ceux observés sur l'océan (C_{e10} correspondant à des observations à 10 m voisin de 1,4 à 1,5 · 10⁻³).

De même les diverses études faites montrent que les résultats sont acceptables si l'on applique ces méthodes de transferts globaux à des périodes non supérieures à la journée. Si l'on opère avec des données climatologiques obtenues sous forme de moyennes hebdomadaires ou mensuelles, on introduit des erreurs systématiques. Ainsi selon KONDO (1972) le coefficient obtenu à partir de périodes de calcul supérieures à la journée serait 1,2 fois celui obtenu à partir de valeurs journalières pour une base de calcul hebdomadaire, et 1,3 fois pour une base de calcul mensuelle, et cela sans prendre en compte la stabilité atmosphérique. De fait la stabilité atmosphérique moyenne, définie sur une base journalière, hebdomadaire ou mensuelle, n'a pas grand chose à voir avec l'évolution journalière de la stabilité qui est très rapide puisque l'on passe régulièrement d'un état nocturne souvent stable à un état diurne généralement instable.

2.4.4. LA METHODE DU BILAN ENERGETIQUE ET LES METHODES DERIVEES

Ces méthodes reposent toutes sur l'équation du bilan énergétique que l'on peut écrire simplement :

$$L_e E + H = Q_n \quad (2-105)$$

$$E + H_e = Q_{ne} \quad \text{en mm d'évaporation équivalents}$$

Q_n (ou Q_{ne}) est le flux d'énergie utilisable que l'on peut exprimer par :

$$Q_n = -R_n - G$$

avec les conventions de signe données aux chapitres précédents.

2.4.4.1. Application classique

Le bilan d'énergie permet de calculer l'un des trois termes E, H_e ou Q_{ne} lorsque les deux autres sont connus. En pratique on peut évaluer relativement facilement le flux utilisable Q_{ne} par des mesures ou par des formules plus ou moins empiriques. Mais E et H_e sont difficilement mesurables directement et il faut introduire une relation complémentaire, qui permette une résolution indirecte du problème.

. Le rapport de BOWEN B₀

B₀ est défini comme le rapport du flux de chaleur sensible au flux de chaleur latente, c'est-à-dire le flux évaporatoire :

$$B_0 = \frac{H_e}{E} = \frac{H}{L_e E}$$

Il permet donc d'écrire ces deux flux en fonction du flux d'énergie disponible :

$$E = \frac{Q_{ne}}{1+B_0} \quad (2-106) \quad \text{et} \quad H = \frac{B_0 \cdot Q_{ne}}{1+B_0} \quad (2-107)$$

On a pu voir précédemment que B₀ pouvait être défini à partir des caractéristiques des profils moyens de température et d'humidité de l'air surplombant la surface évaporante, sur des pas de temps de l'ordre de la 1/2 h à 1 h.

$$B_0 = \frac{c_p}{L_e} \cdot \frac{\bar{\theta}_1 - \bar{\theta}_2}{\bar{q}_1 - \bar{q}_2} \quad \text{ou} \quad B_0 = \frac{c_p}{L_e} \cdot \frac{\bar{\theta}_s - \bar{\theta}}{\bar{q}_s - \bar{q}}$$

Les équations (106) et (107) de détermination de E et H supposent que le dénominateur de ces expressions soit ≠ 0, c'est-à-dire que B₀ ≠ -1, ce qui pourrait être le cas au-dessus d'une nappe d'eau froide et serait une limitation de cette méthode.

La méthode du coefficient de BOWEN présente l'avantage apparent d'être indépendante de la stabilité atmosphérique. En fait elle repose sur la similitude des profils moyens de température et d'humidité ; c'est-à-dire l'égalité des fonctions Ψ_{sw} et Ψ_{sh} dans la sous-couche de surface, ce qui rend inutile une prise en compte de la turbulence ou du profil moyen de vent. Mais l'on sait que Ψ_{sw} et Ψ_{sh} ne sont pas exactement équivalents, et notamment lorsque les conditions atmosphériques sont stables. Les travaux de VERMA (1978) montrent que dans des conditions d'advection régionale, la méthode du coefficient de BOWEN sous-estime notablement l'évaporation et LANG (1973) propose une méthode pour corriger cette estimation.

Un article de CAMPBELL (1973) prend en compte les effets de la stabilité atmosphérique sur la mesure de l'évaporation par bilan d'énergie et propose une évaluation de l'erreur systématique faite en fonction de l'état de stabilité représenté par un nombre de RICHARDSON.

Malgré ces limitations non directement apparentes, la méthode de BOWEN rencontre un succès mérité et nombreux sont les auteurs à l'utiliser dans leurs travaux. En ce qui concerne son application aux lacs on peut citer les travaux de ANDERSON (1954), KEIJMAN (1974), HOY et STEPHENS (1979), OMAR et EL-BAKRY (1981), etc ...

. Méthode mixte

Cette méthode suppose la connaissance d'un profil moyen de vent et de l'un ou l'autre profil moyen de température ou d'humidité. Aux inconnues E et H de la méthode de BOWEN s'ajoute donc cette fois u_x, ce qui introduit explicitement la stabilité atmosphérique.

Si l'on suppose par exemple inaccessible la connaissance du profil d'humidité, le système d'équation sera :

$$\begin{aligned} \bar{u} &= \frac{u_x}{k} \left(\log \frac{z}{z_0} - \Psi_{sm} \right) \\ \bar{\theta}_s - \bar{\theta} &= \frac{H}{a_H \cdot k \cdot u_x \cdot \rho \cdot c_p} \left(\log \frac{z}{z_0} - \Psi_{sh} \right) \\ Q_{ne} &= E + H_e \end{aligned} \quad (2-108)$$

Ce système d'équation est résoluble, en utilisant les mesures \bar{u} , z_0 , $\bar{\theta}_s - \bar{\theta}$ et Q_{ne}, plus ou moins facilement selon que l'on tient ou non compte de la stabilité atmosphérique, et que l'on adopte les conditions simplificatrices de la sous-couche de surface. On peut notamment toujours utiliser des procédés itératifs, semblables à ceux déjà présentés, pour aboutir à des valeurs acceptables de u_x, H et E. L'expérience montre que cette détermination dépend finalement assez peu des lois Ψ_s prises en compte, mais est au contraire très sensible aux conditions de stabilité atmosphérique.

2.4.4.2. Méthodes simplifiées applicables aux interfaces humides

. L'évaporation potentielle

Le concept d'évapotranspiration potentielle a été introduit par THORNTHWAITE (1948) dans l'optique d'une classification des climats. Il est classique d'attribuer cette évapotranspiration à une végétation couvrant complètement et uniformément le sol, convenablement alimentée en eau et s'étendant sur une surface assez grande pour supprimer tout effet de l'advection locale. Mais il est difficile de vérifier toutes ces conditions (quoiqu'une nappe d'eau libre en soit une bonne approche), et une telle définition est source d'ambiguïtés qu'il faudrait lever pour avoir une définition non équivoque. Il peut être notamment justifié de parler d'évaporation potentielle E_p , plutôt que d'évapotranspiration, pour s'affranchir du facteur limitant que représentent les stomates. Il est alors préférable de se référer à une surface toujours suffisamment humide pour que l'air superficiel qui la baigne soit à l'humidité saturante. On doit aussi considérer le fait que l'évaporation potentielle est souvent calculée à partir de données météorologiques observées dans des conditions non potentielles au-dessus de surfaces non saturées en humidité. Cette non disponibilité d'eau entraîne obligatoirement des modifications dans les termes du bilan énergétique et les paramètres climatiques mesurés ne sont pas ceux observés en conditions potentielles. Ce qui jette le doute sur la représentativité d'une grandeur prétendue potentielle, obtenue à partir d'observations faites dans des conditions non potentielles.

. L'approche de PENMAN

A la lumière des difficultés apparues dans la définition d'une évaporation potentielle, PENMAN (1948) adopte une hypothèse initiale qui est de dire que l'humidité spécifique q_s de la couche d'air superficelle, immédiatement au contact de l'interface évaporante, est saturante et correspond à la température superficielle T_s de l'interface évaporante :

$$q_s = q^*(T_s) \quad (2-109)$$

Cette approximation due à PENMAN permet de ne plus utiliser qu'un seul niveau de référence en plus de l'interface, et on peut écrire, grâce à la formule de CLAUSIUS-CLAPEYRON, le rapport de BOWEN en termes de pression de vapeur d'eau :

$$B_o = \gamma \cdot \frac{\bar{T}_s - \bar{T}_a}{e_s - e_a} \quad (2-110)$$

où \bar{T}_a et \bar{e}_a sont les température et pression de vapeur d'eau de l'air environnant au niveau de référence.

\bar{T}_s et \bar{e}_s , la température superficielle de l'interface et la pression de vapeur saturante correspondante.

γ est la constante psychrométrique = $\frac{c_p \cdot P}{0,622 \cdot L_c} \approx 0,67 \text{ mb} \cdot ^\circ\text{K}^{-1}$ dans les conditions normales de température et de pression.

La température potentielle θ est remplacée par T , peu différente dans la sous-couche de surface pour des raisons de commodité.

PENMAN poursuit son analyse par une deuxième hypothèse très importante qui s'exprime :

$$\frac{e_s^{**} - e_a^{**}}{\bar{T}_s - \bar{T}_a} = \Delta(T_a) \quad (2-111)$$

où $\Delta = \frac{de^{**}}{dT}$ est la pente de la pression de vapeur saturante $e^{**} = e^{**}(T)$, pour la température T_a

e_s^{**} , la pression de vapeur saturante à la température de surface T_s

e_a^{**} , la pression de vapeur saturante à la température ambiante T_a .

Dans le cas d'une surface saturée on a évidemment $\bar{e}_s = e_s^{**}$, et (110) peut s'écrire grâce à (111) :

$$B_o = \frac{\gamma}{\Delta} \left(1 - \frac{e_a^{**} - \bar{e}_a}{e_s - \bar{e}_a} \right) \quad (2-112)$$

$$\text{d'où } Q_{ne} = E + B_o \cdot E = \left(1 + \frac{\gamma}{\Delta} \right) \cdot E - \frac{\gamma}{\Delta} \cdot \frac{e_a^{**} - \bar{e}_a}{e_s - \bar{e}_a} \cdot E \quad (2-113)$$

PENMAN définit alors un "pouvoir asséchant de l'air" E_a , que donne l'équation :

$$E_a = f(\bar{u}_r) \cdot (e_a^{**} - \bar{e}_a) \quad (2-114)$$

dans cette expression $f(\bar{u}_r)$ est la "fonction vent" d'un ajustement du type transfert global

$$E = f(\bar{u}_r) \cdot (\bar{e}_s - \bar{e}_a) \quad (2-115)$$

(113) devient alors, en exprimant dans le deuxième terme E en termes de transfert global grâce à (115) :

$$Q_{ne} = \left(1 + \frac{\gamma}{\Delta}\right) E - \frac{\gamma}{\Delta} \cdot f(\bar{u}_r) (e_a^* - \bar{e}_a) \quad (2-116)$$

où l'on reconnaît E_a défini en (114).

L'équation (116), inversée conduit à l'équation de PENMAN (1948) :

$$E = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot Q_{ne} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot E_a \quad (2-117)$$

Cette formulation, qui fut la première à associer dans une même approche un terme radiatif à un terme advectif, présente de plus l'incontestable avantage de ne faire appel qu'à des mesures en un seul niveau. Cette facilité d'utilisation, qui lui a valu un succès considérable et mérité, ne doit pas faire oublier les conditions restrictives qui justifient les approximations faites et masquent l'influence implicite de la stabilité atmosphérique.

Le choix de la fonction de vent $f(\bar{u}_r)$ est éminemment variable d'un auteur à l'autre selon en fait les résultats disponibles. PENMAN proposait initialement (1948) :

$$f(\bar{u}_r) = 0,26 (1 + 0,54 \cdot \bar{u}_r) \quad (2-118)$$

qui devient ensuite (1956) :

$$f(\bar{u}_r) = 0,26 (0,5 + 0,54 \cdot \bar{u}_r) \quad (2-119)$$

où \bar{u}_r était mesuré à 2 m.

D'autres auteurs préfèrent une formulation monome et RIOU (1972) propose $f(\bar{u}_r) = 0,24 \cdot \bar{u}_r$ pour les zones soudano-sahéliennes africaines. Cette formulation rejoint l'approche en terme de coefficient de transfert global de vapeur d'eau.

D'une façon générale les diverses approches présentées dans les chapitres précédents en ce qui concerne les transferts globaux peuvent servir à fournir des fonctions du vent $f(\bar{u}_r)$ utilisables, sans omettre celles résultant d'une approche statistique spécifique.

Lorsque l'on applique la formulation de PENMAN au calcul de l'évaporation E sur des périodes supérieures ou égales à la journée, il n'est pas indispensable d'introduire l'effet de la stabilité ou de l'instabilité atmosphérique. Mais ce n'est plus le cas lorsque l'on descend au-dessous de l'échelle journalière par exemple à des valeurs horaires, car l'effet de la stabilité atmosphérique, qui varie en cours de journée, est souvent important.

Cet effet de la stabilité atmosphérique peut être introduit par le biais d'un pouvoir évaporant de l'air E_a que l'on écrira sous une forme plus élaborée :

$$E_a = a_w \cdot K \cdot u_{**} \cdot \rho \cdot (q_a^* - q_a) \cdot \left[\text{Log} \frac{z_a}{z_{ow}} - \Psi_{sw}(\zeta_a) \right]^{-1} \quad (2-120)$$

où l'instabilité apparaît grâce à u_{**} et à la fonction $\Psi_{sw}(\zeta)$.

On peut alors résoudre le système d'équation par itération en partant d'un calcul initial de E avec une fonction E_a classique qui donne une première approximation de u_{**} avec $\Psi_{sm} = 0$. (120), avec encore $\Psi_{sw} = 0$ mais avec le u_{**} précédent, donne une nouvelle approximation de E_a qui permet une meilleure définition de E, puis de H et de u_{**} . Il devient alors possible de calculer L et Ψ_{sw} et u_{**} , d'où une meilleure valeur de E_a et ainsi de suite jusqu'à observer une convergence des valeurs successives de E.

. L'évaporation des surfaces humides en conditions non advectives

Les différentes approches de la dynamique de l'évaporation peuvent se diviser en une approche "séparationniste", qui distingue nettement l'étude de la couche limite de celle de l'atmosphère "libre", et une approche "fusionnée" où les modèles adoptés appréhendent globalement et régionalement l'atmosphère sans séparer les différentes couches. Aussi, sauf dans les cas où par exemple une couche d'inversion matérialise la couche limite, il est souvent bien difficile de passer d'une échelle à l'autre et de régionaliser des résultats obtenus dans le contexte précis de la couche limite. Par ailleurs la nature même de l'interface évaporante est déterminante. On peut penser en effet avec PRIESTLEY (1959) qu'au-dessus des océans le flux disponible Q_{ne} ne détermine pas à lui seul la somme des flux $H + L_e E$, tant est importante la réserve thermique disponible de l'eau également susceptible de s'évaporer à tout moment. Par contre au-dessus du sol et de la végétation qui ne présentent pas de volants thermiques ou d'eau disponible comparables, il est probable que le flux disponible Q_{ne} détermine beaucoup plus étroitement la somme des flux $H + L_e E$, tandis que la disponibilité en eau régule la part de H par rapport à $L_e E$ en même temps d'ailleurs que le déficit de saturation de l'air.

- Evaporation dans des conditions "d'équilibre"

Les deux termes de l'équation de PENMAN (117) suggèrent une interprétation des effets de l'advection à grande échelle ou régionale. En effet si une couche d'air baigne suffisamment longtemps une interface évaporante saturée suffisamment étendue il est logique d'imaginer que cet air devient lui aussi saturé en humidité et que E_a tend vers zéro.

SLATYER et Mc ILROY (1961) poursuivent ce raisonnement en concluant que le premier terme de la formule de PENMAN représente la limite inférieure de l'évaporation d'une interface évaporante lorsqu'elle est "en équilibre" avec l'atmosphère qui la baigne et définissent ainsi l'évaporation à l'équilibre E_e :

$$E_e = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} Q_{ne} \quad (2-121)$$

Le second terme de l'équation de PENMAN exprime donc en quelque sorte "l'écart" à cette évaporation d'équilibre.

- Conditions d'advection minimale

Les conditions d'équilibre, définies ci-dessus, se rencontrent exceptionnellement dans les conditions naturelles, même au-dessus de l'océan, car la couche limite atmosphérique n'est jamais parfaitement homogène et renferme des zones de perturbations occasionnelles (condensations ponctuelles, tourbillons, etc). Dans ces conditions persiste constamment un déficit résiduel de saturation de l'atmosphère, γ compris au-dessus de l'océan.

Ce concept de l'évaporation d'équilibre E_e peut néanmoins servir de point de référence à une relation empirique qui lui compare l'évaporation E_{pe} d'une interface évaporante dans des conditions minimale d'advection. PRIESTLEY et TAYLOR (1972) proposent pour cela une relation du type :

$$E_{pe} = \alpha_e \cdot E_e \quad (2-122)$$

L'analyse de données diverses portant sur l'océan et des surfaces terrestres saturées les ont conduits à proposer une valeur universelle et constante de $\alpha_e = 1,26$. Cette valeur a été notamment confirmée par STEWART et ROUSE (1976) pour des lacs et mares peu profonds, puis par de multiples autres auteurs.

L'équation (122) peut être rapprochée de la définition du rapport de BOWEN B_o en écrivant :

$$E_{pe} = \alpha_e \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot Q_{ne} = \frac{Q_{ne}}{1 + B_{oe}}$$

$$\text{d'où } B_{oe} = \alpha_e^{-1} \cdot \frac{\gamma}{\Delta} + \alpha_e^{-1} - 1 \quad (2-123)$$

où B_{oe} est un rapport de BOWEN pour une évaporation d'équilibre.

Des travaux de De BRUIN et KEIJMAN (1979) ont montré que le paramètre α_e variait en cours d'année et aussi en cours de journée. La valeur 1,26 n'est donc qu'une valeur moyenne et il est raisonnable d'attribuer ces variations journalière ou annuelle à des modifications de l'advection de grande échelle.

HICKS et HESS (1977) ont proposé de linéariser le rapport de BOWEN B_{oe} pour des périodes supérieures à 10-20 jours sous une forme justifiée par (123) :

$$B_{oe} = a_e \cdot \frac{\gamma}{\Delta} + b_e \quad (2-124)$$

avec $a_e = 0,63$ et $b_e = -0,15$ d'après des données océans.

Cette linéarisation permet d'écrire (106) sous une forme concurrente de celle de PRIESTLEY et TAYLOR, représentative des mêmes "conditions d'advection minimales" :

$$E_{pe} = \frac{Q_{ne}}{a_e \cdot \frac{\gamma}{\Delta} + 1 + b_e} \quad (2-125)$$

Dans le cas enfin où Q_{ne} n'est pas disponible, De BRUIN (1978) suggère de combiner l'équation (117) de PENMAN et celle (122) de PRIESTLEY et TAYLOR afin d'éliminer Q_{ne} :

$$E_{pe} = \frac{\alpha_e}{\alpha_e - 1} \cdot \frac{\gamma}{\Delta \cdot \gamma} \cdot f(\bar{u}_r) \cdot (\bar{e}_a'' - \bar{e}_a) \quad (2-126)$$

Cette équation est très séduisante car elle ne nécessite que des mesures à un seul niveau de \bar{u}_r , \bar{T}_a et \bar{e}_a , mais elle est très sensible aux variations de α_e et donne de bien meilleurs résultats à l'échelle de 10-20 jours qu'à l'échelle journalière.

- Relations empiriques dérivées

D'autres formulations d'origine empirique, peuvent être rattachées à cette approche de l'évaporation d'équilibre.

C'est ainsi que MAKKINK (1957) proposait une relation simple entre l'évaporation et le rayonnement global R_G satisfaisante à l'échelle moyenne :

$$E = a \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot R_G + b \quad (2-127)$$

avec $a = 0,61$ et $b = - 0,12$ (en mm.j^{-1}).

Initialement mise au point pour un gazon bien irrigué, cette formule est aussi utilisable pour les lacs peu profonds d'après STEWART et ROUSE (1976).

Une formule empirique encore plus simple a été proposée simultanément par JENSEN et HAISE (1963) et STEPHENS et STEWART (1963) :

$$E = (a.T_a + b) R_G \quad (2-128)$$

Ces diverses formules peuvent être essayées dans chaque cas particuliers, ce qui permet le calage des constantes a et b en fonction des caractéristiques locales, mais il est clair qu'elles peuvent être justifiées par l'approche "évaporation d'équilibre", car R_G peut en général être corrélé à Q_{ne} .

2.4.4.3. Relations entre évaporation réelle et évaporation potentielle

Le concept d'évaporation réelle n'apporte rien en ce qui concerne les nappes d'eau libre où les réserves en eau disponibles sont a priori non limitatives. Mais il serait regrettable d'écarter cet aspect, pour nous marginal, car il permet de relier l'évaporation locale à l'évaporation régionale.

. L'hypothèse de BOUCHET (1963)

Dans sa modélisation régionale de l'évaporation, BOUCHET (1963) définit :

E_p , une évaporation potentielle.

E , l'évaporation réelle moyenne régionale.

E_p est l'évaporation potentielle, définie à partir des conditions atmosphériques qui règnent dans la région, qui prévaudrait si l'énergie disponible était le seul facteur limitant. L'évaporation réelle E est généralement inférieure à E_p ; si elle tend vers E_p , cette limite inférieure de E_p qui est aussi une limite supérieure pour E , est nommée E_{po} .

L'hypothèse de BOUCHET est de fixer :

$$E + E_p = 2 \cdot E_{po} \quad (2-129)$$

On peut tenter de justifier cette proposition par les remarques suivantes :

- Si E décroît à partir de la valeur E_{po} , sans qu'une limitation de l'énergie disponible soit en cause, on disposera d'un surplus d'énergie $q_1 = E_{po} - E$.
- A l'échelle régionale cet apport d'énergie n'a probablement aucune influence sur E_{po} , et BOUCHET suppose que q_1 sert uniquement à augmenter l'évaporation potentielle $E_p = E_{po} + q_1$

d'où évidemment $E + E_p = 2 \cdot E_{po}$ en éliminant q_1

A partir d'hypothèses complémentaires sur le bilan d'énergie BOUCHET écrit :

$$2 E_{po} \leq (1-a) \cdot R_G + Q_a \quad (2-130)$$

où a est l'albedo et Q_a le terme advectif régional.

BOUCHET peut alors écrire :

$$E_p + E \leq (1-a) R_G + Q_a \quad (2-131)$$

qui devient dans des applications ultérieures dues notamment à MORTON (1969) et FORTIN et SEGUIN (1975) :

$$E_p + E = (1-a) R_G \quad (2-132)$$

2.4.5. LES METHODES BASEES SUR LA MESURE DE L'EVAPORATION SUR DES PETITES SURFACES DE REFERENCE

Les développements apportés dans les chapitres précédents à l'évaluation de petites surfaces évaporantes en présence d'advection locale permettent a contrario une justification théorique de l'estimation de l'évaporation régionale, ou potentielle, ou représentative de celles observées sur des lacs, à partir de mesures faites sur des petites surfaces évaporantes de référence.

On sait d'après les équations (90) ou (92) ou (93) que l'évaporation E_b de petites surfaces évaporantes peut toujours se mettre sous une forme réduite, fonction de l'évaporation environnante E_a

$$E_b = E_a + \Delta E$$

où ΔE est fonction de la taille de la surface évaporante et du déficit de saturation $q_a'' - q_a$ de l'air incident.

A partir de ces relations on peut conclure qu'il sera toujours possible de lier l'évaporation potentielle d'une région ou l'évaporation réelle d'un lac à des observations faites sur une surface référence évaporante.

Cette surface de référence peut être un bac d'évaporation, dont les plus classiques sont le bac Classe A et le COLORADO enterré dans des conditions d'environnement déterminé (sol nu ou anneau de garde en pelouse). La surface de référence peut aussi être un lysimètre.

En tout état de cause cette approche théorique permet de justifier une approche statistique des relations entre l'évaporation sur bac et lysimètre et l'évaporation de grandes surfaces.

Ces corrélations varient malheureusement le plus souvent avec la période de la journée ou de l'année, c'est-à-dire en même temps que les termes de l'advection locale ou régionale, sur des bases climatiques mais aussi géographique, ce qui empêche toutes généralisations et nécessite des ajustements cas par cas.

3ème PARTIE

L'EVALUATION DE L'EVAPORATION DE GRANDES NAPPES D'EAU LIBRE
A PARTIR DE MESURES SUR BACS EVAPORATOIRES OU DE FORMULATIONS
UTILISANT DES CARACTERISTIQUES CLIMATOLOGIQUES ENVIRONNANTES.

3. L'EVALUATION DE L'EVAPORATION DE GRANDES NAPPES D'EAU LIBRE A PARTIR DE MESURES SUR BACS EVAPORATOIRES OU DE FORMULATIONS UTILISANT DES CARACTERISTIQUES CLIMATOLOGIQUES ENVIRONNANTES.

Après ces deux premières parties où nous avons fait d'abord l'inventaire des données hydrologiques et climatiques disponibles, puis évalué l'évaporation par bilan hydrique et enfin développé les approches théoriques de l'évaporation débouchant sur des possibilités de mesures pratiques ou d'évaluation à partir de formules théoriques et/ou empiriques, cette troisième partie se propose d'utiliser les diverses méthodes ainsi mises en évidence de détermination de l'évaporation afin de comparer leurs résultats à ceux du bilan hydrologique. Ces comparaisons, et les corrélations statistiques qui les sous-tendent, doivent permettre d'évaluer l'évaporation de grandes nappes d'eau à partir des seules caractéristiques climatiques environnantes.

3.1. EVAPORATION DES GRANDES NAPPES D'EAU LIBRE ET EVAPORATION SUR BACS

Très tôt les hydrologues ont utilisé la mesure de l'évaporation sur des bacs de référence de plus ou moins grande taille pour estimer l'évaporation de nappes d'eau naturelles (HALLEY, 1687 - SEDILEAU, 1692 - MARIOTTE, 1700, etc). Deux types de bacs évaporatoires coexistent : les bacs enterrés dont le prototype est le bac "Colorado" adopté par l'ORSTOM et généralisé dans ses implantations hydrologiques et les bacs baignés par l'air dont le modèle le plus répandu est le "Classe A". Les normes géométriques et d'utilisation de ces bacs doivent être draconniennes si l'on veut obtenir des résultats comparables. A l'ORSTOM, RIOU (1966) a fixé ainsi les normes d'utilisation du bac Colorado enterré. Le même auteur (1972) s'est livré à une large comparaison des observations sur bac obtenues lors des études sur le déterminisme de l'évaporation menées de 1965 à 1972 au TCHAD, en R.C.A. et au CONGO, débouchant sur des méthodes d'utilisation de ces évaporations mesurées sur bac EBAC pour estimer l'évaporation ELAC qui règnerait dans les mêmes conditions climatiques sur une nappe d'eau étendue. Ces méthodes sont de deux ordres :

- Une méthode empirique qui consiste à lier ELAC à EBAC par une relation dont l'exemple le plus simple est $ELAC = C \times EBAC$ où C est une constante valable à l'échelle annuelle ou variable avec la saison de référence. Cette relation empirique entre ELAC et EBAC peut aussi être plus complexe ou faire intervenir d'autres grandeurs climatiques. C'est ainsi que par exemple BALDY (1978) pour la Haute-Volta a lié le rapport entre l'évaporation PENMAN et l'évaporation Classe A à l'humidité relative sous abri.

- Une approche théorique qui détermine le "coefficient de bac" par rapport à diverses grandeurs climatiques. C'est ainsi que RIOU (1972) propose pour passer de EBAC à ELAC :

$$ELAC = \frac{\Delta + 2\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot \left[EBAC - \frac{2\gamma - 0,59}{\Delta + 2\gamma} \cdot E_a \right] \quad (3-1)$$

D'autres auteurs, tels HOUNAM (1973) pour l'O.M.M. se sont livrés à une large comparaison entre évaporation sur bac et évaporation sur lac.

Notre intention n'est pas de reprendre ici une étude aussi exhaustive, mais plutôt d'utiliser les résultats obtenus sur bacs dans l'étude du lac de BAM pour effectuer des comparaisons entre eux, de tester l'effet de l'advection grâce à des résultats obtenus dans différentes conditions de localisations par rapport au lac, enfin de dégager des relations empiriques entre EBAC et ELAC et de tester ces relations dans différents contextes originaux qui complètent pour l'ORSTOM les résultats déjà publiés par RIOU.

3.1.1. COMPARAISONS ENTRE BACS EVAPORATOIRES DE TYPES DIFFERENTS

Un premier groupe d'intercorrélations entre observations mensuelles aux différents bacs est établi pour la station de SAINT PAUL (lac de BAM). Les résultats de l'évaporimètre PICHE n'ont pas été utilisés car ils n'ont pu être valablement comparés à aucun autre. Ce n'est pas surprenant car on sait qu'en zone sèche les données du PICHE sont peu significatives et ne donnent au mieux qu'une estimation du pouvoir évaporant E_a ou plus précisément du déficit de saturation $\Delta EABRI$, à supposer toutefois qu'il y ait normalisation des abris météorologiques concernés. Les travaux de BOUCHET (1960) et de RIOU (1972) justifient cette mise à l'écart du PICHE. Nous disposons encore de 2 résultats sur sol nu (Colorado enterré et Classe A) et de 2 autres sur pelouse (Colorado enterré et lysimètre).

3.1.1.1. Corrélations Colorado sol nu - Classe A

Les évaporations utilisées à ST PAUL figurent dans les tableaux 23 à 26.

Cette corrélation (fig. n° 34) repose sur un échantillon de 41 valeurs communes des années 1973 à 1976. La régression linéaire est satisfaisante, mais un ajustement à une fonction puissance qui permet des valeurs simultanément nulles de ESN et ECLA est sans doute préférable:

$$ECLA = 1,064 \cdot ESN + 0,369 \quad \text{avec } r = 0,84 \quad (3-2)$$

$$ECLA = 0,937 \cdot ESN^{1,05} \quad \text{avec } r = 0,98 \quad (3-3)$$

Néanmoins l'évolution de cet ajustement à une fonction puissance pour les 3 années complètes 74, 75 et 76 n'est pas significative puisqu'on observe des valeurs de l'exposant ajusté tour à tour supérieures ou inférieures à 1 :

$$1974 : \text{ECLA} = 0,920 \cdot \text{ESN}^{1,065} \text{ avec } r = 0,99 \text{ pour 12 valeurs} \quad (3-4)$$

$$1975 : \text{ECLA} = 1,029 \cdot \text{ESN}^{0,997} \text{ avec } r = 0,98 \text{ pour 12 valeurs} \quad (3-5)$$

$$1976 : \text{ECLA} = 0,890 \cdot \text{ESN}^{0,985} \text{ avec } r = 0,98 \text{ pour 12 valeurs.} \quad (3-6)$$

A quelques rares exceptions (saison des pluies) les évaporations Colorado restent en général inférieures aux évaporations Classe A correspondantes. Sur la figure n° 34, la bissectrice est figurée en tirés, et les ajustements en traits pleins.

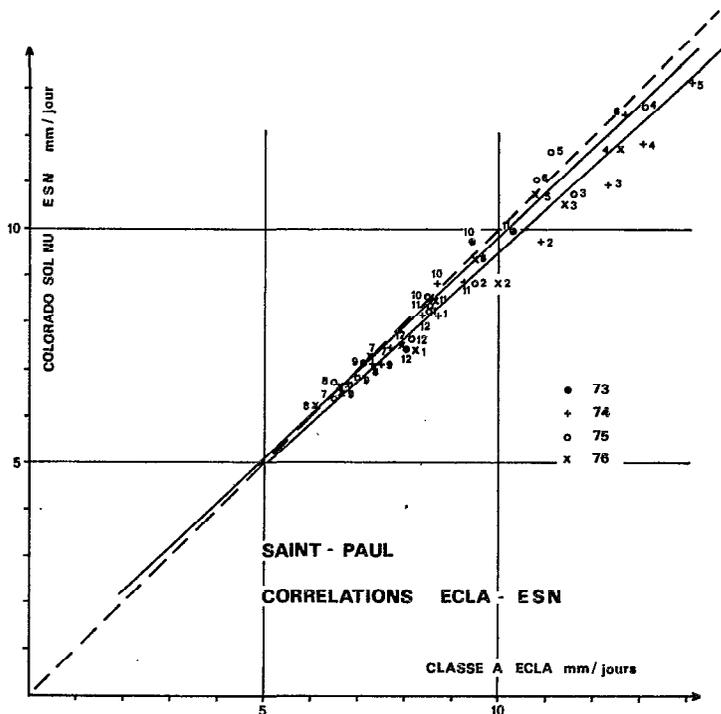


Figure n° 34

Des corrélations comparables ont été faites avec les 2×12 valeurs mensuelles moyennes interannuelles de ECLA et ESN à la station de la Mare d'OURSIS (période 1976-81, tableau n° 41) et à la station de BOL MATAFO au lac TCHAD (période 1965-77, tableau n° 43).

Mare d'OURSIS

$$\text{ECLA} = 1,333 \cdot \text{ESN} - 2,150 \quad r = 0,91 \quad (3-7)$$

$$\text{ECLA} = 0,726 \cdot \text{ESN}^{1,183} \quad r = 0,91 \quad (3-8)$$

Lac TCHAD à BOL MATAFO

$$\text{ECLA} = 1,323 \cdot \text{ESN} - 1,694 \quad r = 0,98 \quad (3-9)$$

$$\text{ECLA} = 0,765 \cdot \text{ESN}^{1,178} \quad r = 0,98 \quad (3-10)$$

3.1.1.2. Corrélations Colorado sol nu - Colorado pelouse

Ce type de corrélation a fait l'objet de nombreux travaux de RIOU (72) et nous ne présentons ici que les résultats du lac de BAM à ST PAUL. Cette corrélation (fig. n° 35) repose sur un échantillon des 24 valeurs mensuelles des deux années 75 et 76. La régression linéaire est déjà très bonne, mais l'ajustement à une fonction puissance, pour les mêmes raisons qu'au § précédent paraît supérieur :

$$\text{ESN} = 1,046 \cdot \text{EPEL} + 1,104, \text{ avec } r = 0,94 \quad (3-11)$$

$$\text{ESN} = 1,494 \cdot \text{EPEL}^{0,889}, \text{ avec } r = 0,94 \quad (3-12)$$

L'évolution de cet ajustement de 1975 à 1976 est assez nette pour être significative :

$$1975 : \text{ESN} = 1,632 \cdot \text{EPEL}^{0,865}, \text{ avec } r = 0,94 \text{ pour 12 valeurs} \quad (3-13)$$

$$1976 : \text{ESN} = 1,292 \cdot \text{EPEL}^{0,941}, \text{ avec } r = 0,98 \text{ pour 12 valeurs.} \quad (3-14)$$

Il faut sans doute y voir rappelé le fait que la pelouse anneau de garde a beaucoup moins bien été arrosée et entretenue en 1976, où dès le mois de Mai les activités de l'étude du lac de BAM commencèrent à diminuer au profil de la mare d'OURSIS, dont l'étude fut lancée à cette époque.

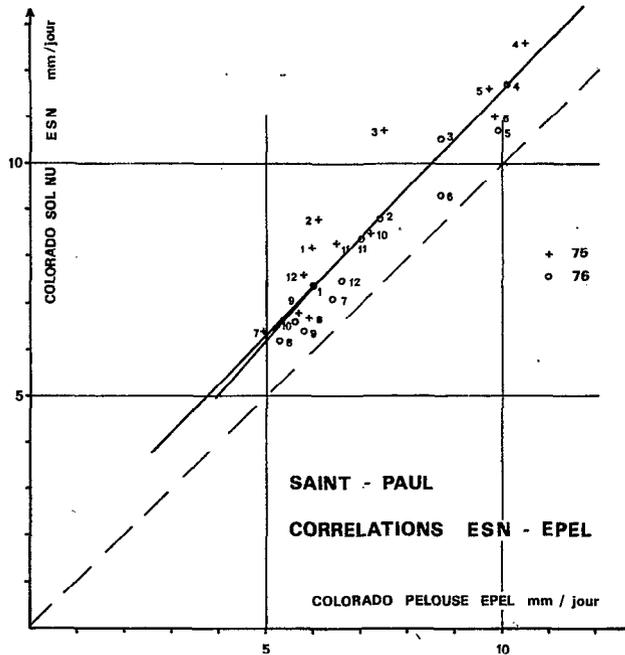


Figure n°35

Correlations Colorado pelouse - Lysimètre

Cette corrélation (fig. n° 36) est faite avec un échantillon de dimension restreinte (21 valeurs mensuelles appartenant aux années 75 et 76). La régression linéaire et l'ajustement à une fonction puissance sont également satisfaisants :

$$\text{EPEL} = 1,079 \cdot \text{ELYSI} + 0,515 \quad r = 0,94 \quad (3-15)$$

$$\text{EPEL} = 1,414 \cdot \text{ELYSI}^{0,891} \quad r = 0,93 \quad (3-16)$$

Ces trois corrélations montrent que le Classe A évapore systématiquement plus que le Colorado, mais que cette différence est variable d'une station à l'autre en fonction du déficit de saturation de l'air et surtout de la vitesse moyenne du vent. A ce propos les saturations de BOL-MATAFO et de OURSI semblent très comparables malgré une évaporation à OURSI nettement supérieure à celle du lac TCHAD. L'effet de l'anneau de garde est évident en comparant les Colorado sol nu et pelouse. La différence d'évaporation entre le Colorado pelouse et le lysimètre, à l'avantage du Colorado, est aussi assez nette.

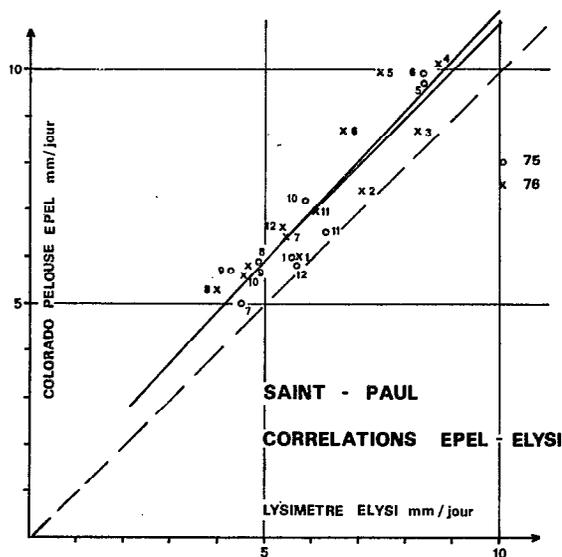


Figure n° 36

3.1.2. CORRELATIONS ENTRE LES EVAPORATIONS COLORADO SOL NU DES TROIS STATIONS DE SAINT PAUL, KONGOUSSI ET BAM.

Par rapport aux vents dominants du Nord Est, la station de ST PAUL est située à l'amont du lac à 3 km environ ; la station de BAM est aussi à l'amont mais à une centaine de m du lac seulement ; la station de KONGOUSSI, située sur la berge opposée est à l'aval à proximité immédiate du lac. Ces trois stations se trouvent donc dans des conditions très différentes représentatives tour à tour du régime climatique régional non perturbé par le lac (ST PAUL) ou du régime local perturbé par la proximité du lac (KONGOUSSI), la station de BAM occupant une place intermédiaire.

Cette modification, d'une station à l'autre, des caractéristiques locales de l'advection en chaque station se vérifie déjà bien sur les températures (TABRI, TMAX et TABMAX), sur la tension de vapeur d'eau E2ABRI et les déficits de saturation ΔEABRI ou ΔESTA, ainsi que sur les températures superficielles du Colorado TCOL. L'évaporation, qui intègre l'effet de ces différents facteurs, est elle aussi très représentative de l'évolution des conditions advectives d'une station à l'autre.

3.1.2.1. Corrélations ST PAUL - KONGOUSSI

Ces corrélations établies sur des valeurs mensuelles ne se sont pas révélées très satisfaisantes. Elles évoluent en effet assez considérablement d'une année à l'autre, surtout sous l'effet des perturbations induites à KONGOUSSI par les montées du plan d'eau du lac qui inondèrent le bac Colorado en 1974, 75 et 76, plutôt qu'à la suite de modifications éventuelles du micro-climat de ST PAUL, abordées précédemment.

La régression interannuelle 1973 → 76 porte sur 29 valeurs mais reste significative. Les régressions annuelles portent sur un trop petit nombre de valeurs pour être précises, mais témoignent de l'évolution des conditions climatiques notamment à KONGOUSSI :

$$1973 + 76 \text{ E ST PAUL} = 0,823 \cdot \text{E KONGOUSSI} + 3,126 \quad (3-17)$$

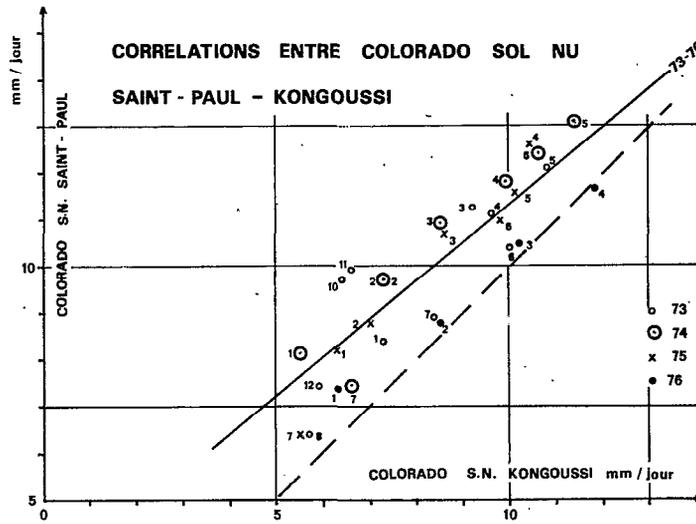
29 valeurs $r = 0,87$

$$1973 \text{ E ST PAUL} = 0,793 \cdot \text{E KONGOUSSI} + 3,298, r = 0,83, 11 \text{ valeurs} \quad (3-18)$$

$$1974 \text{ E ST PAUL} = 0,951 \cdot \text{E KONGOUSSI} + 2,362, r = 0,96, 7 \text{ valeurs} \quad (3-19)$$

$$1975 \text{ E ST PAUL} = 1,075 \cdot \text{E KONGOUSSI} + 1,042, r = 0,98, 7 \text{ valeurs} \quad (3-20)$$

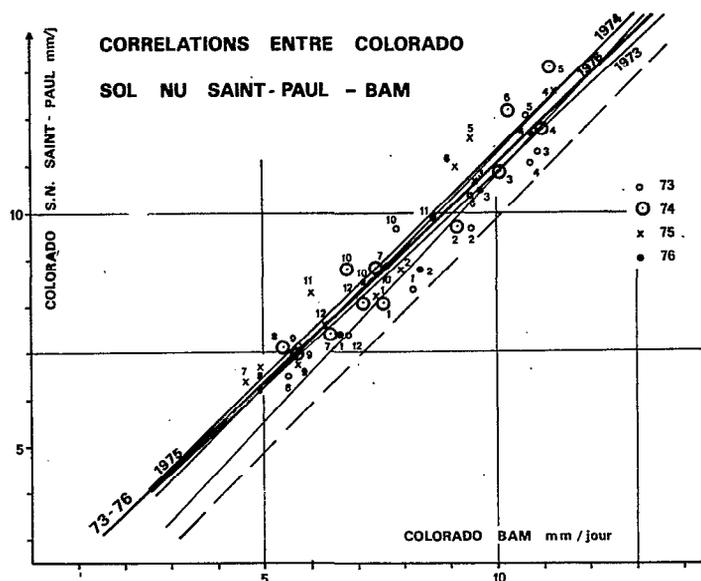
$$1976 \text{ E ST PAUL} = 0,798 \cdot \text{E KONGOUSSI} + 2,255, r = 0,99, 4 \text{ valeurs (?) } \quad (3-21)$$



3.1.2.2. Corrélations ST PAUL - BAM

L'échantillon disponible est plus vaste (40 valeurs) et les ajustements sont beaucoup plus satisfaisants. Les ajustements annuels sont en particulier très voisins de l'ajustement interannuel. Cela confirme que la mauvaise corrélation précédente entre KONGOUSSI et ST PAUL est bien imputable aux observations de KONGOUSSI et pas à celles de ST PAUL.

1973 → 1976	E ST PAUL = 0,944 . E BAM + 1,667, r = 0,96, 40 valeurs	(3-22)
1973	E ST PAUL = 0,915 . E BAM + 1,666, r = 0,96, 12 valeurs	(3-23)
1974	E ST PAUL = 1,003 . E BAM + 1,294, r = 0,96, 12 valeurs	(3-24)
1975	E ST PAUL = 0,978 . E BAM + 1,671, r = 0,97, 12 valeurs	(3-25)
1976	E ST PAUL = 1,065 . E BAM + 0,225, r = 0,99, 4 valeurs	(?!)(3-26)



L'évaporation à ST PAUL est donc systématiquement supérieure à celle de BAM et de KONGOUSSI, ces deux dernières valeurs étant finalement assez voisines l'une de l'autre. Ces résultats confirment la meilleure représentativité climatique pour la station ST PAUL des conditions climatiques régionales. La station de KONGOUSSI, sous le vent du lac, est nettement perturbée par son voisinage, alors que BAM, quoique presque aussi proche, mais de l'autre côté, est moins perturbée. Ces différences peuvent caractériser les effets advectifs du lac sur son environnement, et réciproquement les effets de l'advection locale sur l'évaporation du lac. De tels effets, à plus grande échelle encore, ont été mis en évidence au lac TCHAD entre par exemple les stations de BOL-MATAFO et de BOL-DUNE. De telles corrélations illustrent l'impact de l'advection dans les zones sèches. Il est également remarquable de constater que les mois de saison humide laissent eux aussi apparaître une advection comparable à celle des autres mois et que l'on n'observe donc pas la réduction de l'advection observable dans des régions plus humides.

3.1.3. LA FONCTION VENT DE L'EQUATION DE DALTON APPLIQUEE AUX BACS

Les mesures d'évaporation sur bacs permettent une détermination statistique de la fonction vent de l'équation de DALTON. Il suffit pour cela d'effectuer une régression linéaire entre EBAC/ΔESTA (rapport de l'évaporation sur bac aux gradients de pression de vapeur entre l'abri et la surface du Colorado : ΔESTA = EWCOL - E2ABRI) et la vitesse du vent à 2 m (UZABRI).

Dans le cas de ST PAUL, cette régression linéaire, menée entre les 40 triplets de valeurs disponibles 73 → 76 (ECOL, ΔESTA, UZABRI) des tableaux 25 à 26 et 10 à 13 conduit à l'ajustement : (fig. n° 32)

$$f(U) = ECOL/\Delta ESTA = 0,311 (1 + 0,304 \cdot UZABRI), \quad 40 \text{ valeurs}, \quad r = 0,84 \quad (3-27)$$

La même méthode appliquée aux 60 valeurs 77 → 81 d'OURSI conduit à :

$$f(U) = ECOL/\Delta ESTA = 0,36 (1 + 0,28 \cdot UZABRI), \quad 60 \text{ valeurs}, \quad r = 0,58 \quad (3-28)$$

ce dernier coefficient de corrélation est médiocre, mais encore significatif.

Pour le lac TCHAD, stations de BOL-MATAFO et BOL-DUNE, et d'une façon générale pour les stations observées en Afrique Centrale de FAYA LARGEAU (au Nord du TCHAD) à BRAZZAVILLE, RIOU propose une équation monome, valable pour les bacs Colorado enterrés :

$$f(U) = ECOL/\Delta ESTA = 0,24 \cdot UZABRI \quad (3-29)$$

mais il notait que la valeur de ce coefficient ECOL/(ΔESTA · UZABRI) n'était une constante que pour les valeurs de UZABRI supérieures à 2 m/s, mais variait comme $0,25/\sqrt{UZABRI}$ pour les valeurs de UZABRI inférieures à 2 m/s.

Ces résultats sont à rapprocher de ceux provenant d'autres auteurs :

. PENMAN dans le cas d'une nappe d'eau libre :

$$f(U) = 0,26 (1 + 0,54 U_2) \text{ et } 0,26 (0,5 + 0,54 \cdot U_2) \quad (3-30)$$

. SHNITNIKOV (1974), formule du service hydrologique d'URSS :

$$f(U) = 0,14 (1 + 0,71 \cdot U_2) \quad (3-31)$$

. LAGOUARDE (1981), sud Tunisien :

$$f(U) = 0,28 (1 + 0,27 \cdot U_2) \quad (3-32)$$

Ces formules sont divergentes par leurs coefficients, résultant d'ajustements statistiques, ce qui peut sans doute s'expliquer par des régimes journaliers de vent variables d'un point à un autre et aussi par les anémomètres eux-mêmes de sensibilité différentes. On peut remarquer que ces diverses formules donnent des résultats très voisins autour de 2 m/s.

Les remarques de RIOU (1972) sur les variations du coefficient ECOL/(ΔESTA · UZABRI) en cours d'année nous ont donné l'idée de lier ce coefficient à UZABRI. Cette approche conduite avec les résultats du bac Colorado sol nu de SAINT PAUL nous a conduit aux ajustements statistiques suivants :

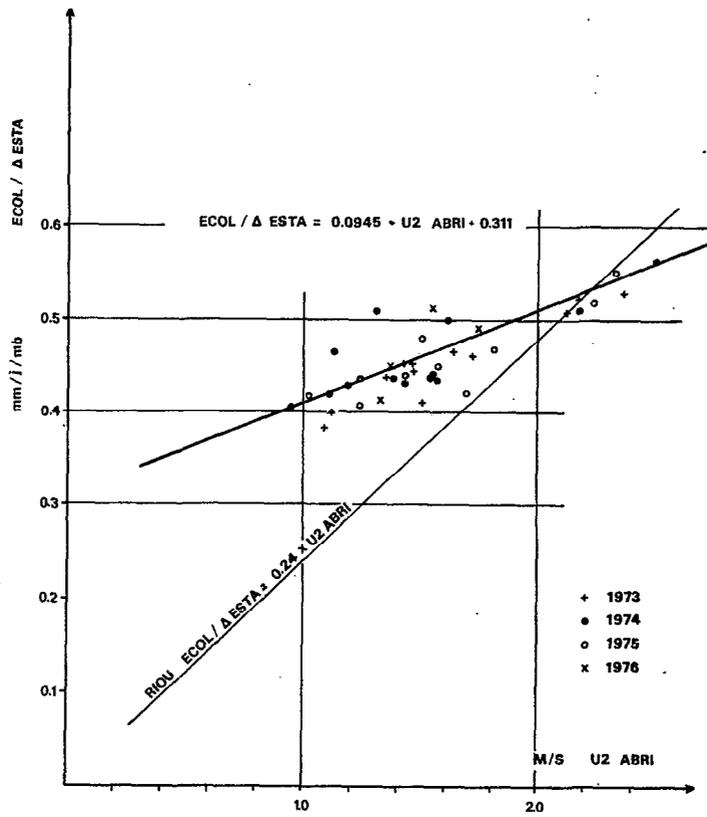
$$\frac{f(U_2)}{U_2} = \frac{ECOL}{\Delta ESTA \cdot UZABRI} = 0,088 + 0,321 \cdot \frac{1}{UZABRI}, \quad 40 \text{ valeurs}, \quad r = 0,94 \quad (3-33)$$

cet ajustement qui améliore l'ajustement précédent par l'artifice de la division des deux termes en corrélation par U₂ est intéressant.

L'ajustement peut aussi être fait avec une fonction puissance :

$$\frac{f(U_2)}{U_2} = \frac{ECOL}{\Delta ESTA \cdot UZABRI} = 0,40 \cdot UZABRI^{-0,69}, \quad 40 \text{ valeurs}, \quad r = 0,96 \quad (3-34)$$

où l'on retrouve une formulation du type proposé par RIOU.



FORMULE DE DALTON POUR LE BAC
COLORADO DE SAINT-PAUL

Figure n°32

L'ajustement direct ECOL = f(ΔE, U2) avec des fonctions puissances aboutit à des résultats comparables :

$$\text{ECOL} = 0,45 \cdot \Delta E^{0,96} \cdot U^{0,33}, \quad 40/2 \text{ valeurs}, \quad r = 0,97 \quad (3-35)$$

Nous avons également mené cet ajustement avec le Classe A de ST PAUL et obtenu un résultat très satisfaisant :

$$\text{ECLA} = 0,37 \cdot \Delta E^{1,04} \cdot U^{0,30}, \quad 32/2 \text{ valeurs}, \quad r = 0,95 \quad (3-36)$$

Par contre l'ajustement du premier type obtenu pour la mare d'OURSIS n'est pas très satisfaisant, même si la corrélation linéaire se trouve quelque peu améliorée :

$$\frac{f(U2)}{U2} = \frac{\text{ECOL}}{\Delta \text{ESTA} \cdot \text{UZABRI}} = 0,115 + 0,316 \cdot \frac{1}{\text{UZABRI}}, \quad 60 \text{ valeurs}, \quad r = 0,60 \quad (3-37)$$

Il n'est pas nécessaire de multiplier les exemples convergents : lorsque l'on se rapproche avec de fortes vitesses de U2 des conditions de la convection forcée, le coefficient ECOL/(ΔESTA.UZABRI) tend à devenir constant, ce qui justifie la formule monome de RIOU. Ce n'est plus le cas pour les faibles valeurs de U2 où l'instabilité reprend ses droits.

Ces divers ajustements peuvent être utilisés chaque fois que l'on aura besoin d'une fonction vent, pour le calcul de E_a au sens de PENMAN par exemple, mais les différences que l'on a vues entre les divers ajustements d'une localité à l'autre permettent de conseiller d'établir une relation statistique spécifique, chaque fois que possible, et de n'adopter de formules plus générales que dans le cas contraire.

Nous avons effectué des essais visant à introduire l'instabilité atmosphérique par l'intermédiaire de ΔTSTA = TCOL - TABRI. Ces tentatives se sont révélées infructueuses quelle que soit la forme de la fonction de vent testée :

$$\text{VIKULINA (1973)} \quad \frac{f(U2)}{U2} = a \left(1 - b \cdot \frac{\Delta T}{U2} \right) \quad (3-38)$$

$$\text{HARBECK (1966)} \quad \frac{f(U2)}{U2} = a(1 - b \cdot \Delta T) \quad (3-39)$$

$$\text{RIOU (1982)} \quad \frac{f(U2)}{U2} = a \left(1 - b \cdot \frac{\Delta T}{U2} \right)^{\frac{1}{2}} \quad (3-40)$$

Cela est assez logique car s'il est incontestable que l'instabilité atmosphérique joue un rôle instantané sur les corrélations entre E, ΔE et U, il est normal de penser que ce rôle varie d'une situation à une autre et qu'il n'est plus forcément explicite lorsque l'on raisonne sur des moyennes mensuelles intégrant des états d'instabilité multiples.

3.1.4. LES CORRELATIONS DIRECTES ENTRE ELAC ET EBAC

3.1.4.1. . Etude du Lac de BAM

Les valeurs estimées par bilan hydrologique de ELAC sont rassemblées dans le tableau n° 48, les valeurs de EBAC figurent dans les tableaux 23 à 26.

- Corrélations ELAC - ESN (Colorado sol nu)

L'échantillon (fig. n°42) ne comprend finalement que 25 valeurs de ELAC si on laisse de côté les valeurs figurant entre parenthèses sur le tableau n° 48, qui proviennent de bilans trop imprécis. La régression linéaire obtenue avec ces 25 valeurs est très significative, mais peut être améliorée par une fonction puissance :

$$\text{ELAC} = 0,411 \cdot \text{ESN} + 2,716, \quad \text{avec } r = 0,93 \quad (3-41)$$

$$\text{ELAC} = 1,755 \cdot \text{ESN}^{0,591}, \quad \text{avec } r = 0,94. \quad (3-42)$$

Il faut toutefois noter que les 25 valeurs retenues ne comportent aucune valeur de plein hivernage (Juillet à Octobre) puisque l'estimation de ELAC n'est alors pas possible ou pas assez précise.

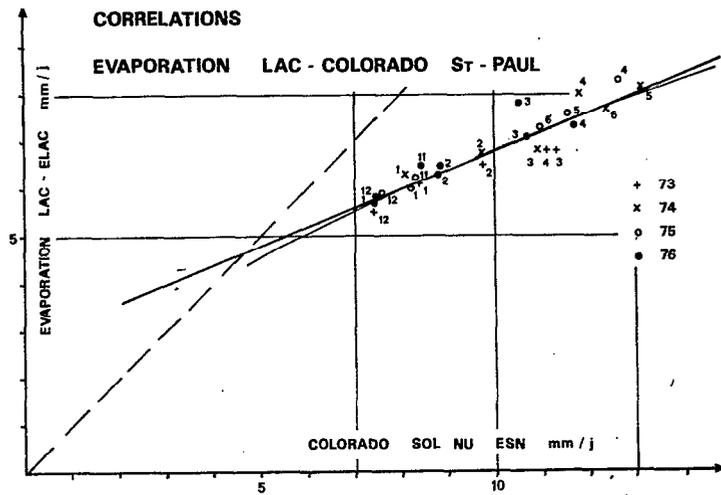


Figure n-42

Corrélations ELAC - ECLA (Classe A)

On ne dispose plus que de 21 couples de valeurs mensuelles de l'évaporation du lac ELAC et de l'évaporation mesurée au bac Classe A (fig. 43). La régression linéaire, moins satisfaisante que pour le bac Colorado, reste néanmoins bonne, mais l'ajustement à une fonction puissance est cette fois nettement meilleur :

$$ELAC = 0,368 \cdot ECLA + 3,035, \text{ avec } r = 0,85 \quad (3-43)$$

$$ELAC = 1,664 \cdot ECLA^{0.602}, \text{ avec } r = 0,93 \quad (3-44)$$

Le fait que l'ajustement à une fonction puissance soit systématiquement meilleur que la simple régression linéaire est instructif. Il serait de toutes façons anormal qu'à une évaporation sur bac à SAINT PAUL nulle, corresponde une évaporation du lac différente de zéro. Mais faute de valeurs afférentes aux mois pluvieux, notre échantillon manque de faibles valeurs de l'évaporation qui en apporteraient la preuve. Pourtant les plus faibles montrent déjà une tendance à un affaiblissement de ELAC s'accroissant devant celui des bacs d'évaporation, qui justifie donc le meilleur ajustement à la fonction puissance. Pour ce qui est des fortes valeurs de l'évaporation, il va de soi que le rôle tampon de la masse d'eau du lac, vis-à-vis de celles minimales des bacs, va en s'accroissant lorsque le pouvoir évaporant de l'air ambiant s'accroît.

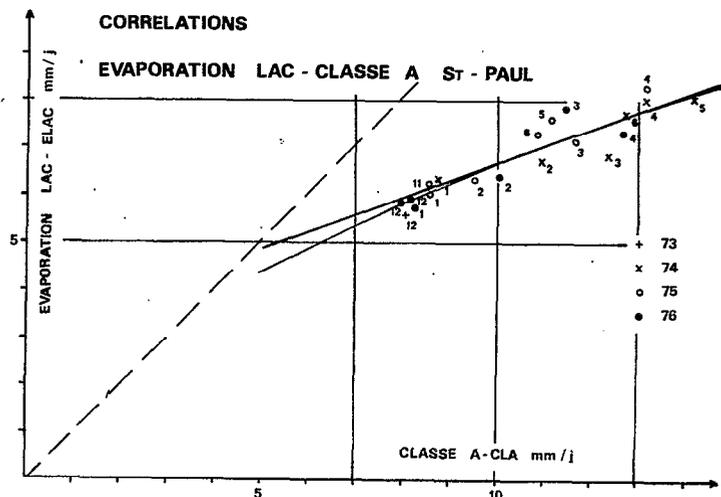


Figure n-43

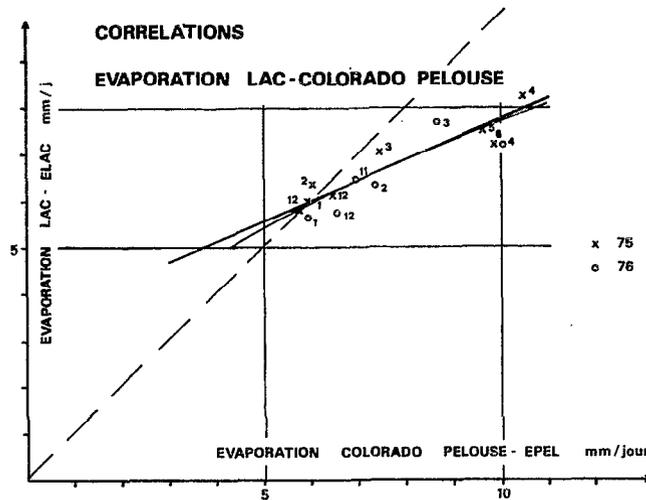
- Corrélations ELAC - EPEL (Colorado pelouse)

Cette corrélation ne repose plus que sur 14 couples de valeurs d'évaporation ELAC et EPEL au bac Colorado sur pelouse de ST PAUL. La régression linéaire conduite sur cet échantillon restreint est satisfaisante, moins toutefois que l'ajustement à une fonction puissance :

$$\text{ELAC} = 0,438 \cdot \text{EPEL} + 3,357, \quad 14 \text{ valeurs}, \quad r = 0,91 \quad (3-45)$$

$$\text{ELAC} = 2,385 \cdot \text{EPEL}^{0,510}, \quad 14 \text{ valeurs}, \quad r = 0,93 \quad (3-46)$$

Les deux évaporations mesurées sur le lac et sur le bac Colorado pelouse sont très voisines pour les faibles valeurs et ne commencent à diverger que pour des valeurs nettement plus fortes (> 8 mm/jour), qui correspondent à des mois où l'advection est forte ; l'anneau de garde de la pelouse irriguée de seulement 400 m² n'est alors certainement plus suffisant.



- Corrélations ELAC - ELYSI (Lysimètre pelouse)

Il ne reste que 11 couples de valeurs communes qui permettent de conduire une régression linéaire néanmoins satisfaisante et un ajustement à une fonction puissance de qualité comparable.

$$\text{ELAC} = 0,551 \cdot \text{ELYSI} + 2,801, \quad 11 \text{ valeurs}, \quad r = 0,95 \quad (3-47)$$

$$\text{ELAC} = 2,185 \cdot \text{ELYSI}^{0,574}, \quad 11 \text{ valeurs}, \quad r = 0,95 \quad (3-48)$$

Les évaporations du lac et du lysimètre restent assez remarquablement voisines, le lysimètre étant cependant plus sensible que le lac aux effets advectifs compte tenu des dimensions limitées de l'anneau de garde. Il faut de toutes façons conserver à l'esprit que les phénomènes d'évaporation simple sur le lac et d'évapotranspiration du gazon diffèrent puisque l'évaporation du lac dépend essentiellement des caractéristiques des masses d'air environnantes alors que l'évaporation du lysimètre reste liée à l'état végétatif du gazon. Ainsi n'est-il pas anormal d'envisager ELYSI = 0 tandis que ELAC serait ≠ 0, ce qui est le cas la nuit notamment.

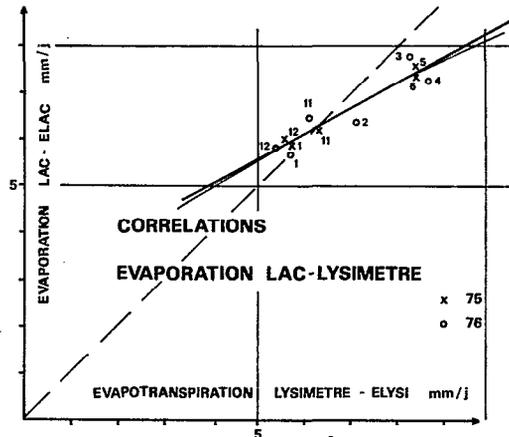


Figure n° 45

3.1.4.2. . Etude de la mare d'OURSI

Les évaporations mensuelles du bac Colorado de la station climatologique de la mare d'OURSI sont rassemblées dans le tableau n° 41 et les évaporations mesurées de la mare d'OURSI dans le tableau n° 49. Ces estimations de l'évaporation de la mare sont obtenues par un bilan hydrique impossible en plein hivernage ou durant les assèchements de la mare. Aussi n'est-il pas étonnant de ne disposer que d'un échantillonnage restreint de 35 valeurs (sur les 60 potentielles) ne comportant que des valeurs de saison sèche froide. Malgré cet échantillon nécessairement biaisé la corrélation linéaire que nous avons testée n'est pas très encourageante :

$$EMARE = 0,501 \times ECOL - 0,032, \quad 35 \text{ valeurs}, \quad r = 0,73 \quad (3-49)$$

La corrélation avec le bac Classe A ne serait pas plus satisfaisante.

3.1.4.3. . Lac TCHAD

Nous avons vu qu'il n'était guère possible d'estimer précisément l'évaporation du lac TCHAD à partir d'un bilan hydrique et nous avons donné dans le tableau n° 51 des valeurs moyennes interannuelles estimées par VUILLAUME (1981) sur la période 65 → 78, que l'on peut comparer aux valeurs moyennes interannuelles de l'évaporation observées sur bac Colorado sol nu à la station de BOL MATAFO pour la même période données au tableau n° 43

La corrélation faite avec ces douze couples de valeurs moyennes interannuelles est très satisfaisante :

$$ELAC = 0,645 \times ECOL + 0,318, \quad 12 \text{ valeurs}, \quad r = 0,91 \quad (3-50)$$

Il ne faut toutefois pas oublier que les évaporations du lac TCHAD ont été estimées par VUILLAUME à partir des évaporations du lysimètre de BOL MATAFO. La corrélation précédente traduit donc une corrélation entre évaporation du Colorado sol nu et lysimètre comparable à celle obtenue à ST PAUL qui fait apparaître 2 corrélations légèrement distinctes, mais significativement, pour les mois de saison sèche froide (Novembre à Avril) et les mois de saison sèche chaude et d'hivernage (Avril à Octobre). Ces résultats sont néanmoins intéressants car ils permettent une évaluation des valeurs annuelles et mensuelles du rapport ELAC/EBAC.

3.1.4.4. Le rapport ELAC/EBAC

TABLEAU n° 54 : RAPPORT ENTRE LES EVAPORATIONS DU LAC ET CELLES MESUREES SUR BAC.

	LAC DE BAM						LAC TCHAD
	SAINT PAUL				KONG.	BAM	BOL MATAFO
	ELAC ESN	ELAC EPEL	ELAC ECLA	ELAC ELYSI	ELAC ESN	ELAC ESN	ELAC ESN
1973	0,70	-	-	-	0,85	0,78	Interannuelle 65 → 78
1974	0,71	-	0,66	-	(0,78)	0,81	
1975	0,73	0,91	0,71	-	(0,77)	0,88	
1976	0,76	0,88	0,73	1,03	-	-	
MOY.	0,73	0,91	0,70	(1,06)	0,84	0,82	
J	0,71	0,95	0,67	1,02	-	-	0,68
F	0,68	0,94	0,62	0,89	-	-	0,63
M	0,65	0,86	0,59	0,84	-	-	0,63
A	0,64	0,74	0,59	0,88	-	-	0,68
M	0,66	0,80	0,65	0,99	-	-	0,74
J	0,69	0,80	0,67	0,99	-	-	0,73
J	0,89	1,16	0,92	1,32	-	-	0,70
A	0,79	0,93	0,74	1,16	-	-	0,75
S	0,76	0,91	0,74	1,16	-	-	0,74
O	0,75	0,98	0,76	1,19	-	-	0,70
N	0,73	0,94	0,70	1,03	-	-	0,66
D	0,72	0,88	0,68	0,98	-	-	0,63
MOY.	0,71	0,89	0,68	1,01	-	-	0,68

Nous avons rassemblé dans le tableau n° 54 ci-dessus les valeurs mensuelles et annuelles du rapport entre les évaporations du lac de BAM et celles mesurées sur bac à ST PAUL, KONGOUSSI et BAM, complété par les valeurs mensuelles moyennes interannuelles du rapport des évaporations du lac TCHAD et du bac Colorado sol nu de BOL MATAFO.

On peut voir que le rapport ELAC/ESN annuel passe de 0,73 à ST PAUL à 0,82 à BAM et 0,84 à KONGOUSSI. Ces résultats mettent une nouvelle fois en évidence que l'advection est nettement plus sensible à ST PAUL qu'aux stations de BAM et de KONGOUSSI perturbées par la proximité du lac. Ce rapport ELAC/ESN est relativement variable d'un mois à l'autre puisqu'il dépasse 0,80 en saison des pluies et descend à moins de 0,65 en saison sèche. Les valeurs obtenues au lac TCHAD (0,68 pour le rapport moyen interannuel) sont légèrement inférieures à celles du lac de BAM, et présentent des variations mensuelles comparables.

Les rapports ELAC/ECLA sont systématiquement inférieurs à ceux de ELAC/ESN avec une répartition mensuelle comparable. Ce rapport qui est de 0,68 pour le lac de BAM passe à 0,59 pour le lac TCHAD et à 0,51 pour la mare d'OURSI, traduisant les effets combinés du degré d'aridité et de l'importance de la nappe d'eau.

Selon les dimensions des nappes d'eau on peut retenir une valeur moyenne annuelle de ces rapports :

- 0,68 à 0,73 pour le bac Colorado sol nu
- 0,50 à 0,68 pour le bac Colorado Classe A
- 0,90 pour le bac Colorado pelouse
- autour de 1,00 pour le lysimètre.

Ces résultats permettent une estimation de l'évaporation annuelle d'un lac dans des conditions soudano-sahéliennes et compte tenu de l'ordre de grandeur de sa superficie.

3.1.5. TEST DE VALIDITE

Les corrélations ELAC = f(EBAC) précédemment mises en évidence peuvent servir à une modélisation sommaire de l'évaporation du lac de BAM calculée systématiquement à partir des évaporations mensuelles observées sur bacs Colorado sol nu et pelouse, bac Classe A et lysimètre à ST PAUL pour la période 73 + 76 et pour les valeurs de ELAC pour les mois d'hivernage où ELAC n'est pas mesurable.

Les formules retenues sont issues des paragraphes précédents :

$$ELAC = 1,755 \cdot ESN^{0,591} \quad (3-42)$$

$$ELAC = 1,664 \cdot ECLA^{0,602} \quad (3-44)$$

$$ELAC = 2,385 \cdot EPEL^{0,510} \quad (3-46)$$

$$ELAC = 2,185 \cdot ELYSI^{0,574} \quad (3-48)$$

Nous avons préféré les ajustements puissance aux corrélations linéaires, mais ce choix n'est pas déterminant. Les résultats concernant les années 73 + 76 sont regroupés dans le tableau n° 55.

Tableau n° 55 : Comparaisons E mesurées - E calculées - 1973 + 1976

	ELAC MESUREE	ELAC CALCULEE à partir de :			
		ESN	ECLA	EPEL	ELYSI
1973	6,1	6,17	-	-	-
	6,5	6,72	-	-	-
	6,8	7,36	-	-	-
	6,8	7,28	-	-	-
	(8,1)	7,66	-	-	-
	(7,3)	7,00	-	-	-
	(7,4)	6,39	-	-	-
	-	5,31	5,77	-	-
	-	5,59	5,42	-	-
	(7,2)	6,72	6,41	-	-
	(7,5)	6,80	6,77	-	-
	5,5	5,73	5,82	-	-
	6,58	6,59	-	-	-
	1974	6,3	6,04	6,12	-
6,7		6,72	7,01	-	-
6,8		7,20	7,54	-	-
6,0		7,55	7,83	-	-
6,1		6,03	6,16	-	-
7,7		7,77	7,66	-	-
(6,4)		5,73	5,69	-	-
-		5,59	5,55	-	-
-		5,59	5,60	-	-
(6,9)		6,35	6,12	-	-
(7,2)		6,35	6,37	-	-
(5,9)		6,04	5,99	-	-
6,67		6,61	6,66	-	-
1975		6,0	6,09	6,03	5,95
	6,3	6,35	6,45	6,00	-
	7,1	7,12	7,26	6,66	-
	6,3	7,85	7,83	7,91	-
	7,6	7,47	7,09	7,61	7,41
	7,3	7,24	6,97	7,66	7,41
	(6,6)	5,26	5,13	5,42	5,18
	-	5,40	5,13	5,90	5,44
	-	5,45	5,37	5,79	5,05
	(6,5)	6,22	6,03	6,53	6,05
	6,2	6,13	6,03	6,20	6,28
	5,9	5,82	5,66	5,85	5,93
	6,54	6,40	6,33	6,50	-
	1976	5,7	5,73	5,91	5,95
6,4		6,35	6,66	6,62	6,73
7,8		7,04	7,20	7,19	7,36
7,3		7,51	7,65	7,76	7,56
(6,8)		7,12	6,97	7,66	6,95
(8,0)		6,56	6,45	7,19	6,51
(6,8)		5,59	5,50	6,15	5,81
(4,5)		5,16	4,94	5,58	4,84
(5,0)		5,26	5,16	5,85	5,31
(6,3)		5,35	5,18	5,74	5,25
6,5		6,17	6,08	6,43	6,17
5,8		5,77	5,77	6,24	5,75
6,41		6,16	6,16	6,57	6,22

Dans le tableau n° 56 sont d'abord évaluées les moyennes interannuelles de ESN, ECLA, EPEL et ELYSI à partir des valeurs annuelles (tableaux 23 à 26), puis calculées, par les formules statistiques retenues ci-dessus, les valeurs correspondantes de ELAC.

Tableau n° 56 : Comparaisons E Mesurées - E Calculées interannuelles

ELAC MESUREE	ELAC CALCULEE à partir de :				EVAP. BAC			
	ESN	ECLA	EPEL	ELYSI	ESN	ECLA	EPEL	ELYSI
5,7	6,01	6,02	5,95	5,87	8,02	8,47	6,0	5,6
6,3	6,54	6,70	6,29	6,73	9,25	10,1	6,7	7,1
7,0	7,16	7,35	6,93	7,36	10,8	11,6	8,1	8,3
7,6	7,55	7,76	7,83	7,56	11,8	12,9	10,3	8,7
7,8	7,58	7,43	7,64	7,16	11,9	12,0	9,8	7,9
7,4	7,16	7,05	7,44	6,95	10,8	11,0	9,3	7,5
6,6	5,75	5,45	5,79	5,50	7,45	7,17	5,7	5,0
5,2	5,36	5,36	5,74	5,18	6,62	6,98	5,6	4,5
5,2	5,47	5,39	5,79	5,18	6,85	7,05	5,7	4,5
6,3	6,17	5,95	6,15	5,69	8,40	8,30	6,4	5,3
6,4	6,37	6,32	6,34	6,23	8,85	9,18	6,8	6,2
5,5	5,84	5,86	6,05	5,87	7,65	8,10	6,2	5,6
6,42	6,41	6,32	6,49	6,27	9,03	9,42	7,22	6,35

Nous avons alors effectué des régressions linéaires entre valeurs ainsi calculées et valeurs mesurées. Cette démarche n'apporte évidemment aucune information nouvelle puisque le modèle que constitue ces 4 formules provient déjà d'ajustements statistiques entre les valeurs observées de ELAC et EBAC. Néanmoins les périodes sur lesquelles ont été établis chacun des quatre ajustements statistiques ne sont pas les mêmes et il était intéressant de comparer les résultats d'ajustements diachroniques.

3.1.5.1. Comparaisons entre valeurs mensuelles estimées de ELAC et valeurs calculées à partir des différentes évaporations de 1973 à 1976.

On n'a conservé pour cette comparaison que les couples de valeurs mensuelles des valeurs observées et calculées de ELAC correspondant à une estimation de ELAC par bilan hydrique assez précise, c'est-à-dire les couples de pentes qui ont permis d'établir les corrélations. Toutes les régressions de type $Y = m \cdot X + b_0$ sont rassemblées dans le tableau n° 57 où Y représente la valeur calculée de ELAC et X son estimation directe par bilan hydrique.

Tableau n° 57 : Régressions entre valeurs calculées et mesurées de ELAC.

1973 à 1976	ELAC CALCULEE à partir de :			
	ESN	ECLA	EPEL	ELYSI
ordonnée à l'origine b_0	0,947	1,263	1,094	0,697
penste m	0,859	0,816	0,836	0,893
coeff. de corrélation r	0,931	0,914	0,914	0,946
moyenne des Y : \bar{Y}	6,780	6,831	6,719	6,562
moyenne des X : \bar{X}	6,768	6,824	6,729	6,591
\bar{X} / \bar{Y}	0,998	0,999	1,001	1,001

L'examen des coefficients de corrélation vérifie que ces ajustements sont dans l'ensemble satisfaisants. La pente de la droite de régression n'est pas aussi proche de 1 que l'on aurait pu croire, tout en lui restant systématiquement inférieure. Les ajustements sous-estiment donc les valeurs élevées de ELAC et surestiment les valeurs basses. Ces ajustements sont reportés sur la figure n° 49.

Cela provient pour une bonne part de notre échantillon restreint, amputé des basses valeurs de l'hivernage. Mais on doit aussi y voir une manifestation des situations contradictoires du lac et des bacs : effet "tampon" et microclimat de l'énorme masse d'eau du lac qui plafonne en quelque sorte les fortes valeurs de l'évaporation et "effet d'oasis" autour des minuscules surfaces évaporantes des bacs de ST PAUL. L'ajustement, qui prend mal en compte ces valeurs extrêmes, traduit difficilement les effets antagonistes de l'advection et de l'inertie du lac.

3.1.5.2. Comparaisons entre valeurs mensuelles interannuelles

Les mêmes calculs exécutés avec les valeurs mensuelles interannuelles des évaporations ELAC évaluées par bilan hydrique (1966-1976) et celles calculées par les formules retenues (73 - 76) sont rassemblés dans le tableau n° 58.

Tableau n° 58 : Régression entre valeurs calculées et mesurées de ELAC - Valeurs interannuelles.

	ELAC CALCULEE à partir de :				
	ESN	ECLA	EPEL	ELYSI	EPEN a=0,15
ordonnés à l'origine b_0	1,282	1,156	1,603	1,109	1,156
pente m	0,808	0,815	0,762	0,805	0,815
coeff. de corrélation r	0,931	0,866	0,903	0,856	0,866
moyenne des $Y : \bar{Y}$	6,413	6,387	6,495	6,273	6,387
moyenne des $X : \bar{X}$	6,417	6,417	6,417	6,417	6,417
\bar{X} / \bar{Y}	1,001	1,005	0,988	1,023	1,005

On peut en tirer les mêmes conclusions qu'au paragraphe précédent avec les moyennes mensuelles de 1973 à 1976 : les ajustements établis sous-estiment les fortes valeurs mensuelles de l'évaporation ELAC et surestiment les faibles valeurs, même si par contre l'estimation de la valeur annuelle reste correcte.

En conclusion de ce chapitre 3.1., on vérifie bien que les estimations de l'évaporation d'une grande nappe d'eau restent possibles à partir de mesures sur bacs ou sur lysimètre. Les mesures sur lysimètre ou sur bac Colorado pelouse sont beaucoup plus proches des estimations de l'évaporation des bacs par bilan hydrique, que celles sur Colorado sol nu ou a fortiori au bac Classe A. Mais elles sont plus difficiles à réaliser car on doit disposer d'une pelouse anneau de garde suffisamment grande et bien irriguée, ce qui n'est pas toujours possible. De plus les mesures sur bacs ne sont relativement précises qu'au-delà d'une période de référence suffisante (5 à 10 jours) pour laquelle on obtient une valeur moyenne. Il serait donc illusoire d'espérer utiliser cette méthode dans des conditions satisfaisantes pour des périodes inférieures à la décade.

CORRELATIONS ENTRE ELAC MESUREE ET ELAC CALCULEE A PARTIR DE ESN, ECLA, EPEN, ELYSI ET EPEN

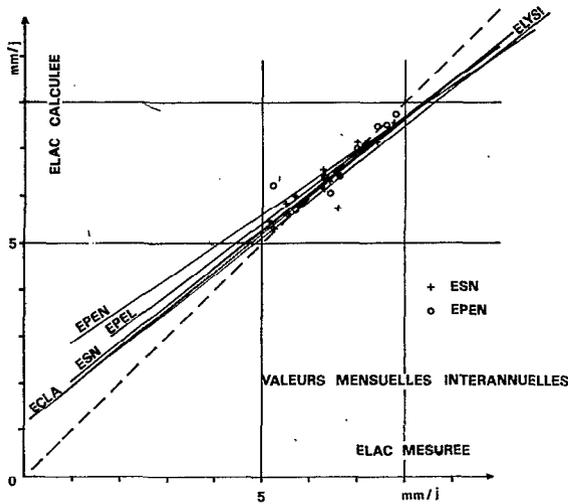


Figure n° 49

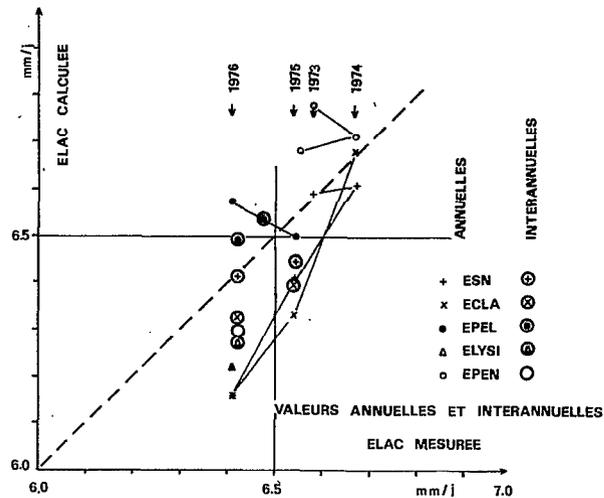


Figure n° 50

3.2. EVALUATIONS DE L'EVAPORATION BASEES SUR LES APPROCHES ENERGETIQUES THEORIQUES PRECEDENTES

Dans la 2ème partie nous avons développé le concept d'évaporation potentielle et explicité ses extrapolations aux interfaces humides de grandes dimensions. Nous avons de la sorte définies, par la prise en compte de diverses hypothèses, sous certaines conditions :

L'évaporation de PENMAN :

$$EPEN = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot Q_{ne} + \frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot E_a \quad (3-51)$$

L'évaporation à l'équilibre :

$$EEQU = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot Q_{ne} \quad (3-52)$$

L'évaporation de PRIESTLEY et TAYLOR :

$$EPRT = \alpha_e \cdot \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot Q_{ne} \quad (3-53)$$

Le présent chapitre sera consacré au calcul de ces diverses évaporations à partir de données mensuelles, annuelles et interannuelles représentatives du lac de BAM observées à la station de ST PAUL, et de celles, représentatives de la mare d'OURSI, relevées à la station de JALAFANKA - OURSI. Ces différents résultats seront alors comparés aux évaluations directes de l'évaporation obtenues par bilan hydrique.

3.2.1. CHOIX DES PARAMETRES NECESSAIRES AUX CALCULS

3.2.1.1. Q_{ne} : Flux d'énergie disponible

Les trois expressions précédentes font intervenir $Q_{ne} = \frac{R_n - G}{Le}$, flux d'énergie disponible, exprimé en mm d'évaporation par jour. Pour la période de calcul on doit donc être en mesure d'évaluer le rayonnement net R_n et le flux conductif transmis à l'eau G , ce qui est difficile dans le cas d'une interface liquide. Cependant, si la période de référence est égale ou supérieure à la journée (décade, mois, année), on peut admettre que la valeur moyenne de G sur la période est nulle et ne seulement considérer que $Q_{ne} = R_n/Le$. Cette approximation est légitime dans le cas de nappes d'eau libre peu profondes pour une période journalière au moins, mais n'est plus valable à l'échelle horaire, puisque G est en général positif et non négligeable durant toute la période d'ensoleillement, et au contraire négatif durant la nuit.

Pour calculer R_n nous utiliserons la formule proposée par RIOU (1972) pour N'DJAMENA et le lac TCHAD :

$$R_n = (1-a)R_g - \sigma \cdot TABRI^4 (0,40 - 0,05 \sqrt{EZABRI}) (0,50 + 0,50 \cdot S/S_0) \quad (3-54)$$

. a est l'albédo, égal à 0,05 pour de l'eau propre, mais qui peut atteindre 0,10 à 0,15 avec les eaux chargées d'argile de l'hivernage. Pour une nappe d'eau couverte de végétation, on peut atteindre 0,15 à 0,20.

. R_g est le rayonnement global, rattaché à la durée d'insolation S par une relation linéaire :

$R_g = G_0(0,56 \cdot S/S_0 + 0,25)$ définie dans le cas de KONGOUSSI, dans la 1ère partie de ce travail, et supposée encore valable pour OURSI avec de nouvelles valeurs mensuelles de S_0 et G_0 calculées pour cette latitude.

. $TABRI$ est la température moyenne sous abri, en °K.

. σ est la constante, déjà citée, de STEFAN-BOLTZMANN que l'on prend égale à $4,92 \cdot 10^{-7} \text{ J.cm}^{-2} \cdot \text{°K}^4 \cdot \text{j}^{-1}$.

. $E2 ABRI$ est la moyenne de la pression partielle de vapeur d'eau sous abri exprimée en mb.

. S/S_0 , déjà cité, est le rapport de la durée d'insolation à la durée du jour.

Ces calculs sont menés avec un éventail de 4 valeurs de l'albédo $a = 0,05, 0,10, 0,15$ et $0,20$, représentatives des diverses conditions de propreté de l'eau et de ses états de surface.

La formule adoptée ici pour définir R_n (RIOU, 1972) introduit deux termes correctifs :

- Le premier $(0,40 - 0,05 \sqrt{EZABRI})$ reste proche des estimations retenues de façon classique lorsque l'émissivité ϵ est prise égale à 1. Dans sa formulation initiale, PENMAN adoptait $(0,56 - 0,08 \sqrt{EZABRI})$, mais d'autres auteurs (GOSS et BULTOT, 1956) proposent : $(0,34 - 0,035 \sqrt{EZABRI})$ ou encore (BULTOT) : $(0,52 + 0,066 \sqrt{EZABRI})$.

- Le deuxième $(0,5 + 0,5 \cdot S/S_0)$ introduit une correction due aux nuages, différente de celle adoptée classiquement par PENMAN : $(0,1 + 0,9 \cdot S/S_0)$. Mais RIOU (1972) a montré que l'estimation de PENMAN majorait le bilan radiatif de grande longueur d'onde en zone sèche et le sous-estimait en zone humide. Ainsi la formulation adoptée par RIOU donnerait des résultats comparables à ceux de BULTOT sauf par ciel très clair. Ce dernier applique en fait la même formule $(0,5 + 0,5 \cdot S/S_0)$ que RIOU, mais pour la seule durée du jour.

Il conviendrait d'ajouter un dernier terme correctif tenant compte de la différence de température entre l'air et la surface évaporante. Indispensable dans le cas d'une surface évaporante végétale, on peut le négliger pour une nappe d'eau libre dont la température de surface reste voisine de celle de l'air (tout au moins en ce qui concerne les moyennes journalières).

3.2.1.2. Δ et γ , paramètres climatiques

Δ est la dérivée en fonction de la température de la pression de vapeur d'eau saturante ($\Delta = \frac{de^s}{dT}$) pour la température moyenne sous abri $T = TABRI$.

Cette donnée est commodément estimée par une conique :

$$\Delta = T^2/457 - T/178 + 0,662, \text{ en mb.}^\circ\text{C}^{-1}. \quad (3-55)$$

γ est la constante psychrométrique, définie par $\frac{C_p \cdot P}{0,622 \cdot Le} \approx 0,65 \text{ mb.}^\circ\text{C}^{-1}$, pour une pression atmosphérique $P = 975 \text{ mb}$, estimation raisonnable à KONGOUSSI et OURSI.

$\Delta/\Delta+\gamma$ et $\gamma/\Delta+\gamma$ varient donc avec la seule température, nous avons rassemblé certaines de leurs valeurs dans le tableau suivant.

TABRI	Δ	$\gamma/\Delta+\gamma$	$\Delta/\Delta+\gamma$
5	0,69	0,49	0,51
10	0,82	0,44	0,56
15	1,07	0,38	0,62
20	1,42	0,31	0,69
25	1,89	0,26	0,74
30	2,46	0,21	0,79
35	3,15	0,17	0,83
40	3,94	0,14	0,86
45	4,84	0,12	0,88

Tableau n° 63 :
Variations de Δ , $\Delta/\Delta+\gamma$, $\gamma/\Delta+\gamma$
en fonction de TABRI.

3.2.1.3. E_a , pouvoir évaporant de l'air

Dans l'équation (2-235) nous avons défini E_a :

$$E_a = f(\overline{u_r}) \cdot (e_a^s - \overline{e_a}), \text{ qui devient avec les notations particulières de ce chapitre :}$$

$$E_a = f(UZABRI) \cdot (EWABRI - E2ABRI). \quad (3-56)$$

Dans cette formule $f(UZABRI)$ désigne une fonction de la vitesse du vent, que l'on peut définir par application de la loi de DALTON au Colorado sol nu de la station climatique de référence ; $EWABRI$ est la pression de vapeur d'eau saturante à la température de l'abri TABRI. Le paragraphe 3.1.3. nous a permis de définir par régressions linéaires les fonctions de vent valables à ST PAUL et à OURSI :

$$\text{ST PAUL} \quad f(UZABRI) = 0,311 (1 + 0,304 \cdot UZABRI) \quad (3-57)$$

$$\text{OURSI} \quad f(UZABRI) = 0,36 (1 + 0,28 \cdot UZABRI) \quad (3-58)$$

Ces formules permettront de calculer le E_a de la formule de PENMAN.

3.2.2. CALCUL DE EEQU, EPRT ET EPEN AU LAC DE BAM ET A LA MARE D'OURSI

Les données nécessaires à ces calculs sont les moyennes mensuelles, annuelles et interannuelles de TABRI, E2ABRI, U2ABRI et S, ainsi que pour chaque situation géographique les S_0 et G_0 mensuels. Les programmes de calcul permettent d'évaluer R_G , E_a et $\frac{Y}{\Delta+\gamma} \cdot E_a$, (puis pour diverses valeurs de a) R_n , $EEQU = \frac{\Delta}{\Delta+\gamma} \cdot R_n$, EPRT et EPEN.

3.2.2.1. Etude du lac de BAM

Les valeurs moyennes mensuelles de TABRI, E2ABRI, U2ABRI et S à la station SAINT PAUL sont récapitulées dans les tableaux 10 à 13 pour les valeurs annuelles 1973 à 1976 et dans le tableau 14 pour les valeurs moyennes interannuelles.

Les résultats des calculs figurant dans le tableau général n° 59 pour les années 1973 à 1976, et dans le tableau n° 60 pour les résultats interannuels.

3.2.2.2. Etude de la mare d'OURSI

En ce qui concerne la station climatique de JALAFANKA, station de référence de la mare d'OURSI, les valeurs mensuelles, annuelles et interannuelles de TABRI figurent dans le tableau n° 30, les valeurs de E2ABRI dans le tableau n° 35, celles de U2ABRI dans le tableau n° 36, enfin les valeurs de l'insolation S dans le tableau n° 38.

Les résultats se trouvent dans le tableau n° 61 pour les années 1976 à 1981 et dans le tableau n° 62 pour les moyennes interannuelles.

3.2.3. COMPARAISONS DES RESULTATS PRECEDENTS AVEC LES EVAPORATIONS ESTIMEES PAR BILAN HYDRIQUE

Malgré les imprécisions qui s'attachent à la définition directe de l'évaporation par un bilan hydrique, il demeure utile de comparer ces résultats aux calculs précédents.

3.2.3.1. Evaporation d'équilibre EEQU

Les résultats montrent, qu'au lac de BAM comme à la mare d'OURSI, l'évaporation à l'équilibre EEQU reste systématiquement inférieure aux évaporations mensuelles et annuelles évaluées par bilan hydrique.

Dans le cas toutefois du lac de BAM, il est satisfaisant de constater que les estimations par bilan hydrique des valeurs moyennes interannuelles des évaporations des mois d'Août et Septembre semblent proches des valeurs calculées de EEQU avec un albédo $a = 0,10$, représentatif des eaux sales de cette période de l'année. Durant les mois de plein hivernage il est de fait normal de se trouver approximativement dans les conditions d'équilibre et d'humidité propres à valider le concept à l'équilibre.

3.2.3.2. Evaporation de PRIESTLEY-TAYLOR

Les valeurs de EPRT sont calculées avec une valeur constante de α_e égale à 1,26. On a vu que l'évaporation moyenne interannuelle du lac de BAM est d'environ $6,4 \text{ mm.j}^{-1}$ que l'on peut comparer aux valeurs de EPRT respectivement égales à $6,3 \text{ mm.j}^{-1}$ pour un albédo de 0,05 et $5,8 \text{ mm.j}^{-1}$ pour un albédo de 0,10, c'est-à-dire environ $6,0 \text{ mm.j}^{-1}$ pour un albédo de 0,08 sans doute représentatif des conditions annuelles moyennes du lac de BAM.

La formule de PRIESTLEY-TAYLOR sous-estime donc d'environ $0,5 \text{ mm.j}^{-1}$ l'évaporation réelle du lac de BAM avec un coefficient $\alpha_e = 1,26$. L'erreur relative est d'environ 10 % et d'après nos données interannuelles la bonne constante de PRIESTLEY-TAYLOR du lac de BAM serait :

$$\alpha_e = 1,34$$

Cette sous-estimation (avec $\alpha_e = 1,26$) provient de la non-prise en compte par les hypothèses de PRIESTLEY des phénomènes d'advection, d'autant plus importants ici que la surface du lac de BAM (et sa largeur dans l'axe des vents dominants du N.E.) est relativement faible et que les différences de température et d'humidité entre la surface du lac et les surfaces environnantes sont plus grandes.

Le calcul systématique en données interannuelles des coefficients α_e de PRIESTLEY à partir des valeurs mensuelles calculées de EEQU et des valeurs mesurées de ELAC, pour le lac de BAM et pour la mare d'OURSI, est très significatif :

TABIEAU n° 60

Interannuel

	J	F	M	A	M	J	J	J	A	S	A	D	M
TABRI	22,3	29,7	32,5	32,4	30,7	29,0	27,6	27,3	26,8	26,3	28,8	25,7	27,7
EZABRI	7,3	10,4	15,4	14,2	20,6	2,39	1,91	1,56	1,36	1,36	21,4	11,7	16,9
UZABRI	1,45	1,54	0,77	0,74	2,19	0,74	0,73	0,65	0,65	0,70	1,08	0,87	1,58
S/S0	0,82	0,87	2,98	2,98	14,3	14,5	14,4	14,1	14,2	14,3	23,40	20,71	0,76
Rg	2,51	3,02	3,09	3,02	2,76	2,76	2,31	2,31	2,31	2,31	7,5	8,9	9,3
Ea	8,8	11,0	11,0	11,0	11,4	11,4	11,4	11,4	11,4	11,4	16,4	16,4	2,14
$\frac{\Delta+y}{y} \cdot Ea$	1085	1338	1451	1451	1822	1822	1871	1871	1871	1871	1610	1317	1571
Rn	3,20	4,03	4,03	4,03	4,03	4,03	4,03	4,03	4,03	4,03	5,20	5,20	5,00
EEQU	4,03	5,21	5,96	5,96	7,75	7,75	8,47	8,47	8,47	8,47	6,84	6,31	6,30
EPRT	5,71	7,75	7,75	7,75	8,86	8,86	9,74	9,74	9,74	9,74	10,83	10,83	7,14
EPEN	5,71	7,75	7,75	7,75	8,86	8,86	9,74	9,74	9,74	9,74	10,83	10,83	7,14
Rn	980	1213	1329	1329	1742	1742	1922	1922	1922	1922	1493	1204	1452
EEQU	2,89	3,76	4,33	4,33	5,67	5,67	6,54	6,54	6,54	6,54	7,44	7,44	4,82
EPRT	3,65	5,46	6,30	6,30	8,09	8,09	9,04	9,04	9,04	9,04	10,90	10,90	5,83
EPEN	3,65	5,46	6,30	6,30	8,09	8,09	9,04	9,04	9,04	9,04	10,90	10,90	5,83
Rn	876	1093	1206	1206	1563	1563	1813	1813	1813	1813	1376	1090	1333
EEQU	2,58	3,39	3,93	3,93	5,23	5,23	6,31	6,31	6,31	6,31	7,62	7,62	4,25
EPRT	3,28	4,27	4,95	4,95	6,59	6,59	7,82	7,82	7,82	7,82	9,30	9,30	5,35
EPEN	3,28	4,27	4,95	4,95	6,59	6,59	7,82	7,82	7,82	7,82	9,30	9,30	5,35
Rn	771	973	1084	1084	1433	1433	1720	1720	1720	1720	1259	977	1214
EEQU	2,28	3,02	3,53	3,53	4,80	4,80	5,81	5,81	5,81	5,81	7,03	7,03	3,87
EPRT	2,87	3,80	4,45	4,45	5,99	5,99	7,20	7,20	7,20	7,20	8,62	8,62	4,87
EPEN	2,87	3,80	4,45	4,45	5,99	5,99	7,20	7,20	7,20	7,20	8,62	8,62	4,87
ELAC	5,7	6,3	7,0	7,0	7,8	7,8	8,6	8,6	8,6	8,6	10,4	10,4	6,00
	5,7	6,3	7,0	7,0	7,8	7,8	8,6	8,6	8,6	8,6	10,4	10,4	6,00

TABLEAU n° 61 : Etude de la Mare d'OURSIS - Calcul de Rn, EEQU, EPRT et EPEN

	TABRI	E2ABRI	U2ABRI	S	RG	Ea	Y Δ+Y	Ea	a = 0,05				a = 0,10				a = 0,15				a = 0,20				ELAC
									Rn	EEQU	EPRT	EPEN	Rn	EEQU	EPRT	EPEN	Rn	EEQU	EPRT	EPEN	Rn	EEQU	EPRT	EPEN	
1977	J	25,2	8,5	2,2	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	5,2	
	F	25,1	6,2	2,7	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,4	
	M	28,0	3,5	3,1	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	6,7	
	A	33,5	7,6	2,9	6,0	2006	28,8	5,24	1044	3,53	4,45	8,77	944	3,19	4,02	8,43	844	2,85	3,60	8,09	744	2,52	3,17	7,75	13,3
	M	34,0	16,2	3,3	8,1	2385	25,7	4,57	1535	5,22	6,57	9,79	1417	4,81	6,06	8,38	1298	4,41	5,55	8,98	1179	4,00	5,05	8,57	(14,8)
	J	33,0	18,0	4,2	6,7	2129	25,3	4,69	1392	4,69	5,91	9,38	1286	4,33	5,46	9,02	1180	3,97	5,01	8,67	1074	3,62	4,55	8,31	-
	J	29,4	22,3	3,7	6,5	2085	13,7	2,93	1460	4,74	5,98	7,67	1356	4,41	5,55	7,34	1252	4,07	5,12	7,00	1148	3,73	4,70	6,66	-
	A	28,5	24,5	3,1	6,5	2086	9,7	2,15	1499	4,62	6,07	6,87	1395	4,49	5,65	6,63	1291	4,15	5,23	6,30	1187	3,82	4,81	5,97	-
	S	29,5	23,7	1,8	8,4	2398	9,5	2,02	1718	5,59	7,04	7,61	1599	5,20	6,55	7,22	1479	4,81	6,06	6,83	1360	4,42	5,57	6,44	-
	O	31,0	13,8	1,6	9,8	2535	16,2	3,26	1563	5,16	6,50	8,42	1436	4,74	5,98	8,00	1310	4,33	5,45	7,58	1184	3,91	4,93	7,17	7,4
	N	26,2	5,9	2,0	10,6	2477	15,8	3,84	1266	3,96	4,99	7,80	1143	3,57	4,50	7,41	1020	3,19	4,01	7,03	896	2,80	3,53	6,64	5,0
	D	23,2	5,7	2,4	9,8	2192	13,7	3,76	1061	3,18	4,00	6,94	952	2,85	3,59	6,61	843	2,52	3,18	6,29	734	2,20	2,77	5,96	5,2
	M	28,9	13,0	2,75	-	2230	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
1978	J	23,7	6,8	2,6	10,1	2291	14,0	3,77	1174	3,54	4,46	7,31	1060	3,20	4,03	6,97	946	2,85	3,59	6,63	831	2,51	3,16	6,28	5,5
	F	27,7	10,1	2,2	9,2	2330	15,7	3,61	1319	4,20	5,29	7,81	1203	3,83	4,83	7,44	1087	3,46	4,36	7,07	971	3,09	3,90	6,70	5,0
	M	31,1	7,1	2,2	9,6	2570	22,2	4,43	1403	4,64	5,85	9,07	1275	4,22	5,31	8,64	1147	3,79	4,78	8,22	1019	3,37	4,25	7,80	5,8
	A	32,9	13,0	2,8	8,7	2485	23,1	4,36	1538	5,15	6,49	9,51	1414	4,74	5,97	9,10	1290	4,32	5,45	8,68	1166	3,91	4,92	8,27	6,3
	M	34,3	19,7	3,8	9,0	2543	25,6	4,51	1729	5,89	7,42	10,40	1602	5,46	6,87	9,96	1476	5,02	6,33	9,53	1349	4,59	5,79	9,10	7,4
	J	32,0	22,1	4,2	9,0	2529	20,0	3,83	1788	5,97	7,52	9,80	1662	5,55	6,99	9,39	1536	5,12	6,46	8,97	1410	4,70	5,93	8,55	9,0
	J	29,2	22,3	4,3	8,5	2433	14,5	3,12	1736	5,62	7,09	8,74	1614	5,23	6,59	8,35	1493	4,84	6,10	7,96	1372	4,45	5,60	7,56	(10,4)
	A	28,8	23,6	3,0	10,1	2717	10,8	2,31	1984	6,41	8,06	8,72	1848	5,96	7,51	8,28	1713	5,53	6,96	7,85	1578	5,09	6,41	7,41	-
	S	29,9	22,3	2,3	8,7	2451	11,8	2,47	1731	5,65	7,12	8,12	1609	5,25	6,62	7,72	1487	4,85	6,12	7,32	1364	4,46	5,61	6,92	-
	O	31,7	14,4	2,2	9,5	2484	18,8	3,68	1534	5,10	6,43	8,78	1410	4,69	5,91	8,36	1287	4,28	5,39	7,95	1163	3,87	4,87	7,54	6,1
	N	27,9	7,8	2,6	9,6	2317	18,5	4,21	1210	3,86	4,87	8,07	1095	3,50	4,40	7,70	980	3,13	3,94	7,34	864	2,76	3,48	6,97	6,0
	D	25,2	8,8	2,2	9,8	2192	13,5	3,43	1141	3,52	4,43	6,95	1032	3,18	4,01	6,61	923	2,84	3,58	6,27	813	2,51	3,16	5,94	4,8
	M	29,5	14,8	2,87	9,7	2518	17,2	3,65	1598	5,20	6,55	8,85	1473	4,79	6,03	8,44	1347	4,38	5,52	8,04	1222	3,97	5,01	7,63	-
1979	J	25,8	4,3	2,5	8,7	2076	17,7	4,38	916	2,85	3,59	7,23	813	2,53	3,18	6,91	709	2,21	2,78	6,58	606	1,88	2,37	6,26	5,2
	F	25,4	3,0	2,5	10,6	2561	18,0	4,53	1229	3,80	4,79	8,33	1101	3,40	4,29	7,94	974	3,01	3,79	7,54	846	2,62	3,30	7,15	6,8
	M	30,8	9,6	3,1	8,5	2378	23,4	4,73	1359	4,48	5,64	9,21	1240	4,09	5,15	8,82	1122	3,70	4,66	8,43	1003	3,31	4,17	8,04	7,1
	A	32,7	10,5	2,6	9,5	2627	24,3	3,55	1567	5,26	6,63	9,81	1436	4,82	6,08	9,37	1305	4,38	5,52	8,93	1175	3,94	4,97	8,49	(12,0)
	M	33,6	20,5	3,5	7,4	2261	22,5	4,07	1535	5,20	6,55	9,27	1423	4,82	6,07	8,89	1310	4,43	5,59	8,51	1197	4,05	5,11	8,12	(14,7)
	J	31,6	21,5	3,6	7,6	2285	18,1	3,54	1590	5,28	6,66	8,82	1476	4,90	6,16	8,44	1362	4,53	5,70	8,07	1240	4,15	5,23	7,69	-
	J	30,5	24,8	3,8	8,3	2399	14,0	2,87	1743	5,73	7,22	8,60	1624	5,34	6,72	8,21	1504	4,94	6,23	7,81	1385	4,55	5,73	7,42	-
	A	29,5	23,5	3,2	8,7	2472	12,1	2,57	1782	5,80	7,30	8,37	1659	5,39	6,80	7,97	1536	4,99	6,29	7,57	1413	4,59	5,79	7,17	-
	S	29,7	23,2	2,7	8,3	2360	11,7	2,47	1694	5,52	6,95	7,99	1575	5,13	6,47	7,61	1457	4,75	5,98	7,22	1338	4,36	5,49	6,83	-
	O	31,8	17,4	2,0	8,5	2314	16,6	3,24	1481	4,93	6,21	8,17	1366	4,55	5,73	7,78	1251	4,16	5,25	7,40	1135	3,78	4,76	7,01	5,3
	N	28,3	8,5	2,0	9,7	2333	16,8	3,77	1239	3,97	5,01	7,74	1123	3,60	4,54	7,36	1006	3,23	4,07	6,99	890	2,86	3,60	6,62	6,0
	D	23,2	7,4	2,8	9,4	2132	13,5	3,72	1083	3,24	4,09	6,96	977	2,92	3,69	6,64	871	2,61	3,28	6,32	764	2,29	2,88	6,00	5,3
	M	29,4	14,5	2,86	8,7	2348	17,2	3,67	1469	4,77	6,01	8,44	1352	4,39	5,53	8,06	1235	4,01	5,05	7,68	1117	3,63	4,57	7,30	-

TABLEAU n° 61 : SUITE

	TABRI	E2ABRI	UZABRI	S	RG	Ea	Y Δ*Y.Ea	a = 0,05				a = 0,10				a = 0,15				a = 0,20				ELAC				
								Rn	EEQU	EPRT	EPEN		Rn	EEQU	EPRT	EPEN												
1980	J	26,1	11,6	2,3	9,0	2122	13,1	3,21	1180	3,68	4,84	6,89	1074	3,35	4,22	6,56	968	3,02	3,81	6,23	863	2,69	3,39	5,90	5,2			
	F	27,3	8,8	2,9	8,9	2281	17,9	4,17	1252	3,97	5,00	8,14	1139	3,61	4,55	7,78	1025	3,25	4,09	7,42	911	2,89	3,64	7,06	6,8			
	M	30,6	4,6	3,0	9,9	2622	26,0	5,31	1344	4,42	5,57	9,73	1213	3,89	5,03	9,30	1083	3,56	4,49	8,87	952	3,13	3,95	8,44	(10,7)			
	A	34,8	8,7	2,7	9,2	2573	29,7	5,13	1448	4,95	6,24	10,08	1319	4,51	5,68	9,84	1191	4,07	5,13	9,20	1063	3,63	4,58	8,76	-			
	M	36,2	16,2	3,3	10,1	2737	30,4	4,98	1774	6,13	7,73	11,11	1638	5,66	7,13	10,84	1501	5,19	6,54	10,17	1365	4,72	5,94	9,69	-			
	J	32,6	22,7	4,0	8,3	2407	20,2	3,81	1700	5,70	7,18	9,51	1580	5,30	6,68	9,11	1460	4,90	6,17	8,71	1340	4,49	5,66	8,30	-			
	J	29,6	23,4	3,7	8,7	2468	13,2	2,81	1780	5,79	7,30	8,60	1657	5,39	6,80	8,20	1534	4,99	6,29	7,80	1411	4,59	5,79	7,40	-			
	A	28,2	24,0	2,7	8,9	2507	9,0	2,02	1829	5,86	7,38	7,88	1704	5,46	6,88	7,48	1579	5,06	6,37	7,08	1454	4,66	5,87	6,68	-			
	S	31,0	20,5	2,3	9,5	2591	14,5	2,90	1795	5,93	7,47	8,83	1665	5,50	6,93	8,40	1536	5,08	6,39	7,98	1407	4,85	5,86	7,55	7,5			
	D	32,1	16,5	2,3	9,7	2518	18,6	3,56	1607	5,37	6,76	8,93	1481	4,95	6,23	8,51	1356	4,53	5,70	8,09	1230	4,11	5,18	7,67	6,4			
	N	28,8	7,6	2,0	9,4	2285	17,2	3,86	1179	3,78	4,76	7,64	1065	3,41	4,30	7,28	951	3,05	3,84	6,91	838	2,68	3,38	6,55	5,7			
	D	22,9	6,5	2,6	8,9	2057	13,3	3,71	1010	3,01	3,79	6,72	907	2,70	3,41	6,41	805	2,40	3,02	6,11	702	2,09	2,64	5,80	5,2			
	M	30,0	14,3	2,82	9,2	2433	18,1	3,78	1519	4,97	6,26	8,75	1398	4,57	5,76	8,38	1277	4,17	5,26	7,96	1155	3,78	4,76	7,56	-			
1981	J	21,8	3,3	2,7	10,1	2291	14,4	4,20	1057	3,09	3,90	7,29	943	2,76	3,48	6,96	829	2,43	3,06	6,63	714	2,09	2,64	6,29	5,5			
	F	26,8	9,6	3,0	9,7	2413	17,0	4,03	1371	4,32	5,44	8,95	1251	3,94	4,96	7,97	1131	3,56	4,49	7,59	1011	3,18	4,01	7,22	5,7			
	M	31,3	13,4	2,7	8,6	2396	20,4	4,05	1468	4,86	6,13	8,91	1349	4,47	5,63	8,52	1230	4,07	5,13	8,12	1110	3,68	4,63	7,73	6,2			
	A	34,0	9,5	3,0	8,5	2449	29,0	5,16	1398	4,75	5,98	9,91	1276	4,33	5,46	9,49	1154	3,92	4,94	9,08	1032	3,50	4,42	8,66	-			
	M	34,4	18,6	3,8	9,2	2578	26,6	4,67	1731	5,90	7,43	10,57	1602	5,46	6,88	10,13	1474	5,02	6,33	9,69	1345	4,58	5,78	9,25	-			
	J	33,5	19,6	4,3	9,9	2685	25,5	4,64	1845	6,24	7,86	10,88	1711	5,79	7,29	10,42	1577	5,33	6,72	9,97	1443	4,88	6,15	9,52	-			
	J	30,0	24,5	3,8	9,5	2607	13,3	2,78	1908	6,24	7,86	9,02	1778	5,81	7,32	8,60	1648	5,99	6,79	8,17	1518	4,96	6,25	7,75	-			
	A	29,0	23,3	3,1	9,7	2647	11,3	2,45	1921	6,21	7,83	8,66	1789	5,79	7,29	8,23	1657	5,36	6,75	7,81	1525	4,93	6,21	7,38	-			
	S	30,5	24,7	2,7	9,1	2521	12,0	3,46	1827	6,00	7,56	8,46	1701	5,59	7,04	8,04	1575	5,18	6,52	7,63	1450	4,76	6,00	7,21	6,7			
	D	32,2	11,2	2,0	10,0	2569	20,7	3,97	1500	5,01	6,32	8,98	1372	4,58	5,78	6,55	1244	4,16	5,24	6,12	1116	3,73	4,70	7,69	6,5			
	N	26,3	7,7	2,8	9,7	2333	17,0	4,13	1238	3,87	4,88	8,00	1122	3,51	4,42	7,64	1006	3,15	3,97	7,28	889	2,78	3,51	6,91	5,7			
	D	24,1	5,9	2,2	9,4	2132	14,0	3,72	1020	3,09	3,90	6,81	913	2,77	3,49	6,49	807	2,45	3,09	6,17	701	2,13	2,68	5,85	5,5			
	M	29,5	14,3	3,01	9,5	2484	17,9	3,80	1561	5,08	6,40	8,88	1437	4,67	5,89	8,48	1314	4,27	5,38	6,08	1190	3,87	4,87	7,67	-			

TABLEAU n° 62

INTERANUEL	J	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	M											
	24,5	6,9	2,4	9,5	2199	14,3	3,75	1108	3,38	4,26	7,13	999	3,05	3,84	6,79	889	2,71	3,42	6,46	780	2,38	3,00	6,12	5,3
26,5	7,5	2,6	9,6	2396	16,8	4,06	1297	4,07	5,13	8,13	1178	3,70	4,66	7,75	1058	3,32	4,18	7,38	939	2,95	3,71	7,00	6,1	
30,4	7,6	2,8	9,2	2500	23,0	4,73	1383	4,54	5,72	9,27	1259	4,13	5,21	8,86	1134	3,72	4,69	8,45	1010	3,31	4,18	8,04	6,4	
33,6	9,9	2,8	8,4	2431	27,1	4,90	1402	4,75	5,98	9,65	1281	4,34	5,46	9,24	1160	3,93	4,95	8,83	1039	3,52	4,43	8,42	(10,5)	
34,5	18,2	3,5	8,8	2508	26,1	4,55	1668	5,69	7,17	10,24	1543	5,26	6,63	9,81	1416	4,84	6,09	9,39	1293	4,41	5,56	8,96	-	
32,5	20,8	4,1	8,5	2442	21,8	4,11	1691	5,67	7,14	9,78	1562	5,26	6,63	9,37	1448	4,85	6,11	8,96	1326	4,44	5,60	8,56	-	
29,7	23,5	3,9	8,3	2399	13,7	2,90	1726	5,62	7,09	8,52	1607	5,24	6,60	8,13	1487	4,85	6,11	7,74	1367	4,46	5,61	7,35	-	
28,5	24,0	3,0	8,8	2489	9,9	2,19	1812	5,83	7,34	8,02	1688	5,43	6,84	7,62	1564	5,03	6,34	7,22	1440	4,63	5,83	6,82	-	
29,7	23,2	2,4	8,8	2468	11,1	2,35	1763	5,75	7,24	8,10	1640	5,34	6,73	7,70	1517	4,94	6,23	7,30	1394	4,54	5,72	6,90	(7,0)	
30,9	16,0	2,1	9,5	2484	16,4	3,30	1502	5,22	6,58	8,52	1458	4,81	6,06	8,12	1335	4,40	5,55	7,71	1211	4,00	5,03	7,30	6,3	
27,6	8,0	2,2	9,8	2349	16,8	3,87	1242	3,95	4,98	7,82	1125	3,58	4,51	7,45	1008	3,21	4,04	7,08	891	2,83	3,57	6,70	5,7	
23,8	7,6	2,4	9,5	2147	13,1	3,53	1092	3,30	4,16	6,83	985	2,97	3,75	6,51	878	2,65	3,34	6,19	771	2,33	2,93	5,86	5,2	
M	29,4	14,4	2,85	9,0	2399	17,2	3,68	1503	4,88	6,15	8,56	1384	4,49	5,66	8,18	1264	4,11	5,17	7,79	1145	3,72	4,68	7,40	-

	B A M		OURS I
	a=0,05	0,10	0,10
J	1,78	1,97	1,74
F	1,53	1,68	1,65
M	1,48	1,62	1,55
A	1,40	1,52	-
M	1,28	1,38	-
J	1,20	1,29	-
J	1,18	1,27	-
A	0,93	1,0	-
S	0,93	1,0	1,31
O	1,21	1,31	1,31
N	1,56	1,71	1,59
D	1,70	1,88	1,75
M	1,28	1,39	-

TABLEAU n° 64

Valeur de $\alpha_e = ELAC/EEQU$

au lac de BAM et à la mare d'OURS I

Ce tableau montre que les valeurs mensuelles de α_e suivent assez bien l'importance de l'advection pour chaque mois considéré :

- Pour les mois d'hivernage, α_e reste voisin de 1 et l'advection est minime.
- α_e prend au contraire ses plus fortes valeurs entre Novembre et Mars, mois pour lesquels l'advection est importante, en liaison avec de fortes valeurs de la vitesse du vent et de faibles valeurs de l'humidité.

Ainsi l'évaporation annuelle de surfaces d'eau placées dans des conditions advectives est sous-estimée par la formule de PRIESTLEY-TAYLOR. Cette sous-estimation est encore plus marquée à l'échelle mensuelle pour les mois caractérisés par une forte advection.

Cependant les résultats de RIOU (1972) montrent qu'elle redevient utilisable pour de très vastes étendues d'eau (lac Tchad), pourtant placée en situation advective, pour lesquelles la valeur moyenne de $\alpha_e = 1,26$ est satisfaisante à l'échelle annuelle.

3.2.3.3. Evaporation de PENMAN

Les valeurs calculées de EPEN peuvent être comparées aux valeurs estimées par bilan hydrique ELAC.

. Etude du lac de BAM

Pour les 4 années 1973 à 1976 l'échantillon commun comporterait 34 couples de valeurs, mais si l'on écarte les valeurs trop peu fiables de ELAC il ne reste que 23 couples de valeurs. Nous avons systématiquement effectué les corrélations linéaires entre ELAC et les valeurs de EPEN calculées pour 4 valeurs de l'albédo a. Les résultats de ces corrélations sont rassemblés dans le tableau n° 65 qui donne la pente m, l'abscisse à l'origine b_0 et le coefficient de corrélation r des régressions du type : $ELAC = m.EPEN + b_0$.

TABLEAU n° 65	Echantillon 34 valeurs				Echantillon 23 valeurs			
	a=0,05	0,10	0,15	0,20	0,05	0,10	0,15	0,20
pente : m	0,51	0,57	0,58	0,61	0,53	0,61	0,62	0,66
ordonnée origine : b_0	3,25	3,00	3,17	3,21	2,98	2,57	2,76	2,80
coeff. de corrélation : r	0,83	0,85	0,85	0,85	0,87	0,90	0,91	0,91

Des corrélations semblables ont pu être conduites à partir des 12 couples de valeurs mensuelles moyennes interannuelles de ELAC et EPEN. Les paramètres d'ajustement de ces régressions sont rassemblés dans le tableau n° 66.

TABLEAU n° 66	12 valeurs, avec Août et Septembre				10 valeurs, sans Août et Septembre			
	a=0,05	0,10	0,15	0,20	0,05	0,10	0,15	0,20
pente : m	0,73	0,76	0,79	0,83	0,65	0,68	0,70	0,73
ordonnée origine : b_0	1,24	1,32	1,40	1,50	1,99	2,06	2,14	2,24
coeff. de corrélation : r	0,88	0,88	0,88	0,88	0,98	0,98	0,98	0,98

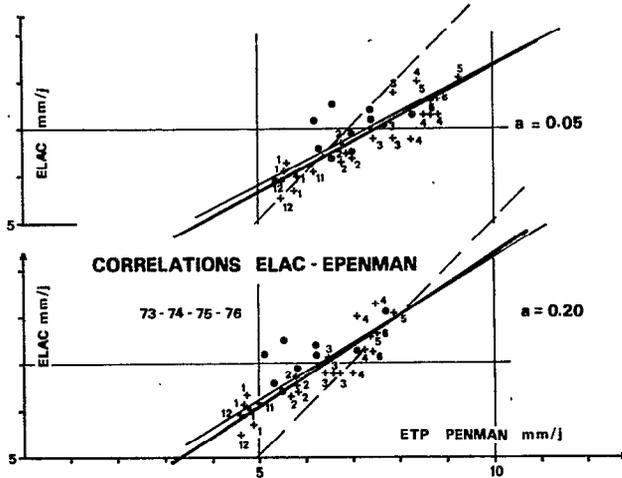


Figure n°46

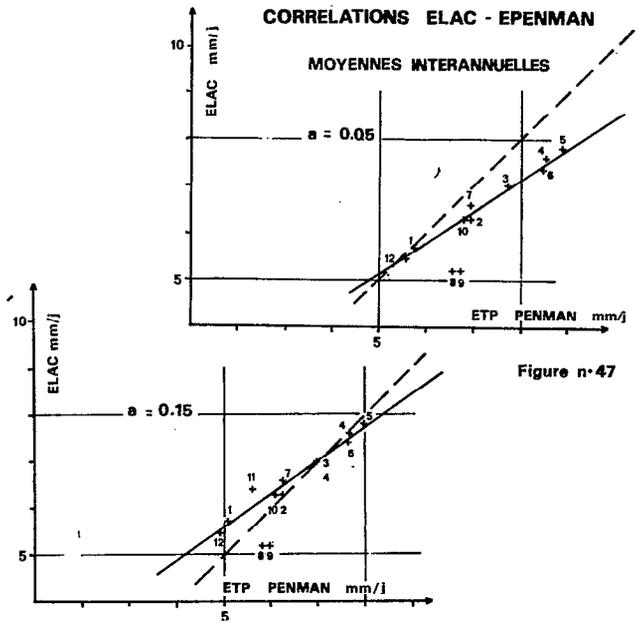


Figure n°48

La comparaison entre évaporations annuelles ELAC et EPEN montre que la valeur de EPEN la plus proche de ELAC serait obtenue pour un albédo voisin de 0,15, c'est-à-dire beaucoup trop pour les eaux du lac de BAM. L'évaporation PENMAN, pour un albédo $a = 0,08$ plus vraisemblable est voisine de 7 mm.j^{-1} , ce qui traduit donc une surestimation de l'évaporation par la formule de PENMAN de près de 10 %.

L'analyse des valeurs mensuelles de ELAC et EPEN dans le tableau 65 montre que le rapport ELAC/EPEN évolue considérablement en cours d'année. En fait l'évaporation PENMAN surestime les valeurs de l'évaporation durant l'hivernage et la saison sèche chaude (Avril à Septembre) et sous-estime au contraire cette même évaporation durant la saison sèche fraîche. Les faibles valeurs de EPEN sont systématiquement inférieures aux faibles valeurs de ELAC et inversement les fortes valeurs de ELAC supérieures à celles de EPEN correspondantes.

Il convient néanmoins de rappeler que ces ajustements reposent sur des échantillons dont les valeurs ELAC de Août et Septembre sont absentes (cas des valeurs mensuelles de 73 à 76) ou peu fiables (cas des valeurs moyennes interannuelles).

. Etude de la mare d'OURSIS

Le manque d'estimations assez précises de ELAC pour la plus grande partie de l'année empêche de faire des comparaisons satisfaisantes avec les EPEN calculées. Néanmoins durant la saison sèche (Octobre à Mars) où les ELAC sont accessibles, cette comparaison semble montrer que là aussi la formule de PENMAN surestime systématiquement l'évaporation de la mare d'OURSIS, pour autant que les estimations de ELAC retenues soient effectivement représentatives du bilan hydrique très délicat de la mare d'OURSIS.

. Parts respectives de R_n et de E_a dans la formule de PENMAN

La formule de PENMAN est la somme de deux termes, l'un énergétique $\frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot R_n$ et l'autre advectif $\frac{\gamma}{\Delta + \gamma} \cdot E_a$. Cette simplicité apparente, qui a fait le succès de cette équation repose sur des hypothèses simplificatrices, notamment sur l'égalité de la température de la surface évaporante et de la température de l'air exprimée par :

$$\frac{e_s^* - e_a^*}{T_s - T_a} = \Delta(T_a)$$

En fait T_s est le plus souvent \neq de T_a :

si $T_s > T_a$, $\frac{e_s^* - e_a^*}{T_s - T_a} > \Delta(T_a)$ et l'on fait une erreur par défaut en écrivant $\Delta_s^a = \Delta(T_a)$

si $T_s < T_a$, $\frac{e_s^* - e_a^*}{T_s - T_a} < \Delta(T_a)$ et l'on fait une erreur par excès en écrivant $\Delta_s^a = \Delta(T_a)$

Le terme énergétique en $\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}$ est relativement peu sensible à cette imprécision, tandis que le terme advectif en $\frac{\gamma}{\Delta+\gamma}$ y est au contraire plus sensible.

Les coefficients $\Delta/\Delta+\gamma$ et $\gamma/\Delta+\gamma$ sont de nature barycentrique, justifiée par l'approche de PENMAN qui leur octroie leur signification physique :

- Le premier ($\Delta/\Delta+\gamma$) est indiscutable puisqu'il correspond au minimum d'évaporation, pour une énergie disponible donnée Q_{ne} , qui est par définition $EEQU = \frac{\Delta}{\Delta+\gamma} \cdot Q_{ne}$.
- Le second ($\gamma/\Delta+\gamma$) est associé au pouvoir évaporant de l'air $E_a = f(UZABRI) \cdot (EWABRI - EZABRI)$, dont la seule composante "déficit de saturation" est bien définie. La représentativité de la fonction vent est effet discutable, quelle que soit la forme retenue. Certains auteurs (RIOU, 1972) écrivent le terme advectif en introduisant un coefficient multiplicatif λ , qui permet un ajustement entre les valeurs de EPEN ainsi calculées et les évaporations ELAC réellement observées. Le terme advectif devient alors $\lambda \cdot (\gamma/\Delta+\gamma) \cdot E_a$.

Dans le tableau n° 67, qui concerne des moyennes mensuelles interannuelles de divers paramètres par $a = 0,08$, nous avons également calculé les valeurs mensuelles de λ résultant de l'égalité EPEN = ELAC.

	Rn 0,08 mm.j ⁻¹	Ea mm.j ⁻¹	ELAC mm.j ⁻¹	$\frac{\Delta}{\Delta+\gamma}$	EEQU mm.j ⁻¹	$\frac{\gamma}{\Delta+\gamma} \cdot E_a$ mm.j ⁻¹	EPEN $\lambda=1$	ELAC -EEQU	λ
J	4,2	8,8	5,7	0,71	2,98	2,55	5,53	2,72	1,07
F	5,2	11,0	6,3	0,75	3,90	2,75	6,65	2,40	0,87
M	5,7	14,3	7,0	0,79	4,50	3,00	7,50	2,50	0,83
A	6,3	16,4	7,6	0,81	5,10	3,12	8,22	2,50	0,80
M	7,2	14,5	7,8	0,81	5,83	2,76	8,59	1,97	0,71
J	7,4	11,4	7,4	0,80	5,92	2,28	8,20	1,48	0,65
J	6,9	5,8	6,6	0,77	5,31	1,33	6,64	1,29	0,97
A	7,0	4,1	5,2	0,76	5,32	0,98	6,30	-0,12	-0,12
S	7,0	4,4	5,2	0,77	5,39	1,01	6,40	-0,19	-0,19
O	6,3	7,5	6,3	0,78	4,91	1,65	6,56	1,39	0,84
N	5,1	8,9	6,4	0,75	3,82	2,22	6,04	2,58	1,16
D	4,2	8,4	5,5	0,72	3,02	2,35	5,37	2,48	1,06
M	6,2	9,3	6,4	0,77	4,77	2,14	6,91	1,63	0,76

TABLEAU n° 67

Ces résultats sont très significatifs :

- A l'échelle annuelle la part du terme advectif devrait donc être réduite dans un rapport 0,76. RIOU (1972) avait trouvé pour le lac TCHAD 0,59, ce qui est donc cohérent avec nos résultats si l'on tient compte des dimensions beaucoup plus vastes du lac TCHAD.
- Les mois d'Août et Septembre ont un λ négatif que peut expliquer le choix d'un albédo $a = 0,08$, insuffisant pour les mois d'hivernage, qui conduit à une trop forte valeur de EPEN. Un albédo, voisin à 0,10 à 0,12, conduirait à des valeurs de λ positives, mais minimes, significatives de la faible extension de l'advection en hivernage.
- Au contraire, durant la saison sèche fraîche, λ reste supérieur à 1, témoignant ainsi d'une advection importante caractéristique de ces mois très secs et très venteux (Novembre à Février).
- Dès la saison sèche humide λ redevient inférieur à 1 : la formule de PENMAN surestimait donc pour ces mois aussi l'évaporation des grandes nappes d'eau libre.

3.2.4. CONCLUSIONS SUR LES EVALUATIONS ENERGETIQUES DE ELAC

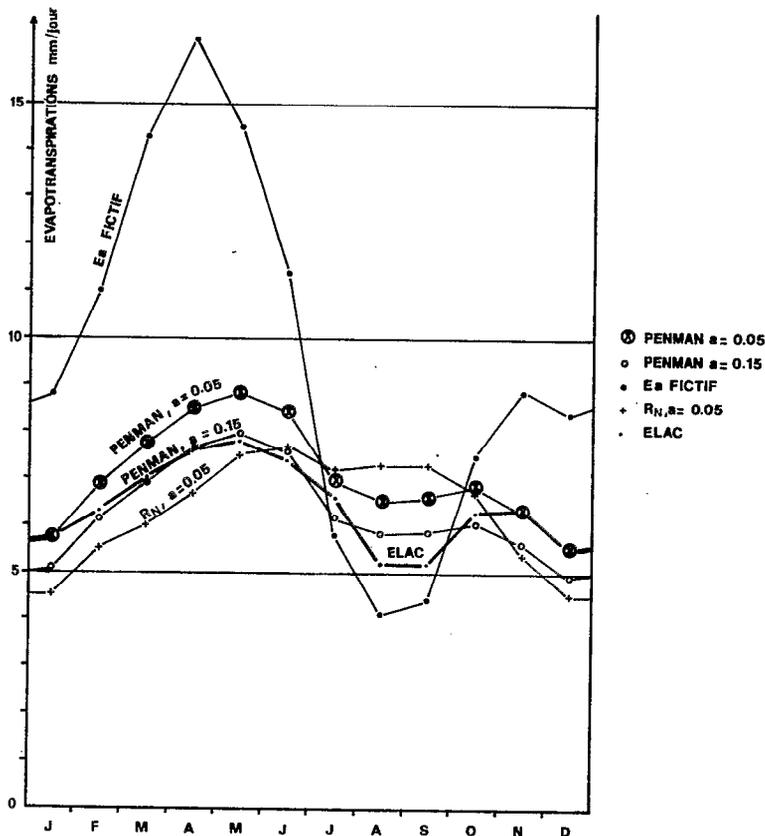
Des résultats précédents on peut conclure :

- L'évaporation à l'équilibre EEQU n'est vraiment significative qu'au cours de l'hivernage, où elle s'approche des valeurs de l'évaporation réellement observées sur le lac. Tout le reste de l'année elle reste systématiquement inférieure aux évaporations observées, ce qui correspond bien à sa signification de minimum évaporatoire dans des conditions de saturation des surfaces environnantes.

- L'évaporation de PRIESTLEY-TAYLOR, EPRT, sous-estime d'environ 10 % l'évaporation réelle de nappes d'eau comparables par la taille et la situation climatique au lac de BAM. Pour des nappes d'eau de plus grandes dimensions (ou placées dans des conditions moins drastiques), il semble que l'évaluation de l'évaporation donnée par la formule de PRIESTLEY-TAYLOR est plus satisfaisante. C'est ce qui ressort notamment des valeurs calculées pour le lac TCHAD.
- L'évaporation PENMAN calculée par la formule classique surestime au contraire l'évaporation de nappes d'eau comparables à la mare d'OURSIS, au lac de BAM ou encore au lac TCHAD. Il est nécessaire d'utiliser une formule dérivée écrite sous la forme :

$$EPEN_{\lambda} = \frac{\Delta}{\Delta + \gamma} \cdot Q_{ne} + \frac{\lambda \cdot \gamma}{\Delta + \gamma} \cdot E_a \quad (3-59)$$

Cette formule donne des résultats satisfaisants à l'échelle annuelle en prenant $\lambda = 0,59$ dans le cas du lac TCHAD (RIOU, 1972) et $\lambda = 0,76$ dans le cas du lac de BAM. A l'échelle mensuelle la valeur de λ est fonction du mois considéré et de ses caractéristiques climatiques.



MOYENNES MENSUELLES INTERANNUELLES DE E. PENMAN

à partir des observations à SAINT - PAUL

3.3. RELATIONS ENTRE L'EVAPORATION DE GRANDES NAPPES D'EAU ET CERTAINES VALEURS CLIMATIQUES
(Températures, Rayonnements global et net).

Il eut été sans doute plus légitime de placer ce chapitre entre les chapitres 3.1. et 3.2., puisque cette approche est moins sophistiquée que celle du chapitre 3.2. - Nous avons préféré calculer d'abord les valeurs de R_G et R_N nécessaires au chapitre précédent et n'aborder qu'ici cette approche essentiellement empirique de l'évaporation.

3.3.1. EVAPORATIONS ET TEMPERATURES

La relation entre taux d'évaporation et température ambiante est intuitive. L'étude du lac de BAM, dont le bilan hydrique fournit des évaluations correctes de l'évaporation en dehors des mois de plein hivernage, peut permettre de préciser cette évidence. La température de l'air n'est qu'un des paramètres déterminant l'évaporation et l'on peut craindre que la relation entre l'évaporation et cette température ne soit pas très précise, puisque ne sont pas prises en compte notamment l'humidité de l'air et la vitesse du vent. A contrario on peut estimer que la température de l'air, comme l'évaporation, sont le résultat d'un équilibre obtenu à partir de l'ensemble des autres paramètres climatiques et sont de ce fait assez étroitement corrélées

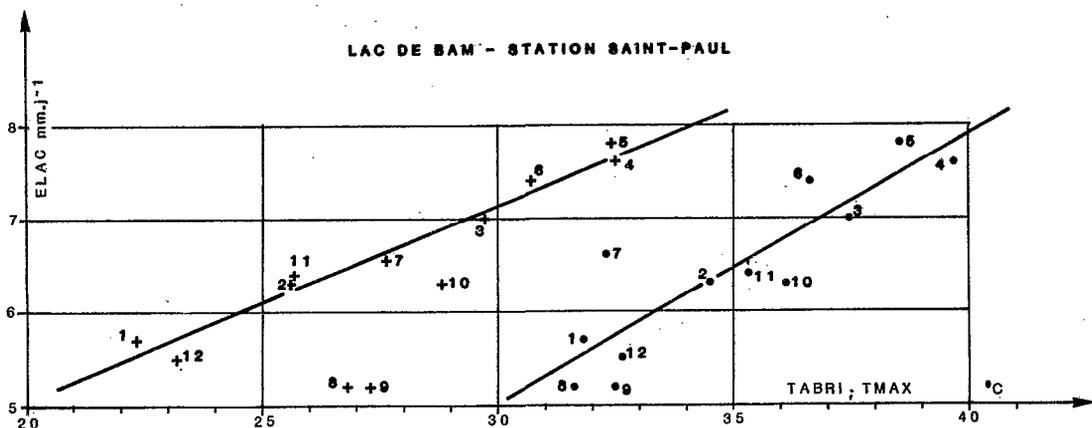
Nous avons rassemblé dans le tableau n° 68 suivant les valeurs mensuelles moyennes inter-annuelles (73 à 76) d'un certain nombre de paramètres climatiques intéressant ce chapitre :

	ELAC mm.j ⁻¹	TABRI °C	TMAX °C	RG mm.j ⁻¹	RG J.cm ⁻² .j ⁻¹	RN a=0,10 mm.j ⁻¹	RN a=0,10 J.cm ⁻² .j ⁻¹	ELAC / RG	$\frac{\Delta}{\Delta+y} \cdot RG$ mm.j ⁻¹	$\frac{ELAC}{\Delta+y} \cdot RG$	ELAC / Rn
J	5,7	22,3	31,8	8,6	2091	4,0	980	0,66	6,1	0,93	1,42
F	6,3	25,6	34,5	9,9	2398	5,0	1213	0,64	7,4	0,85	1,26
M	7,0	29,7	37,4	10,1	2446	5,5	1329	0,69	7,9	0,89	1,27
A	7,6	32,5	39,6	10,5	2533	6,2	1491	0,72	8,5	0,89	1,23
M	7,8	32,4	38,5	10,7	2596	7,0	1692	0,73	8,7	0,90	1,11
J	7,4	30,7	36,6	10,7	2580	7,2	1742	0,69	8,6	0,86	1,03
J	6,6	27,6	32,3	9,8	2361	6,8	1635	0,67	7,6	0,87	0,97
A	5,2	26,8	31,6	9,8	2366	6,9	1659	0,53	7,5	0,69	0,75
S	5,2	27,3	32,5	9,8	2375	6,8	1648	0,53	7,5	0,69	0,76
O	6,3	28,8	36,1	9,7	2340	6,2	1493	0,65	7,6	0,83	1,02
N	6,4	25,7	35,3	9,4	2269	5,0	1204	0,68	7,1	0,90	1,28
D	5,5	23,2	32,6	8,6	2071	4,0	980	0,64	6,3	0,87	1,36
	6,42	27,7	34,8	9,8	2376	6,0	1452	0,66	7,5	0,86	1,07

TABLEAU n° 68 : Evaporations lac et paramètres climatiques

Le graphique (37) montre les points correspondant aux 12 valeurs moyennes mensuelles interannuelles de ELAC et TABRI, mais aussi de ELAC et TMAX (moyenne mensuelle des températures maximales journalières). La numérotation des points renvoie aux différents mois. Sur ces graphiques figurent aussi non indicées les valeurs mensuelles 73 à 76, chaque fois que l'évaluation par bilan hydrique de ELAC était satisfaisante.

La corrélation ELAC-TABRI montre un comportement très particulier des mois d'Août et Septembre, qui s'écartent notablement de la droite de regression liant les autres mois (Novembre à Juillet). Il ne semble pas que l'imprécision de la détermination des valeurs de ELAC de Août et Septembre soit suffisante pour expliquer cette différence. On peut en conclure que la relation ELAC-TABRI évolue entre deux limites obtenues en saison sèche fraîche ou chaude et en hivernage.



Les corrélations obtenues sont significatives :

$$12 \text{ mois : ELAC} = 0,220 \cdot \text{TABRI} + 0,315, \quad r = 0,80 \quad (3-60)$$

$$10 \text{ mois : ELAC} = 0,206 \cdot \text{TABRI} + 0,930, \quad r = 0,95 \quad (3-61)$$

sans Août et Septembre

RIOU (1972) avait obtenu des résultats comparables entre l'ETP (que l'on sait voisine de l'évaporation de grandes nappes d'eau) et les températures sous abri à N'DJAMENA, BANGUI et BRAZZAVILLE. La température maximale moyenne TMAX est encore plus significative, car elle intègre mieux les effets de la pluviométrie et de l'humidité de l'air. Il n'est alors pas surprenant de voir, dans la relation ELAC-TMAX, les mois de plein hivernage (Août et Septembre) rentrer dans la norme. Par contre les mois de saison sèche chaude (Mai, Juin, Juillet) paraissent s'écarter quelque peu de la droite de régression établie pour les autres mois ; les corrélations sont très significatives :

$$12 \text{ mois : ELAC} = 0,289 \cdot \text{TMAX} - 3,67, \quad r = 0,88 \quad (3-62)$$

$$9 \text{ mois : ELAC} = 0,286 \cdot \text{TMAX} - 3,77, \quad r = 0,96 \quad (3-63)$$

sans Mai, Juin, Juillet

A N'DJAMENA RIOU (1972) proposait : $\text{ETP} = 0,30 \cdot \text{TMAX} - 5,5$ et à BOL-MATAFO (lac TCHAD) : $\text{ETP} = 0,30 \cdot \text{TMAX} - 4,5$.

Ces résultats montrent que les formules empiriques anciennes, qui proposent une évaluation de l'Evaporation Potentielle à partir des seules températures moyennes de l'air, ne peuvent (dans le meilleur des cas) donner des résultats corrects que dans la zone climatique qui les a vu naître. C'est le cas de la formule de THORNTWAITE notamment, qui d'après RIOU (1972) donne des résultats mensuels aberrants à N'DJAMENA et surestime l'E.T.P. annuelle de plus de 10 %. Cependant les résultats de RIOU (1972) et les nôtres montrent une assez remarquable convergence qui devrait permettre de calculer au moins l'évaporation annuelle à partir des moyennes annuelles de températures sous abri, ou mieux encore de la moyenne annuelle des températures maximales, cela dans toute la zone soudano-sahélienne, caractérisée par la prédominance de la saison sèche sur la saison des pluies.

Nous avons également conduit des corrélations avec les valeurs mensuelles des années 73, 74, 75 et 76, mais les résultats sont là encore biaisés car les seules valeurs de ELAC utilisables correspondent le plus souvent aux mois de saison sèche.

Ces corrélations, menées avec 25 couples de valeurs, ont donné :

$$\text{ELAC} = 0,176 \cdot \text{TABRI} + 1,91, \quad \text{avec } r = 0,88 \quad (3-64)$$

$$\text{ELAC} = 0,212 \cdot \text{TMAX} - 0,784, \quad \text{avec } r = 0,82 \quad (3-65)$$

Nous leur avons préféré les corrélations menées avec les couples de moyennes interannuelles mensuelles.

3.3.2. EVAPORATIONS ET RAYONNEMENTS

3.3.2.1. Rayonnement global R_G

Au chapitre 2.2.4. nous avons cité un certain nombre de formules semi-empiriques, dont celle de MAKKINK (1957) liant l'évaporation d'une nappe d'eau au rayonnement global et à la température moyenne par l'intermédiaire de Δ. Dans la formule de JENSEN et HAISE (1963) la température moyenne sous abri intervient seule. Mais on peut, plus simplement, corrélérer directement ELAC et le rayonnement global R_G. Cela a été réalisé avec les moyennes mensuelles interannuelles, du lac de BAM et de la station SAINT PAUL. Sur le graphe ci-dessous (n° 38), on peut constater une nouvelle fois le comportement singulier des mois de plein hivernage. Par contre les autres mois, saisons sèches fraîche et chaude confondues, sont assez bien corrélées :

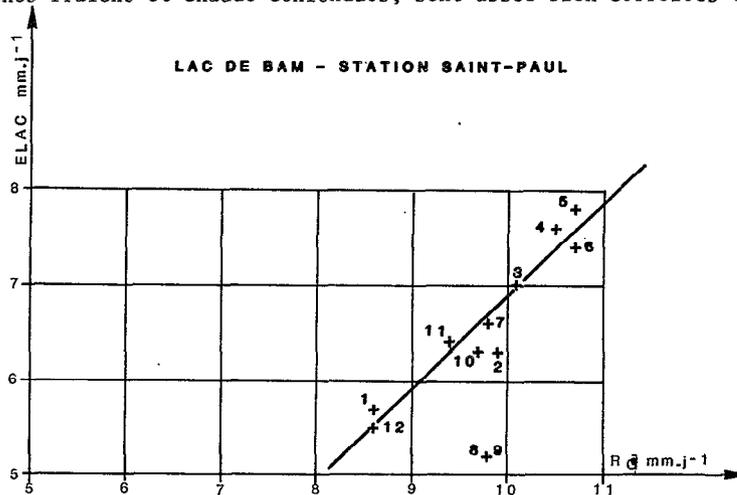


Figure n° 38

La corrélation établie sur 10 mois (Août et Septembre exceptés) est satisfaisante. R_G est exprimée en mm/jour équivalents :

$$10 \text{ mois sans Août et Septembre} \quad ELAC = 0,970 \cdot R_G - 2,84 \quad , \quad r = 0,95 \quad (3-66)$$

L'examen du rapport $ELAC/R_G$, tel qu'il figure dans le tableau n° 68 est aussi très significatif :

- . ce rapport reste en hivernage voisin de 0,5 ;
- . en saison sèche fraîche il évolue autour de 0,65 ;
- . en saison sèche chaude il dépasse 0,70.

Sa valeur moyenne annuelle est de 0,66, on retrouve bien là des valeurs annoncées par RIOU (1972) pour le lac TCHAD.

La corrélation menée entre les 25 couples de valeurs mensuelles 73-76 aboutit à un résultat sensiblement différent :

$$ELAC = 0,771 \cdot R_G - 0,761 \quad , \quad \text{avec } r = 0,85 \quad (3-67)$$

Aussi préférons-nous la relation établie entre les valeurs moyennes interannuelles.

La formule de MAKINK nous conduit à examiner la corrélation entre $ELAC$ et $\frac{\Delta}{\Delta+\gamma} \cdot R_G$

Si l'on excepte les valeurs d'Août et Septembre on peut établir une régression linéaire satisfaisante entre les valeurs mensuelles moyennes interannuelles :

$$10 \text{ mois sans Août et Septembre} \quad ELAC = 0,830 \cdot \frac{\Delta}{\Delta+\gamma} \cdot R_G + 0,365 \quad , \quad r = 0,96 \quad (3-68)$$

L'examen du rapport $ELAC / \frac{\Delta}{\Delta+\gamma} \cdot R_G$ est aussi très significatif puisque ce rapport, dont la valeur annuelle est de 0,86, évolue entre 0,83 et 0,93 si l'on excepte les mois d'Août et Septembre. Ce résultat est à rapprocher de la formule de WALKER, citée par RIOU, qui établit pour l'ETP :

$$ETP = 0,80 \cdot \frac{\Delta}{\Delta+\gamma} \cdot R_G \quad (3-69)$$

Nous avons également tenté sans succès d'établir une corrélation entre $ELAC/R_G$ et TABRI, afin de vérifier la formule de JENSEN et HAISE .

De même la formule de TURC, qui donne l'ETP, pourrait être intéressante pour évaluer l'évaporation d'une nappe d'eau libre. Cette formule empirique fait intervenir, en plus du rayonnement R_G et de la température moyenne sous abri, l'humidité relative lorsque cette dernière est inférieure à 50 %. Cette formule, qui surestime d'après RIOU de plus de 10 % l'ETP à N'DJAMENA, n'a pas non plus donné de résultats satisfaisants pour l'étude du lac de BAM et de la mare d'OURSIS et doit être écartée.

3.3.2.2. Rayonnement net R_N

Ainsi que l'on pouvait s'y attendre, eu égard à l'évolution des parts respectives du bilan énergétique en cours d'année, la corrélation entre l'évaporation et le rayonnement net n'est pas très satisfaisante. Cela est particulièrement évident sur le graphe ci-dessous (n° 39) où s'observe le comportement très spécifique des mois de plein hivernage, et à un degré moindre des mois précédent et suivant l'hivernage (mai-juin-juillet-août-septembre-octobre)

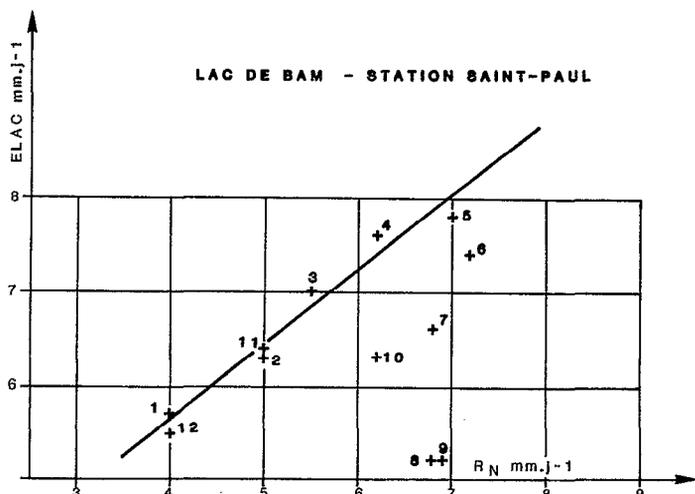


Figure n° 39

Pour les mois restants, la corrélation entre ELAC et R_N (nous avons retenu un albédo $a = 0,10$) est néanmoins satisfaisante :

7 mois ELAC = $0,794 \cdot R_N + 2,45$, $r = 0,98$ (3-70)
sans juin à octobre

Cette corrélation, établie pour les valeurs moyennes mensuelles interannuelles, continue à s'observer pour les valeurs mensuelles des années 73 à 76, avec la même remarque que précédemment sur le biais de cet échantillon qui comporte essentiellement des valeurs de saison sèche fraîche.

3.3.2.3. Rayonnement net, Evaporation et advection

Cette approche passe totalement sous silence le phénomène d'advection, puisqu'elle fait référence par nature à des grandeurs climatiques observées en station indépendamment des nappes d'eau existantes ou virtuelles dont on cherche à évaluer l'évaporation. Si l'on examine cependant le rapport ELAC/ R_N (tableau n° 68) on constate que ce rapport est inférieur à 1 ou voisin de 1 pour les mois d'hivernage ou de pré-hivernage, alors qu'il est nettement supérieur à 1 pour les mois de saison sèche, fraîche et chaude. On doit y voir une conséquence de l'advection d'autant plus forte que le contraste entre l'humidité du lac et la sécheresse alentour est plus marquée.

En tout état de cause ELAC/ $R_N > 1$ signifie que l'évaporation trouve une énergie extérieure au bilan radiatif qui peut provenir d'un apport extérieur sous forme d'énergie sensible (c'est l'apport advectif au strict sens du terme), ou d'un apport originaire du stock calorifique du lac :

- en saison sèche fraîche la température moyenne de l'air est notablement inférieure à la température du lac et la contribution du lac s'ajoute donc à l'advection ;
- en saison sèche chaude la température moyenne de l'air est redevenue supérieure à celle du lac dont le stock calorifique s'accroît. Seule l'advection est alors en mesure d'expliquer le rapport ELAC/ R_N qui reste alors supérieur à 1.

3.4. L'EVAPORATION DES NAPPES D'EAU LIBRE ET L'APPROCHE PAR LES TRANSFERTS GLOBAUX AERODYNAMIQUES

Nous avons déjà vu dans la 2ème Partie la justification analytique de cette approche. Encore convient-il de rappeler qu'elle n'est légitime que dans la mesure où elle permet de lier l'évaporation d'une nappe d'eau libre à la vitesse du vent et au gradient d'humidité de la masse d'air la surplombant. Dans ce chapitre au contraire nous allons tenter de corréler l'évaporation d'un lac avec le vent et un déficit de saturation mesurés à une station climatologique proche non perturbée par le lac. Le lac sera le lac de BAM et la station climatologique, celle de SAINT PAUL. Les paramètres utilisés seront :

- . la vitesse moyenne du vent à 2 m, U2 ABRI, déjà définie ;
- . le gradient de pression de vapeur d'eau à la station ΔESTA, défini comme la différence EWCOL - E2ABRI entre la tension de vapeur saturante EWCOL, correspondant à la température superficielle moyenne d'un bac Colorado-sol nu, et la pression de vapeur d'eau de l'air sous abri E2 ABRI.
- . le gradient de température à la station ΔT STA, entre la température superficielle T COL et la température sous abri : ΔT STA = T COL - T ABRI.

En l'absence de bac Colorado, ou de mesure de la température superficielle d'un bac, il peut être utile de lier T COL à la température moyenne de l'air sous abri T ABRI. Cette relation, évidemment peu précise et criticable, permet cependant une évaluation de ΔT STA et de ΔE STA qui s'avère meilleure pour ce dernier cas que la prise en compte du déficit de saturation de l'air ΔE ABRI = EW ABRI - E2 ABRI.

Ce chapitre sera donc consacré à une tentative de relier directement l'évaporation estimée ELAC aux paramètres climatiques correspondants déjà reconnus : ΔESTA, U2 ABRI et ΔT STA. Ces corrélations peuvent, dans le cas de l'étude du lac de BAM, être menées pour deux échelles de temps en fonction des résultats dépouillés existants :

+ A l'échelle mensuelle: - avec les valeurs moyennes mensuelles observées en 1973-74-75 et 76 :

- . Les imprécisions de la détermination directe de ELAC ont contraint à éliminer 23 valeurs mensuelles moyennes de l'estimation de l'évaporation ELAC. Il s'agit des valeurs entre parenthèses, ou remplacées par des tirets, du tableau n° 48.
- . L'absence de mesures du vent à SAINT PAUL à partir de mai 1976 a fait écarter les données postérieures.
- . Le mauvais fonctionnement enfin du psychromètre de SAINT PAUL en mars 1976 conduit à l'abandon des données de ce mois (ce mauvais fonctionnement du psychromètre a été mis en évidence par une comparaison avec les données de BAM).

Dans ces conditions ne restent donc utilisables que 22 quadriplets de valeurs moyennes mensuelles utilisables de ELAC - ΔESTA - U2ABRI et ΔT STA, qui sont rassemblées dans le tableau n° 69.

- avec les 12 valeurs moyennes interannuelles mensuelles déjà utilisées. Nous savons bien sûr que les caractéristiques climatiques correspondent à la période 73-76, tandis que les évaporations mesurées proviennent de la période 66-76. Néanmoins cette approche est intéressante, car c'est la seule qui permette, avec nos données, d'intégrer des valeurs vraisemblables de l'évaporation durant les mois d'hivernage. Les données nécessaires figurent aussi dans le tableau n° 69.

+ A l'échelle décadaire, on verra ultérieurement en abordant les résultats de l'évapotron que les données de 215 journées ont été totalement dépouillées et regroupées en 22 décades. Les données ELAC, ΔE STA et U2 ABRI (mais pas ΔT STA) sont également calculées et figurent dans le tableau n° 70.

3.4.1. FORMULE DE DALTON ET FORMULATIONS DERIVEES

3.4.1.1. Echelle mensuelle : valeurs 73-76

Nous avons vu que sous sa forme classique la formule de DALTON (1802) exprime sous forme linéaire l'évaporation ELAC d'une nappe d'eau libre en fonction du gradient de pression de vapeur d'eau entre la surface de la nappe et l'air (ΔELAC) et la vitesse du vent à un niveau de référence U2 LAC :

$$ELAC = (\alpha + \beta \cdot U2LAC) \cdot \Delta ELAC \quad (3-71)$$

En fait nous utiliserons dans ce qui va suivre cette formule avec des paramètres "station", puisque notre but est de corréler l'évaporation d'un lac aux paramètres climatiques régionaux, soit :

$$ELAC = (\alpha + \beta \cdot U2ABRI) \cdot \Delta ESTA \quad (3-72)$$

Cette formule représente en réalité une approche statistique, relativement simpliste, du phénomène de l'évaporation d'une nappe d'eau libre. Appliquée dans le cas du lac de BAM aux 22 triplets de valeurs disponibles du tableau n° 69, elle se révèle décevante :

$$22 \text{ valeurs mensuelles } ELAC = (0,266 + 0,029 \cdot UZABRI) \cdot \Delta ESTA \quad \text{avec } r = 0,47 \quad (3-73)$$

1973 à 1976

Avec une fonction "vent" de type monome, on voit, comme pour les bacs, que le rapport $E/(\Delta E \cdot U)$ s'exprime en fonction de U de façon beaucoup plus satisfaisante, sous forme de fonction en $\alpha + \beta \cdot U$, $\alpha + \beta/U$ ou $\alpha \cdot U^\beta$:

$$22 \text{ valeurs mensuelles } \frac{ELAC}{\Delta ESTA \cdot UZABRI} = 0,370 - 0,103 \cdot UZABRI, \quad \text{avec } r = 0,89 \quad (3-74)$$

$$22 \text{ valeurs mensuelles } \frac{ELAC}{\Delta ESTA \cdot UZABRI} = 0,0203 + 0,279 \cdot \frac{1}{UZABRI}, \quad \text{avec } r = 0,95 \quad (3-75)$$

$$22 \text{ valeurs mensuelles } \frac{ELAC}{\Delta ESTA \cdot UZABRI} = 0,294 \cdot UZABRI^{-0,869}, \quad \text{avec } r = 0,95 \quad (3-76)$$

Ces deux dernières relations introduisent donc le vent comme correctif de la "constante" de la fonction vent sous forme monome. On peut admettre que l'on introduit ainsi d'une certaine façon l'advection, évidemment liée au vent.

Mais on peut aussi tenir compte de l'instabilité. On a vu que VIKULINA (1973) et HARBECK (1966) l'avaient fait intervenir par le biais du gradient thermique au-dessus du LAC (TLAC - TAIR). RIOU et ITIER (1981) à partir d'une formulation du flux de chaleur sensible fait aussi intervenir ce gradient ΔT_a^s sous une forme justifiée par la théorie physique, mais plus complexe en $\Delta T/U^2$. Dans ce qui suit, nous utilisons pour notre part ΔT STA déjà défini.

La corrélation linéaire entre $E/\Delta E$ et $UZABRI$ et ΔT STA améliore déjà sensiblement la relation. Il s'agit en fait de la formule de VIKULINA :

$$22 \text{ valeurs : } ELAC = 0,039 \cdot \Delta ESTA \cdot (7,12 + 0,321 \cdot \Delta TSTA + UZABRI), \quad \text{avec } r = 0,84 \quad (3-77)$$

Mais on peut poursuivre l'analyse de la "constante" $E/(\Delta E \cdot U)$ précédent, en y faisant intervenir ΔT STA :

avec seulement ΔT cette analyse n'apporte pas une amélioration très sensible :

$$22 \text{ valeurs : } \frac{ELAC}{\Delta ESTA \cdot UZABRI} = 0,242 (1 + 0,066 \cdot \Delta TSTA), \quad \text{avec } r = 0,53 \quad (3-78)$$

En introduisant comme précédemment directement $UZABRI$ sous forme linéaire ou hyperbolique l'amélioration est très sensible :

$$22 \text{ valeurs : } \frac{ELAC}{\Delta ESTA \cdot UZABRI} = 0,380 - 0,092 \cdot UZABRI + 0,014 \cdot \Delta TSTA \quad (3-79)$$

avec $r = 0,98$

$$22 \text{ valeurs : } \frac{ELAC}{\Delta ESTA \cdot UZABRI} = 0,057 + \frac{0,249}{UZABRI} + 0,008 \cdot \Delta TSTA, \quad \text{avec } r = 0,98 \quad (3-80)$$

Nous avons également essayé, inspirés par les travaux de RIOU et ITIER, d'introduire $\Delta T/U$ ou $\Delta T/U^2$ en lieu et place de ΔT , sans obtenir de corrélations meilleures :

$$22 \text{ valeurs : } \frac{ELAC}{\Delta ESTA \cdot UZABRI} = 0,048 + \frac{0,260}{UZABRI} + 0,012 \cdot \frac{\Delta TSTA}{UZABRI}, \quad \text{avec } r = 0,98 \quad (3-81)$$

$$22 \text{ valeurs : } \frac{ELAC}{\Delta ESTA \cdot UZABRI} = 0,041 + \frac{0,268}{UZABRI} + 0,016 \cdot \frac{\Delta TSTA}{UZABRI^2}, \quad \text{avec } r = 0,98 \quad (3-82)$$

Si l'on tenait enfin à définir la formule de DALTON sous forme monome :

$ELAC = \alpha \cdot \Delta ESTA \cdot UZABRI$, il suffit d'examiner les variations du rapport $E/\Delta E \cdot U$ dans le tableau n° 69.

On constate que sa valeur moyenne annuelle approximative passe de 0,197 en 73, à 0,207 en 74 et 0,218 en 75, soit une valeur moyenne interannuelle 73-76 voisine de 0,204.

Une formule de DALTON sous forme monome, applicable au lac de BAM, serait :

$$ELAC = 0,204 \cdot \Delta ESTA \cdot UZABRI \quad (3-83)$$

TABLEAU n° 69 : ELAC ET PARAMETRES CLIMATIQUES A SAINT PAUL

	ELAC	TABRI	TMAX	U2ABRI	ΔESTA	ΔT STA	R _G	1 U2ABRI	ELAC ΔESTA	ELAC ΔESTAXU2	Δ E xU2	ΔT U	ΔT U2	
1973	J	6,1	23,1	32,2	1,43	18,7	-1,2	8,3	0,70	0,326	0,228	26,7	0,84	0,58
	F	6,5	26,5	35,7	1,47	21,8	-2,5	9,6	0,68	0,298	0,203	32,0	1,70	1,16
	M	6,8	30,5	37,7	1,64	24,3	-4,8	9,4	0,61	0,280	0,171	39,9	2,93	1,78
	A	6,8	32,6	39,8	1,72	24,1	-3,9	10,0	0,58	0,282	0,164	41,4	2,27	1,32
	M	(8,1)	33,1	39,6	2,17	23,2	-2,3	10,8	0,46	0,34	0,157	50,3	-	-
	J	(7,3)	31,3	36,7	2,36	19,7	-0,8	10,3	0,42	0,37	0,156	46,5	-	-
	J	(7,4)	29,0	33,5	2,12	17,5	1,2	9,9	0,47	0,42	0,198	37,1	-	-
	A	-	27,4	32,0	1,51	15,8	2,5	10,2	0,66	-	-	23,9	-	-
	S	-	27,8	33,0	1,46	15,7	2,0	9,6	0,68	-	-	22,8	-	-
	O	(7,2)	29,5	37,4	1,12	24,4	0,3	10,2	0,89	0,29	0,259	27,3	-	-
	N	(7,5)	25,9	35,2	1,36	22,7	-0,8	9,5	0,74	0,33	0,243	30,9	-	-
	D	5,5	23,2	32,3	1,09	19,4	-0,8	8,6	0,82	0,284	0,261	21,1	0,73	0,67
		(6,56)	28,3	35,4	1,62	20,6	-0,9	9,7	0,627	0,319	0,197	33,4	-	-
	1974	J	6,3	22,2	30,2	1,43	18,7	-0,9	8,4	0,70	0,337	0,236	26,7	0,63
F		6,7	25,2	33,7	1,57	22,3	-2,2	9,7	0,64	0,300	0,191	25,0	1,40	0,89
M		6,8	30,1	37,9	1,54	24,9	-3,6	10,4	0,65	0,273	0,177	38,3	2,34	1,51
A		8,0	32,3	39,7	1,55	26,8	-3,3	10,5	0,65	0,299	0,193	41,5	2,13	1,37
M		8,1	33,2	39,7	2,17	25,7	-2,9	11,1	0,46	0,315	0,145	55,8	1,34	0,62
J		7,7	31,6	37,7	2,50	22,1	-0,8	10,8	0,40	0,348	0,139	55,2	0,32	0,13
J		(6,4)	27,0	31,8	1,92	14,7	1,8	9,4	0,52	0,44	0,229	28,2	-	-
A		-	26,6	31,5	1,61	14,2	2,7	9,1	0,62	-	-	22,9	-	-
S		-	27,2	32,1	1,38	16,3	2,8	9,9	0,72	-	-	22,5	-	-
O		(8,9)	29,0	36,5	1,11	21,0	1,2	9,9	0,90	0,33	0,297	23,3	-	-
N		(7,2)	24,9	35,0	1,13	19,0	0,3	9,4	0,88	0,38	0,336	21,5	-	-
D		(5,9)	22,3	31,5	1,31	15,9	-0,8	8,4	0,76	0,37	0,282	20,8	-	-
		(6,67)	27,6	34,8	1,60	20,1	-0,4	9,7	0,625	0,332	0,207	32,2	-	-
1975		J	6,0	21,3	29,8	1,50	17,1	-1,0	8,9	0,67	0,351	0,234	25,6	0,67
	F	6,3	24,7	34,4	1,19	20,5	-1,5	10,3	0,84	0,307	0,258	24,4	1,26	1,06
	M	7,1	29,6	37,8	1,43	24,3	-2,8	10,2	0,70	0,292	0,204	34,7	1,96	1,37
	A	8,3	33,2	40,1	1,81	27,0	-3,7	10,6	0,55	0,307	0,170	48,9	2,04	1,13
	M	7,6	32,0	38,3	2,23	22,4	-1,4	10,6	0,45	0,339	0,152	50,0	0,63	0,28
	J	7,3	31,0	36,8	2,33	20,0	-0,8	11,0	0,43	0,365	0,157	46,6	0,34	0,15
	J	(6,6)	27,0	31,6	1,69	15,2	2,2	9,1	0,59	0,43	0,254	25,7	-	-
	A	-	26,7	31,5	1,57	14,9	3,1	9,7	0,64	-	-	23,4	-	-
	S	-	26,9	32,0	1,24	15,6	3,3	9,6	0,81	-	-	19,3	-	-
	O	(6,5)	28,9	36,5	1,02	20,4	1,1	10,0	0,98	0,32	0,313	20,8	-	-
	N	6,2	25,4	35,3	0,95	20,5	0,5	9,2	1,05	0,302	0,318	19,5	0,53	0,55
	D	5,9	23,3	33,2	1,24	18,6	-0,2	8,5	0,81	0,317	0,256	23,1	0,16	0,13
		(6,54)	27,5	34,8	1,52	19,7	-0,1	9,8	0,658	0,331	0,218	29,9	0,45	0,34
	1976	J	5,7	22,8	31,1	1,33	17,9	-0,6	9,0	0,75	0,318	0,239	23,8	1,39
F		6,4	26,0	34,3	1,37	19,6	-1,9	10,1	0,73	0,327	0,239	26,9	-	-
M		7,8	28,5	36,3	1,55	(20,5)	-2,9	10,6	0,65	0,38	0,245	31,8	-	-
A		7,3	32,0	38,9	1,75	23,9	-3,9	10,6	0,57	0,305	0,174	41,8	2,23	1,27
M		(6,8)	31,4	37,3	-	20,2	-1,4	10,5	-	-	-	-	-	-
J		(8,0)	29,0	35,0	-	18,3	0,5	10,7	-	-	-	-	-	-
J		(6,8)	27,6	32,4	-	15,8	1,7	10,6	-	-	-	-	-	-
A		(4,5)	26,7	31,4	-	15,8	2,8	10,0	-	-	-	-	-	-
S		(5,0)	27,4	32,9	-	17,1	2,6	9,9	-	-	-	-	-	-
O		(6,3)	27,8	33,9	-	17,0	1,9	8,6	-	-	-	-	-	-
N		6,5	26,8	35,6	-	23,7	0,2	9,3	-	-	-	-	-	-
D		5,8	23,9	33,5	-	20,1	-0,8	8,7	-	-	-	-	-	-
		6,41	27,5	34,4	-	19,2	-0,2	9,9	-	-	-	-	-	-
INTERANNUEL		J	5,7	22,3	30,8	1,45	18,2	-0,9	8,7	0,69	0,313	0,216	26,4	-
	F	6,3	25,6	34,5	1,41	21,1	-2,0	9,9	0,71	0,297	0,212	29,8	-	-
	M	7,0	29,7	37,4	1,54	23,4	-3,6	10,1	0,65	0,299	0,194	36,0	-	-
	A	7,6	32,5	39,6	1,69	25,4	-3,7	10,4	0,59	0,299	0,177	42,9	-	-
	M	7,8	32,4	38,7	2,19	22,8	-2,0	10,8	0,46	0,342	0,156	49,9	-	-
	J	7,4	30,7	36,6	2,39	19,9	-0,5	10,7	0,42	0,372	0,156	47,6	-	-
	J	6,6	27,6	32,3	1,91	15,9	1,8	9,8	0,52	0,415	0,217	30,4	-	-
	A	5,2	26,8	31,6	1,56	15,2	2,8	9,8	0,64	0,342	0,219	23,7	-	-
	S	5,2	27,3	32,5	1,36	16,2	2,7	9,8	0,74	0,321	0,236	22,0	-	-
	O	6,3	28,8	36,1	1,08	20,8	1,1	9,7	0,93	0,303	0,280	22,5	-	-
	N	6,4	25,7	35,3	1,15	21,5	0,1	9,4	0,87	0,298	0,259	24,7	-	-
	D	5,5	23,2	32,6	1,21	18,5	-0,7	8,6	0,83	0,297	0,246	22,4	-	-
		6,42	27,7	34,8	1,58	19,9	-0,4	9,8	0,63	0,323	0,204	31,4	-	-

3.4.1.2. Echelle mensuelle : valeurs moyennes interannuelles

Si l'on utilise les 12 couples de valeurs interannuelles du tableau 69, toutes les relations du paragraphe précédent se trouvent améliorées. Nous en avons repris certaines.

Loi de DALTON simple

$$12 \text{ valeurs mensuelles interannuelles} \quad ELAC = (0,224 + 0,064 \cdot UZABRI) \cdot \Delta ESTA, \quad \text{avec } r = 0,70 \quad (3-84)$$

Loi de DALTON améliorée en U, 1/U ou U^{-α}

$$12 \text{ valeurs mensuelles interannuelles} \quad \frac{ELAC}{\Delta ESTA \cdot UZABRI} = 0,347 - 0,085 \cdot UZABRI, \quad \text{avec } r = 0,89 \quad (3-85)$$

$$\frac{ELAC}{\Delta ESTA \cdot UZABRI} = 0,063 + \frac{0,224}{UZABRI}, \quad \text{avec } r = 0,92 \quad (3-86)$$

$$\frac{ELAC}{\Delta ESTA \cdot UZABRI} = 0,283 \cdot UZABRI^{-0,691}, \quad \text{avec } r = 0,92 \quad (3-87)$$

Loi de DALTON améliorée en 1/U et ΔT

$$\frac{ELAC}{\Delta ESTA \cdot UZABRI} = 0,078 + \frac{0,207}{UZABRI} + 0,006 \Delta T STA, \quad \text{avec } r = 0,96 \quad (3-88)$$

Cet inventaire des diverses formes de corrélations possibles peut paraître fastidieux, mais il présente tout de même l'avantage de mettre en évidence l'influence respective de U (terme advectif) et de ΔT (terme de stabilité) sur la "constante" de la formule de DALTON. Le terme en U est toujours prépondérant, mais on peut voir que le terme en ΔT intervient pour les faibles valeurs du vent. On vérifie bien ainsi que plus on se rapproche de la convection forcée (U croissant) et plus l'influence de la stabilité s'atténue.

Il reste évident que la formule de DALTON, sous sa forme originelle ou sous ses formes dérivées, se vérifierait beaucoup mieux si elle était utilisée avec les seuls paramètres "Lac" (ΔE LAC, UZ LAC et ΔT LAC), mais cela n'est pas l'objet de cette partie de notre étude et nous envisagerons ultérieurement cet aspect.

3.4.2. CORRELATIONS DIRECTES ENTRE ELAC, ΔESTA ET UZABRI

L'échec relatif de la formule de DALTON, tout au moins sous sa forme simple primitive, et nos considérations sur l'évolution de ELAC/(ΔESTA x UZABRI) en fonction de UZABRI et ΔTABRI, conduisent à penser que ELAC peut être lié de façon linéaire ou non à ΔESTA et à UZABRI. Nous avons donc corrélié successivement ELAC avec ΔESTA et UZABRI, séparément dans un premier temps, puis sous la forme de leur produit en référence à la formule de DALTON. On remarquera que ΔTABRI, n'est cette fois par prise en compte, mais nous avons par contre mené cette étude pour les valeurs mensuelles et aussi pour des valeurs décennales.

3.4.2.1. - Corrélations directes entre moyennes mensuelles

L'échantillon reste constitué des 22 valeurs mensuelles 73-76, et permet de classer les diverses corrélations établies à partir des valeurs des coefficients de corrélations obtenus :

$$(a) \quad ELAC = 1,47 + 0,170 \cdot \Delta ESTA + 1,01 \cdot UZABRI, \quad \text{avec } r = 0,95 \quad (3-89)$$

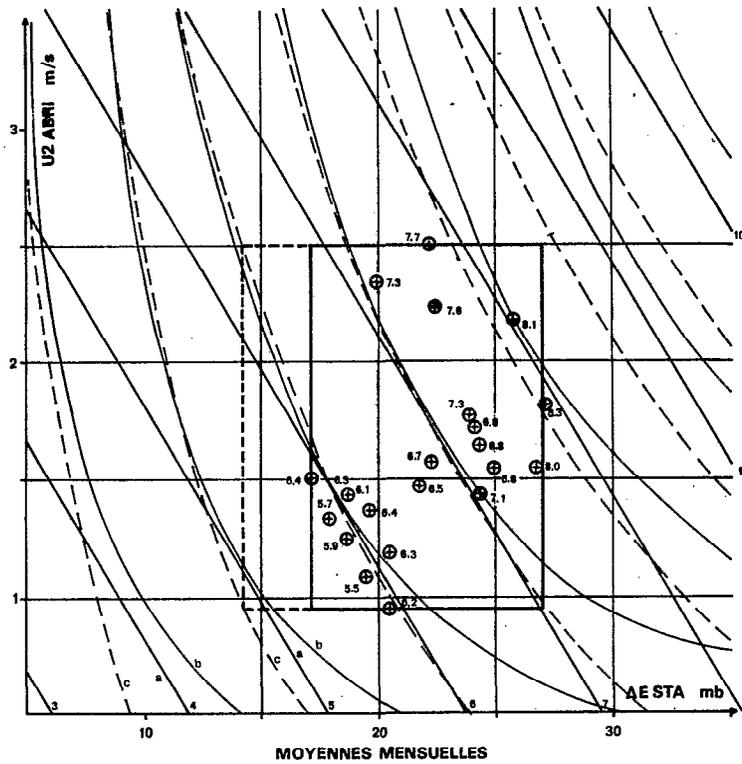
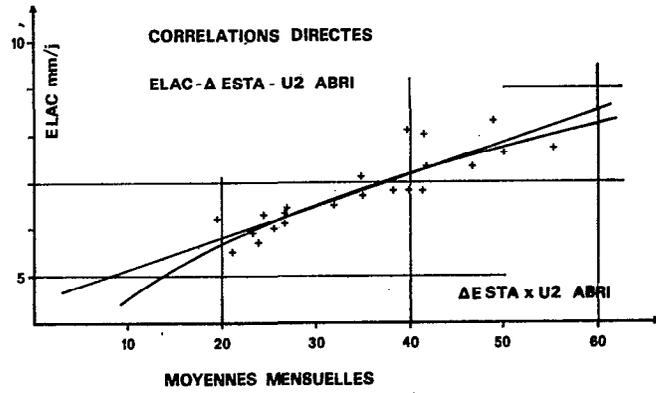
$$(b) \quad ELAC = 1,22 \cdot \Delta ESTA^{0,520} \cdot UZABRI^{0,244}, \quad \text{avec } r = 0,94 \quad (3-90)$$

$$(c) \quad ELAC = 2,72 + \Delta ESTA (0,115 + 0,045 \cdot UZABRI), \quad \text{avec } r = 0,93 \quad (3-91)$$

$$(d) \quad ELAC = 2,08 \cdot (\Delta ESTA \cdot UZABRI)^{0,336}, \quad \text{avec } r = 0,88 \quad (3-92)$$

$$(e) \quad ELAC = 0,067 \cdot \Delta ESTA \cdot UZABRI + 4,47, \quad \text{avec } r = 0,87 \quad (3-93)$$

De toutes ces formulations (b) est la plus satisfaisante physiquement, au moins au plan théorique, puisqu'elle est la seule pour laquelle ELAC s'annule si ΔESTA devient lui-même égal à 0. Cet avantage théorique n'est en fait pas très significatif en ce qui concerne le domaine de détermination de ces équations entre moyennes mensuelles de valeurs journalières car ΔESTA ne saurait avoir une valeur moyenne journalière nulle sur une telle période. Lorsque l'on descendra par contre à des échelles infra-journalières cette formulation pourra être préférée grâce à cet avantage.



VALEURS DE ELAC POUR DES Δ ESTA ET U2 ABRI CONNUS,

SELON LA CORRELATION RETENUE

Figure n° 51

(a) présente au contraire l'avantage de faire intervenir séparément et de la même façon linéaire Δ ESTA et U2ABRI, ce qui peut éventuellement permettre de modifier l'ajustement de l'une de ces variables sans modifier celui de l'autre.

(c) est également intéressante dans la mesure où on y retrouve une expression voisine de la classique loi de DALTON, avec des paramètres de la "fonction vent" assez voisins de ceux couramment admis dans la littérature.

Cet ajustement a été réalisé pour un échantillon de 22 valeurs moyennes mensuelles de ELAC, Δ ESTA et U2ABRI incluses entre certaines limites :

$$\begin{aligned} 5,5 < \text{ELAC} < 8,3 \text{ mm.j}^{-1} \\ 17,1 < \Delta\text{ESTA} < 27,0 \text{ mb} \\ 0,95 < \text{U2ABRI} < 2,50 \text{ m.s}^{-1} \end{aligned}$$

Ces 22 valeurs moyennes appartiennent toutes à la période 1973-1976, pour laquelle l'amplitude extrême de ces mêmes 3 moyennes mensuelles a atteint :

$$\begin{aligned} (4,5) < \text{ELAC} < 8,3 \text{ mm.j}^{-1} \\ 14,2 < \Delta\text{ESTA} < 27,0 \text{ mb} \\ 0,95 < \text{U2ABRI} < 2,50 \text{ m.s}^{-1} \end{aligned}$$

On peut donc considérer que les 22 valeurs de l'échantillon sont bien représentatives de l'amplitude possible des moyennes mensuelles, sauf toutefois en ce qui concerne les faibles valeurs de Δ ESTA en cours d'hivernage, qui correspondent malheureusement à de faibles valeurs de ELAC qu'il n'a pas été possible d'estimer correctement.

Les 22 triplets et les ajustements auxquels ils ont donné lieu sont reportés sur la figure n° 51.

3.4.2.2. - Corrélations directes entre moyennes décadaires

Dans ce paragraphe on reprend donc la même étude en utilisant cette fois les valeurs moyennes décadaires des 3 paramètres ELAC, Δ ESTA et U2ABRI à SAINT PAUL, pour les 215 journées réparties en 22 décades par ailleurs dépouillées à l'Evapotron. Les valeurs de ces différents paramètres sont rassemblées dans le tableau n° 70 suivant.

TABLEAU n° 70 : Moyennes décadaires de ELAC, Δ ESTA et U2ABRI

	ELAC	Δ E STA	U2 ABRI	U2 X Δ E	
16/25-02-73	7,35	20,2	2,08	42,0	1
1/10-03-73	8,1	20,2	2,37	47,9	2
6/15-03-73	6,6	23,1	1,71	39,5	3
21/30-04-73	7,6	24,9	1,91	47,6	4
1/10-12-73	6,2	20,3	1,40	22,3	5
11/20-12-73	5,8	18,9	1,18	22,3	6
16/25-12-73	5,0	18,6	0,97	18,0	7
21/30-12-73	5,1	19,3	1,00	19,3	8
1/10-01-74	6,9	20,2	1,40	28,3	9
21/30-01-74	6,3	18,4	1,42	26,1	10
11/20-02-74	7,0	23,1	1,67	38,6	11
21/30-03-74	6,85	26,3	1,69	44,4	12
21/30-04-74	8,2	28,1	1,62	45,5	13
1/10-05-74	8,7	27,6	1,78	49,1	14
1/10-03-75	7,45	22,9	1,53	35,0	15
6/15-04-75	8,8	21,8	2,08	57,6	16
1/10-11-75	6,5	22,0	0,97	21,3	17
6/15-11-75	6,25	21,4	0,92	19,7	18
1/10-12-75	5,85	20,7	1,19	24,6	19
10/20-12-75	6,2	17,4	1,46	25,4	20
16/25-12-75	5,5	17,8	1,16	20,6	21
27-12-75/5-1-76	4,95	16,9	1,12	18,9	22

Cette nouvelle approche qui ne s'appuie donc que sur une quantité d'informations approximativement égale au 1/3 de la précédente est cependant extrêmement intéressante sur deux plans :

- elle exploite les mêmes périodes d'observation que les corrélations ultérieurement réalisées entre ELAC, UZABRI et ΔELAC (gradient de tension de vapeur d'eau au-dessus du lac, mesuré à l'Evapotron) et permettra donc des comparaisons et le passage de l'une l'autre de ces corrélations ;
- elle repose sur des moyennes décennales et permet donc d'appréhender l'évolution des corrélations entre ΔESTA, UZABRI et ELAC, lorsque diminue la période sur laquelle sont calculées les moyennes de ces paramètres, accroissant ainsi la variabilité et la dispersion de ces moyennes. Le passage de l'échelle mensuelle à l'échelle décennale est déjà très significatif. Le passage à des moyennes pentadaires et a fortiori journalières serait intéressant, si l'incertitude de la détermination des valeurs de ELAC correspondantes n'était pas trop grande pour autoriser une estimation significative de l'évolution de ces corrélations.

Parmi les 215 journées dépouillées, 195 correspondent à des périodes pour lesquelles ELAC est correctement évalué. On a ainsi obtenu 22 triplets de valeurs décennales, certaines décades se recouvrant de 5 jours en 5 jours, auxquels sont ajustés les mêmes types de corrélations :

$$\begin{aligned} (a') \quad ELAC &= 0,75 + 0,172 \cdot \Delta ESTA + 1,51 \cdot UZABRI, \quad \text{avec } r = 0,93 & (3-94) \\ (b') \quad ELAC &= 1,06 \cdot \Delta ESTA^{0,558} \cdot UZABRI^{0,333}, \quad \text{avec } r = 0,92 & (3-95) \\ (c') \quad ELAC &= 2,85 + \Delta ESTA (0,079 + 0,066 \cdot UZABRI), \quad \text{avec } r = 0,91 & (3-96) \\ (d') \quad ELAC &= 1,67 \cdot (\Delta ESTA \cdot UZABRI)^{0,404}, \quad \text{avec } r = 0,91 & (3-97) \\ (e') \quad ELAC &= 0,083 \cdot \Delta ESTA \cdot UZABRI + 3,99, \quad \text{avec } r = 0,91 & (3-98) \end{aligned}$$

Ces corrélations sont sensiblement différentes des précédentes, même si leurs paramètres de réglage et notamment les exposants restent du même ordre de grandeur. Ces différences proviennent certes de la taille réduite de l'échantillon, mais surtout de la différence d'échelle entre moyennes mensuelles et décennales. Les moyennes décennales sont nécessairement moins "amorties" que celles mensuelles pour lesquelles des événements exceptionnels ont un moindre poids relativement à la moyenne générale. D'ailleurs les limites effectivement atteintes par l'échantillon sont plus étendues :

$$\begin{aligned} 4,95 &< ELAC < 8,8 \text{ mm.j}^{-1} \\ 16,9 &< \Delta ESTA < 28,1 \text{ mb} \\ 0,92 &< UZABRI < 2,37 \text{ m.s}^{-1} \end{aligned}$$

Ces ajustements sont reportés sur la figure n° 52.

On peut remarquer que si dans leurs parties centrales les faisceaux de courbes correspondant aux ajustements aux moyennes mensuelles et décennales sont très voisins, il n'en va pas de même pour les valeurs extrêmes. Les ajustements aux moyennes décennales semblent également moins sensibles au vent UZABRI mais par contre plus au gradient de tension de vapeur ΔESTA.

On doit aussi dire que les ajustements (d') et (e') sont beaucoup plus performants dans le cas des valeurs décennales que pour le cas des moyennes mensuelles. Ils sont même en fait pratiquement aussi bons que les ajustements plus élaborés (a'), (b') et (c').

3.4.2.3. - Corrélations directes entre moyennes interannuelles

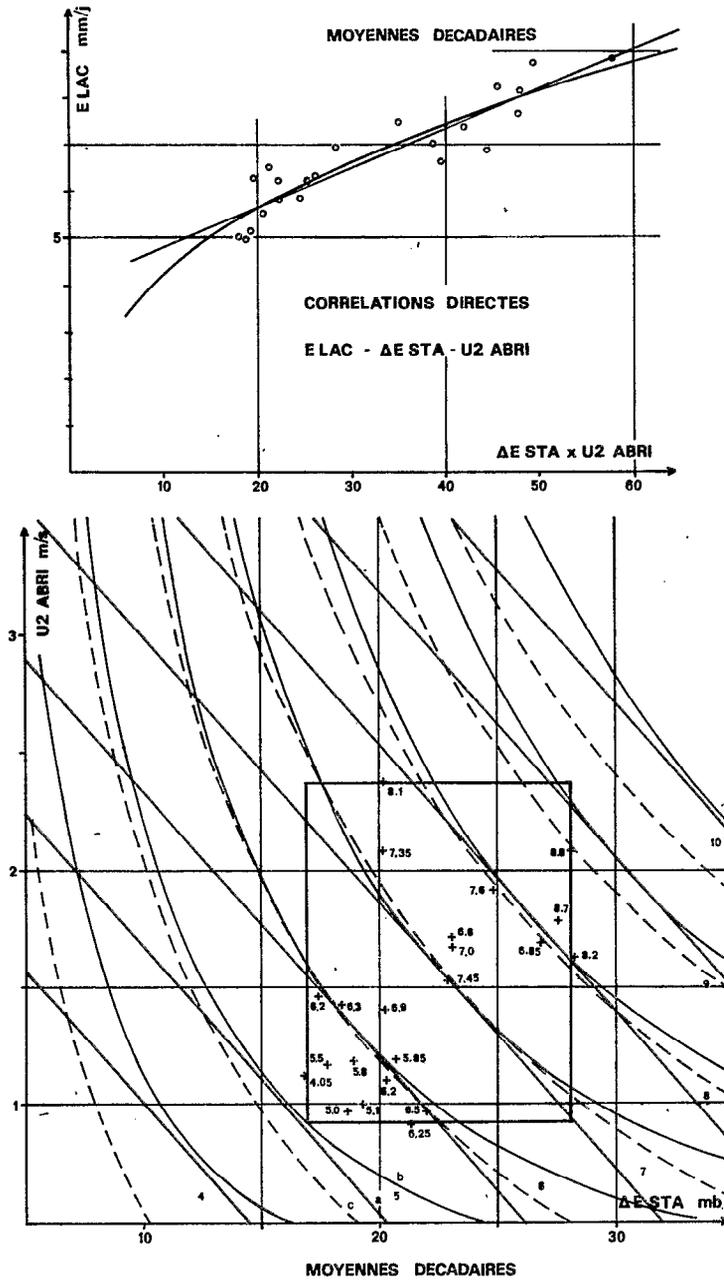
Les 12 triplets de valeurs mensuelles moyennes interannuelles permettent d'obtenir les mêmes corrélations. Nous avons retenu les deux meilleures :

$$\begin{aligned} 12 \text{ valeurs} & & (a'') \quad ELAC &= 0,34 + 0,202 \cdot \Delta ESTA + 1,31 \cdot UZABRI, \quad \text{avec } r = 0,96 & (3-99) \\ \text{interannuelles} & & (b'') \quad ELAC &= 0,830 \cdot \Delta ESTA^{0,637} \cdot UZABRI^{0,321}, \quad \text{avec } r = 0,94 & (3-100) \end{aligned}$$

Ces résultats sont assez sensiblement distincts de ceux obtenus avec les échantillons précédents de valeurs décennales ou mensuelles, mais restent néanmoins du même ordre de grandeur.

Ces trois groupes de résultats correspondent à trois échantillons distincts, d'une même période d'observation, mais agencés différemment. Leur divergence peut donner une bonne approche de la précision de détermination de l'évaporation escomptée, à partir de ces formules empiriques et dans leur domaine de définition.

Nous avons retenu pour cette comparaison les 2 premiers types de corrélation, soient les formules a, a', a'' et b, b' et b''. Les résultats de ELAC calculés pour des valeurs définies de ΔESTA et UZABRI sont rassemblées dans le tableau n° 71, ainsi que le rapport entre la plus faible et la plus forte valeur calculée pour chaque couple (ΔE, U2) :



VALEURS DE ELAC POUR DES ΔE STA ET U2 ABRI CONNUS,
 SELON LA CORRELATION RETENUE

Figure n° 52

TABLEAU n° 71 : Calcul de ELAC par diverses formules empiriques

U2 m.s ⁻¹	ΔE mb	a	a'	a''	b	b'	b''	MINI MAXI
1,0	15	5,03	4,84	4,68	4,99	4,80	4,66	0,93
	20	5,88	5,70	5,69	5,79	5,64	5,60	0,95
	25	6,73	6,56	6,70	6,51	6,39	6,45	0,95
1,5	15	5,54	5,60	5,34	5,51	5,50	5,31	0,95
	20	6,39	6,46	6,35	6,40	6,46	6,37	0,98
	25	7,24	7,32	7,36	7,18	7,31	7,35	0,98
2,0	15	6,04	6,35	5,99	5,91	6,05	5,82	0,92
	20	6,89	7,21	7,00	6,86	7,10	6,99	0,95
	25	7,74	8,07	8,01	7,70	8,05	8,06	0,95
2,5	15	6,55	7,11	6,64	6,24	6,52	6,25	0,88
	20	7,40	7,97	7,66	7,24	7,65	7,51	0,91
	25	8,25	8,82	8,67	8,14	8,67	8,66	0,92

Ces résultats se révèlent donc à peu près comparables dans le domaine de validité des formules et montrent finalement l'homogénéité des résultats obtenus malgré les échantillonnages de départ différents.

3.5. TESTS DE VALIDITE DES CORRELATIONS OBTENUES

3.5.1. AVEC LES RESULTATS DE L'ETUDE DU LAC DE BAM

Afin de tester la qualité des corrélations obtenues et aussi d'évaluer grâce à elles l'évaporation ELAC des mois où elle ne pourrait être mesurée, nous avons systématiquement calculé les valeurs mensuelles des évaporations ELAC par un choix de corrélations précédemment établies à partir des observations TABRI, TMAX, R_G, ΔESTA, UZABRI et ΔT STA faites de 1973 à 1976 à la station météorologique de ST PAUL. Les mêmes calculs sont aussi faits avec les valeurs moyennés interannuelles des mêmes paramètres climatiques et l'ensemble de ces résultats figure dans le tableau récapitulatif n° 72 où les colonnes résultats 1 à 16 correspondent au choix des corrélations suivantes :

- (1) ELAC = 0,206 . TABRI + 0,930
- (2) ELAC = 0,289 . TMAX - 3,67
- (3) ELAC = 0,970 . R_G - 2,84
- (4) ELAC = 0,2042 . ΔESTA . UZABRI
- (5) ELAC = (0,266 + 0,029 . UZABRI) . ΔESTA
- (6) ELAC = ΔESTA . UZABRI . (0,370 - 0,103 . UZABRI)
- (7) ELAC = ΔESTA . UZABRI . (0,0203 + 0,279/UZABRI)
- (8) ELAC = ΔESTA . UZABRI . 0,294 . UZABRI^{-0,869}
- (9) ELAC = ΔESTA . UZABRI . (0,380 - 0,092 . UZABRI + 0,014 . ΔTSTA)
- (10) ELAC = ΔESTA . UZABRI . (0,057 + 0,249/UZABRI + 0,008 . ΔTSTA)
- (11) ELAC = 1,47 + 0,170 . ΔESTA + 1,01 . UZABRI
- (12) ELAC = 1,22 . ΔESTA^{0,520} . UZABRI^{0,244}
- (13) ELAC = 0,75 + 0,172 . ΔESTA + 1,51 . UZABRI
- (14) ELAC = 1,06 . ΔESTA^{0,558} . UZABRI^{0,335}
- (15) ELAC = 0,337 + 0,202 . ΔESTA + 1,305 . UZABRI
- (16) ELAC = 0,830 . ΔESTA^{0,637} . UZABRI^{0,321}

On peut alors établir des régressions linéaires entre chacune des valeurs de l'évaporation ELAC calculée par (1) à (16) et celles effectivement mesurées avec assez de précision.

$$Y = m . X + b_0 \quad \text{avec } Y = \text{ELAC calculée}$$
$$X = \text{ELAC mesurée}$$

Dans le choix de formules retenues, la plupart (à l'exception de (1) (2) (3) et (15) (16)) proviennent d'ajustements sur les valeurs mensuelles 73 à 76. Afin d'éviter des calculs fastidieux, nous avons limité le calcul des régressions aux 12 moyennes interannuelles pour les 16 formules retenues. Considérer les valeurs mensuelles 73 + 76 n'aurait en fait apporté aucune information supplémentaire et la comparaison des paramètres des régressions entre valeurs interannuelles seulement permet déjà des conclusions intéressantes.

Les pentes, ordonnées à l'origine et coefficients de corrélation des 16 ajustements sont reportées dans le tableau n° 73 qui va donc permettre un certain nombre de comparaisons :

- Les ajustements entre les valeurs obtenues à partir de TABRI, TMAX et R_G témoignent de coefficients de corrélations évidemment égaux à ceux des corrélations initiales. Mais ces ajustements permettent aussi de vérifier que la relation en TMAX est plus satisfaisante puisqu'avec une pente égale à 0,813 elle sous-estime les fortes valeurs et surestime les faibles valeurs moins que les corrélations en TABRI ou R_G. Parmi les différentes relations empiriques basées sur des paramètres simples climatiques, celle en TMAX est donc nettement la meilleure à l'échelle mensuelle, mais aussi à l'échelle annuelle.
- L'ajustement "DALTON monome" a un bon coefficient de corrélation, mais l'on peut voir que la pente (2,08) est prohibitive, car elle surestime trop nettement les fortes valeurs de l'évaporation.
- L'ajustement "DALTON" classique (5), qui n'était pas satisfaisant avec les 22 valeurs mensuelles initiales, se trouve curieusement amélioré pour les valeurs interannuelles moyennes avec notamment une pente très voisine de 1.
- Les formules (7) et (8) qui expriment le rapport E/ΔE.U en fonction de 1/U et U^{-α} sont très satisfaisantes, contrairement à celle (6) qui l'exprime linéairement en αU. Les pentes et ordonnées à l'origine de (7) et (8) sont notamment particulièrement bonnes.
- L'introduction de ΔT dans la relation (10) en α/U améliore sensiblement le coefficient de corrélation, mais pente et ordonnées à l'origine sont moins satisfaisantes. La relation (9) n'est absolument pas satisfaisante.

TABLEAU n° 72 - Calcul de ELAC par diverses formules empiriques

	ELAC mesurée	ELAC CALCULEE																
		1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	
		TABRI	TMAX	R _G	α.ΔE. U	ΔE. (α+β)U	ΔE. U; U	ΔE. U; 1/U	ΔE. U; U ^{-α}	ΔE. U; U; ΔT	ΔE. U; 1/U; ΔT	MENSUELLES			DECAIDAIRES		INTERANNUELLES	
												αΔE+βU	ΔE ^α . U ^β	αΔE+βU	ΔE ^α . U ^β	αΔE+βU	ΔE ^α . U ^β	
73	J	6,1	5,69	5,64	5,21	5,46	5,75	5,96	5,76	5,76	6,19	5,92	6,09	6,10	6,13	6,12	5,98	6,01
	F	6,5	6,39	6,65	6,47	6,54	6,73	7,00	6,73	6,74	6,72	6,61	6,66	6,66	6,72	6,73	6,66	6,69
	M	6,8	7,21	7,23	6,28	8,14	7,62	8,01	7,59	7,62	6,45	6,79	7,26	7,23	7,41	7,41	7,39	7,42
	A	6,8	7,65	7,83	6,86	8,46	7,61	7,99	7,57	7,61	6,93	7,07	7,30	7,29	7,49	7,50	7,45	7,50
	M	(8,1)	7,75	7,77	7,64	10,30	7,63	7,37	7,49	7,55	7,46	7,72	7,61	7,56	8,02	7,93	7,86	7,89
	J	(7,3)	7,36	6,94	7,15	9,49	6,59	5,90	6,44	6,40	7,05	7,26	7,20	7,09	7,70	7,44	7,40	7,30
	J	-	6,90	6,01	6,76	7,58	5,73	5,63	5,64	5,68	7,49	6,83	6,59	6,49	6,96	6,72	6,64	6,54
	A	-	6,57	5,56	7,05	4,87	4,89	5,12	4,89	4,90	6,59	5,77	5,68	5,67	5,75	5,67	5,50	5,50
	S	-	6,66	5,87	6,47	4,68	4,84	5,03	4,85	4,85	6,27	5,58	5,61	5,60	5,66	5,59	5,41	5,42
	O	(7,2)	7,01	7,14	7,05	5,58	7,28	6,96	7,36	7,28	7,68	7,70	7,75	6,60	6,64	6,54	6,73	6,59
	N	(7,5)	6,27	6,50	6,38	6,30	6,93	7,10	6,96	6,95	7,52	7,21	6,70	6,67	6,71	6,71	6,70	6,69
	D	5,5	5,71	5,66	5,50	4,32	5,77	5,45	5,84	5,77	5,68	5,90	5,87	5,82	5,73	5,71	5,68	5,64
	MOY	(6,58)	6,76	6,56	6,57	6,81	6,45	6,78	6,42	6,45	7,29	6,79	6,61	6,62	6,74	6,73	6,61	6,66
74	J	6,3	5,50	5,06	5,31	5,46	5,75	5,96	5,76	5,76	6,31	5,99	6,09	6,10	6,13	6,12	5,98	6,01
	F	6,7	6,12	6,07	6,57	7,15	6,95	7,29	6,93	6,96	7,17	6,93	6,85	6,84	6,97	6,96	6,89	6,93
	M	6,8	7,13	7,28	7,25	7,83	7,74	8,11	7,73	7,75	7,21	7,28	7,26	7,21	7,36	7,36	7,38	7,39
	A	8,0	7,58	7,80	7,34	8,48	8,33	8,74	8,32	8,34	7,94	7,94	7,59	7,51	7,70	7,68	7,77	7,76
	M	8,1	7,77	7,80	7,93	11,40	8,45	8,17	8,30	8,36	7,79	8,28	8,03	7,97	8,45	8,40	8,36	8,42
	J	7,7	7,44	7,23	7,64	11,28	7,48	6,22	7,29	7,33	7,67	8,30	7,75	7,63	8,33	8,09	8,06	8,00
	J	(6,4)	6,49	5,52	6,28	5,76	4,73	4,86	4,67	4,71	6,45	5,68	5,91	5,79	6,18	5,90	5,81	5,67
	A	-	6,41	5,43	5,99	1,77	4,44	4,67	4,43	4,44	6,17	5,33	5,51	5,45	5,62	5,46	5,31	5,24
	S	-	6,53	5,61	6,76	4,59	4,90	5,13	5,00	5,00	6,57	5,84	5,63	5,63	5,84	5,60	5,43	5,45
	O	(6,9)	6,90	6,88	6,76	4,76	6,26	5,96	6,33	6,26	6,87	6,78	6,16	6,09	6,04	6,00	6,03	5,97
	N	(7,2)	6,06	6,44	6,28	4,38	5,68	5,45	5,74	5,68	6,02	6,01	5,84	5,81	5,72	5,71	5,65	5,63
	D	(5,9)	5,52	5,43	5,31	4,25	4,83	4,90	4,86	4,84	5,17	5,01	5,50	5,49	5,46	5,43	5,26	5,27
	MOY	(6,67)	6,62	6,39	6,57	6,57	6,28	6,60	6,26	6,28	7,31	6,74	6,50	6,51	6,62	6,61	6,49	6,53
75	J	6,0	5,32	4,94	5,79	5,24	5,29	5,53	5,29	5,30	5,84	5,51	5,89	5,90	5,96	5,92	5,75	5,77
	F	6,3	6,02	6,27	7,15	4,98	6,16	6,04	6,21	6,17	6,09	6,20	6,10	6,12	6,07	6,06	6,03	6,01
	M	7,1	7,03	7,25	7,05	7,10	7,47	7,74	7,49	7,49	7,27	7,25	7,05	6,99	7,09	7,08	7,11	7,11
	A	8,3	7,77	7,92	7,44	9,98	8,60	8,97	8,53	8,58	7,90	8,06	7,89	7,83	8,13	8,12	8,15	8,20
	M	7,6	7,52	7,40	7,44	10,20	7,41	7,01	7,26	7,32	7,75	7,87	7,53	7,47	7,97	7,85	7,77	7,78
	J	7,3	7,32	6,97	7,83	9,52	6,67	6,06	6,53	6,57	7,20	7,34	7,22	7,12	7,71	7,47	7,42	7,34
	J	(6,8)	6,49	5,46	5,99	5,25	4,79	5,03	4,76	4,79	6,56	5,70	5,76	5,71	5,92	5,76	5,61	5,56
	A	-	6,43	5,43	6,57	4,78	4,64	4,87	4,63	4,65	6,53	5,82	5,59	5,55	5,68	5,56	5,40	5,36
	S	-	6,47	5,58	6,47	3,95	4,71	4,69	4,75	4,72	6,04	5,50	5,37	5,37	5,31	5,27	5,11	5,12
	O	(6,5)	6,88	6,88	6,86	4,25	6,03	5,51	6,11	6,01	6,27	6,45	5,97	5,88	5,80	5,74	5,79	5,70
	N	6,2	6,16	6,53	6,08	3,98	6,02	5,30	6,11	5,99	5,83	6,29	5,91	5,79	5,71	5,62	5,72	5,59
	D	5,9	5,73	5,92	5,40	4,71	5,62	5,59	5,66	5,62	6,07	5,91	5,88	5,88	5,82	5,82	5,71	5,72
	MOY	(6,54)	6,60	6,39	6,67	6,11	6,11	6,39	6,10	6,12	7,15	6,59	6,35	6,37	6,43	6,43	6,30	6,34
76	J	5,7	5,59	5,32	5,89	4,86	5,45	5,55	5,48	5,46	5,93	5,70	5,86	5,84	5,83	5,89	5,71	5,71
	F	6,4	6,29	6,24	6,96	5,48	5,99	6,15	6,01	6,01	6,11	6,00	6,19	6,19	6,19	6,08	6,08	6,11
	M	7,8	6,80	6,82	7,44	6,49	6,37	6,68	6,36	6,38	6,25	6,18	6,52	6,53	6,62	6,62	6,50	6,54
	A	7,3	7,52	7,57	7,44	8,54	7,57	7,94	7,52	7,56	6,88	7,03	7,30	7,28	7,50	7,51	7,45	7,50
	M	(6,8)	7,40	7,11	7,35	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	J	(8,0)	6,90	6,44	7,54	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	J	(6,8)	6,62	5,69	7,44	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	A	(4,5)	6,43	5,40	6,86	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	S	(5,0)	6,57	5,84	6,76	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	O	(6,3)	6,66	6,13	5,50	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	N	6,5	6,45	6,62	6,18	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	D	5,8	5,85	6,01	5,60	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
	MOY	(6,41)	6,60	6,27	6,76	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-
INTERANNUEL	J	5,7	5,52	5,23	5,60	5,39	5,61	5,82	5,61	5,62	6,18	5,85	6,03	6,04	6,07	6,06	5,91	5,94
	F	6,3	6,20	6,30	6,76	6,08	6,48	6,69	6,49	6,49	6,61	6,47	6,48	6,48	6,51	6,52	6,44	6,46
	M	7,0	7,05	7,14	6,96	7,36	7,27	7,62	7,26	7,28	6,77	6,84	7,00	6,98	7,10	7,11	7,07	7,10
	A	7,6	7,62	7,77	7,25	8,77	8,00	8,41	7,96	8,00	7,41	7,50	7,49	7,46	7,67	7,68	7,67	7,71
	M	7,8	7,60	7,51	7,64	10,20	7,51	7,21	7,37	7,43	7,52	7,72	7,56	7,51	7,98	7,86	7,80	7,82
	J	7,4	7,25	6,91	7,54	9,71	6,67	5,89	6,52	6,56	7,28	7,48	7,27	7,15	7,78	7,52	7,48	7,38
	J	6,6	6,62	5,66	6,67	6,20	5,11	5,26	5,05	5,09	6,97	6,13	6,10	6,02	6,37	6,16	6,04	5,95
	A	5,2	6,45	5,46	6,67	4,84	4,73	4,96	4,72	4,74	6,54	5,67	5,63	5,60	5,72	5,61	5,44	5,42
	S	(6,3)	6,55	5,72	6,67	4,50	4,95	5,07	4,97	4,96	6,45	5,77	5,60	5,60	5,59	5,55	5,38	5,40
	O	6,3	6,86	6,76	6,57	4,59	6,18	5,81	6,26	6,18	6,65	6,66	6,10	6,02	5,96	5,91	5,95	5,88
	N	6,4	6,22	6,53	6,28	5,05	6,44	6,22	6,50	6,44	6,81	6,78	6,29	6,22	6,18	6,15	6,18	6,13
	D	5,5	5,71	5,75	5,50	4,57	5,57	5,49	5,62	5,58	5,80	5,76	5,84	5,83	5,76	5,75	5,65	5,66
	MOY		6,64	6,40	6,68	6,44	6,21	6,20	6,19	6,20	6,75	6,55	6,45	6,41	6,56	6,49	6,42	6,40
MOY%		6,42	6,64	6,39	6,67	6,42	6,21	6,52	6,19	6,21	7,20	6,65	6,45	6,46	6,56	6,55	6,42	6,46

Tableau n° 73 : Régressions entre ELAC mesurée (X) et ELAC calculée (Y)

$$Y = m \cdot X + b_0$$

	(1)	(2)	(3)	(4)	(5)	(6)	(7)	(8)	(9)	(10)	(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)
	$\alpha \cdot TABRI + \beta$	$\alpha \cdot TMAX + \beta$	$\alpha \cdot Rg + \beta$	$\alpha \cdot \Delta E \cdot U$	$(\alpha U + \beta) \cdot \Delta E$	$\Delta E \cdot U(\alpha + \beta U)$	$\Delta E \cdot U(\alpha + \beta / U)$	$\alpha \cdot \Delta E \cdot U \cdot \beta$	$\Delta E \cdot U(\alpha + \beta U + \gamma \Delta T)$	$\Delta E \cdot U(\alpha + \beta / U + \gamma \Delta T)$	$\alpha + \beta U + \gamma \Delta E$	$\alpha \cdot U \cdot \beta \cdot \Delta E \cdot \gamma$	$\alpha + \beta U + \gamma \Delta E$	$\alpha \cdot U \cdot \beta \cdot \Delta E \cdot \gamma$	$\alpha + \beta U + \gamma \Delta E$	$\alpha \cdot U \cdot \beta \cdot \Delta E \cdot \gamma$
ordonnée origine b_0	2,82	1,18	3,18	-6,91	-0,283	0,377	0,040	-0,111	3,65	1,57	1,62	1,73	0,761	0,846	0,473	0,499
pente m	0,595	0,613	0,545	2,08	1,01	0,908	0,959	0,983	0,483	0,777	0,752	0,729	0,903	0,860	0,926	0,920
coeff. corr. r	0,80	0,88	0,74	0,90	0,87	0,76	0,85	0,86	0,87	0,95	0,96	0,95	0,95	0,95	0,96	0,95
\bar{Y}	6,64	6,40	6,68	6,44	6,21	6,20	6,19	6,20	6,75	6,55	6,45	6,41	6,56	6,49	6,42	6,40
\bar{X}	6,42	6,42	6,42	6,42	6,42	6,42	6,42	6,42	6,42	6,42	6,42	6,42	6,42	6,42	6,42	6,42
\bar{Y} / \bar{X}	1,03	0,997	1,04	1,00	0,967	0,966	0,964	0,966	1,05	1,02	1,00	0,998	1,02	1,01	1,00	0,997

- Les ajustements mensuels (11 et 12), décennaires (13 et 14) et interannuels (15 et 16) sont très comparables quant aux coefficients de corrélation avec cependant un avantage aux formes linéaires en $\alpha + \beta U + \gamma \Delta E$ sur les formes puissance en $\alpha \cdot U^\beta \cdot \Delta E^\gamma$. Ces dernières sont néanmoins intéressantes car elles donnent une évaporation nulle si $\Delta E = 0$, ce qui sera déterminant pour les extrapolations de ces formules à des pas de temps inférieurs à la journée, pour lequel $\Delta E = 0$ n'est plus vide de signification.

Il peut être intéressant d'utiliser brutalement certaines de ces relations dans des cas climatiques différents, mais comparables.

3.5.2. TESTS DE CES FORMULES AVEC LES PARAMETRES CLIMATIQUES INTERANNUELS DE LA MARE D'OURSI, DU LAC TCHAD ET DU RIACHO DO NAVIO

Il était tentant d'essayer l'application de ces formules établies avec les résultats du lac de BAM dans d'autres situations climatiques correspondant à des zones climatiques comparables, c'est-à-dire caractérisées par la prédominance d'une longue période sèche où les principaux paramètres déterminant l'évaporation sont certainement la pression partielle de vapeur d'eau de l'air et la vitesse du vent. Compte tenu des données facilement accessibles à l'ORSTOM et suffisamment complètes, ce choix est limité au lac TCHAD, à la mare d'OURSI et à l'açude du RIACHO DO NAVIO dont les données figurent en 1ère Partie.

L'échantillonnage de formules statistiques retenues pour ces tests est constitué des formules (1), (2), (4), (11), (12), (13), (14), (15) et (16) du paragraphe précédent. Chaque fois que possible les résultats obtenus sont comparés avec les mesures de l'évaporation ou son évaluation par la classique formule de PENMAN.

3.5.2.1. Application à la mare d'OURSI

Cette application est faite avec les valeurs moyennes mensuelles interannuelles calculées sur la période 77-81. Les valeurs correspondantes de TABRI, TMAX, ΔE_{STA} et U2ABRI figurent dans le tableau n° 74 aux côtés des résultats des calculs de ELAC, des mesures de l'évaporation moyenne interannuelle à GANADAOURI et OURSI et de l'évaluation par la formule de PENMAN pour les valeurs 0,05 et 0,10 de l'albédo.

Ces résultats appellent plusieurs commentaires :

- On doit tout d'abord noter la différence très nette entre les évaporations de la mare de GANADAOURI et celle d'OURSI, explicable par leur contexte différent (substratum, végétation aquatique, etc).

- Les calculs menés à partir de TABRI et TMAX conduisent à des résultats globalement comparables et intermédiaires des observations à GANADAOURI et OURSI. Il semble bien donc que l'ajustement réalisé au lac de BAM soit extrapolable dans les conditions d'OURSI.

- Le calcul de la formule (4) (loi de Dalton monome) est significativement erroné. Ce type de formule n'est donc pas facilement extrapolable, surtout lorsque cette extrapolation s'adresse à des conditions climatiques où la fourchette de vitesses du vent est notablement supérieure à celle du lac de BAM.

- Les résultats obtenus avec les 3 couples de formules en $\alpha + \beta \Delta E + \gamma U^2$ et $\alpha \cdot \Delta E^\beta \cdot U^{2\gamma}$ restent du même ordre de grandeur, mais sont assez significativement distincts. En effet si les formules (11) (12) et (15) (16), correspondant à des ajustements sur les moyennes mensuelles et interannuelles donnent des résultats en gros comparables, le couple (13) (14), correspondant aux moyennes décennaires donnent des résultats nettement supérieurs.

Si l'on peut estimer à environ 7,2 mm.j⁻¹ la moyenne des évaporations de la mare d'OURSI en Juillet, Août et Septembre (d'après les résultats des calculs (11) (12) et de la formule de PENMAN, avec $a = 0,15$), et à environ 8,0 mm.j⁻¹ celle de GANADAOURI pour la même période, on aboutit à des valeurs moyennes annuelles suivantes :

GANADAOURI	MESURE	8,3 mm.j ⁻¹
OURSI	MESURE	7,0 mm.j ⁻¹
OURSI	CALCUL (11) (12)	7,5 mm.j ⁻¹
OURSI	CALCUL (13) (14)	8,2 mm.j ⁻¹
OURSI	PENMAN a = 0,05	8,6 mm.j ⁻¹
OURSI	PENMAN a = 0,10	8,2 mm.j ⁻¹
OURSI	PENMAN a = 0,15	7,8 mm.j ⁻¹
OURSI	PENMAN a = 0,20	7,4 mm.j ⁻¹

Il semblerait donc que, malgré l'imprécision de ces estimations et l'incertitude sur leur représentativité, une certaine concordance se dégagerait entre les valeurs de l'évaporation de la mare d'OURSI mesurée et obtenue par les formules (11) (12) ou les résultats de la formule de PENMAN pour $a = 0,15$ à 0,20. Par contre la concordance serait meilleure entre l'évaporation de la mare de GANADAOURI mesurée et calculée par les formules (13) (14) ou les résultats de la formule de PENMAN pour $a = 0,05$ à 0,10.

Calcul de ELAC à partir de														GANA D'ADURI moyennes mesurées	OURSIS moyennes mesurées	PENMAN a = 0,05	PENMAN a = 0,10
TABRI	TMAX	ΔESTA	U2ABRI	TABRI (1)	TMAX (2)	ΔESTA U2ABRI (4)	ΔESTA et U2ABRI										
							val. mensuelle (11) (12)		val. décadaire (13) (14)		val. interannuel. (15) (16)						
J	24,5	32,2	16,9	2,46	6,0	5,6	8,5	6,8	6,8	7,4	6,9	7,0	6,7	7,7	5,3	7,13	6,79
F	26,5	34,3	18,4	2,66	6,4	6,2	10,0	7,3	7,0	7,9	7,5	7,5	7,3	8,0	6,1	8,13	7,75
M	30,4	37,6	22,5	2,82	7,2	7,2	13,0	8,1	7,9	8,9	8,5	8,6	8,4	9,2	6,4	9,27	8,86
A	33,6	40,4	25,2	2,80	7,9	8,0	14,4	8,6	8,4	9,3	9,0	9,1	9,0	9,3	(9,8)	9,65	9,24
M	34,5	40,5	21,8	3,54	8,0	8,0	15,8	8,8	8,2	9,8	9,0	9,4	8,9	-	-	10,24	9,81
J	32,5	38,2	19,3	4,06	7,6	7,4	16,0	8,9	8,0	10,2	8,8	9,5	8,6	-	-	9,78	9,37
J	29,7	34,8	16,3	3,86	7,0	6,4	12,8	8,1	7,2	9,4	7,9	8,7	7,6	-	-	8,52	8,13
A	28,5	34,1	16,9	3,02	6,8	6,2	10,4	7,4	6,9	8,2	7,4	7,7	7,2	-	-	8,02	7,62
S	29,7	36,2	19,0	2,36	7,0	6,8	9,2	7,1	7,0	7,6	7,3	7,3	7,1	-	7,1	8,10	7,70
O	30,9	38,8	24,5	2,04	7,3	7,5	10,2	7,7	7,7	8,0	8,0	7,9	8,0	9,4	6,3	8,52	8,12
N	27,6	35,2	22,3	2,28	6,6	6,5	10,4	7,6	7,5	8,0	7,9	7,8	7,8	8,3	5,7	7,82	7,45
D	23,8	31,7	17,2	2,44	5,8	5,5	8,6	6,9	6,7	7,4	7,0	7,0	6,8	7,9	5,1	6,83	6,51
	29,4	36,2	19,7	2,86	7,0	6,8	11,5	7,7	7,4	8,5	7,9	8,0	7,8	-	-	8,56	8,18

TABLEAU n° 74 : Mare d'OURSIS - Comparaisons entre valeurs calculées de ELAC
ou valeurs mesurées ou évaluées par PENMAN.

On avait déjà pu constater que les formules (13) (14), établies à partir de moyennes décennales, étaient encore plus sensibles que les formules (11) (12) aux variations des différents paramètres et notamment de la vitesse du vent UZABRI. Les fortes valeurs de UZABRI observées dans la situation particulière de JALAFANKA expliquent certainement les différences sensibles entre les résultats (11) (12) et (13) (14), mais aussi entre les résultats (11) (12), (13) (14) ou les résultats PENMAN et les estimations directes des évaporations de ces deux mares. On doit toutefois noter la bonne concordance des résultats (11) (12) avec ceux de la formule de PENMAN avec $a = 0,15$, qui est précisément l'albédo d'une nappe d'eau couverte de végétation aquatique, ce qui est bien le cas de la mare d'OURSIS. Par contre, la mare de GANADAOURI, dont la surface est toujours libre de végétation évapore beaucoup plus, et suit les résultats de la formule de PENMAN avec un albedo $a = 0,05$ plus caractéristique d'une surface d'eau libre.

Il serait tentant de conclure que la végétation de la mare d'OURSIS réduit d'autant l'évaporation, ce que confirme bien les évaporations de GANADAOURI beaucoup plus élevées que ce que pourrait justifier une infiltration probablement supérieure, ou un effet d'oasis rendu plus important par la moins grande superficie de cette mare devant celle d'OURSIS.

On peut noter aussi que si l'on écarte l'année 1977, vraiment trop importante, la moyenne 1978-79 de ECOL est de $12,1 \text{ mm.j}^{-1}$. Si l'on conserve la valeur de 0,7 obtenue à BAM pour le rapport entre l'évaporation d'une nappe d'eau libre et l'évaporation sur bac Colorado, on arrive donc à une évaporation moyenne annuelle de $8,4 \text{ mm.j}^{-1}$ encore bien supérieure à celle mesurée à OURSIS, mais qui correspondrait à notre calcul (13) (14). Si l'on prend pour ce même rapport la valeur 0,65 plus vraisemblable dans ces conditions plus sahéliennes on arrive à $7,9 \text{ mm.j}^{-1}$ très comparable aux résultats des calculs (11) (12). Il ne faut là non plus toujours pas oublier la situation particulière de JALAFANKA.

3.5.2.2. Application au lac TCHAD

Les résultats effectués avec le même échantillonnage de formules statistiques (moins la (2) en TMAX) sont rassemblés dans le tableau n° 75 aux côtés des estimations interannuelles des évaporations mensuelles.

On remarque que les résultats des calculs sont systématiquement supérieurs aux estimations admises couramment. Il est certain que le rôle régulateur de l'énorme masse d'eau du lac TCHAD n'est qu'insuffisamment pris en compte, parce que bien supérieure à celle de BAM. Si l'on compare entre eux les divers résultats, on note que les formules (11) (12) et (15) (16) donnent des résultats comparables entre eux et voisins de ceux de la formule (1) (TABRI).

L'application de la formule (4) (Dalton monome) conduit à des résultats nettement trop forts. De même les formules (13) (14) basées sur un ajustement avec les valeurs décennales du lac de BAM, conduisent aussi à des valeurs trop élevées de l'évaporation.

Calcul de ELAC à partir de												
			TABRI (1)	ΔESTA UZABRI (4)	ΔESTA ET UZABRI						Estimation de l'évaporation réelle	
TABRI	ΔESTA	UZABRI			val. mensuelle		val. décennaire		val. interannuel			
			(11)	(12)	(13)	(14)	(15)	(16)				
J	19,9	15,3	2,10	5,0	6,6	6,2	6,0	6,6	6,2	6,2	6,0	4,4
F	22,9	17,7	2,15	5,6	7,8	6,7	6,6	7,0	6,8	6,7	6,6	5,5
M	26,8	20,2	2,18	6,4	9,0	7,1	7,0	7,5	7,4	7,3	7,2	6,8
A	30,3	21,7	2,18	7,2	9,7	7,4	7,3	7,8	7,7	7,6	7,6	7,6
M	31,1	19,9	1,91	7,3	7,8	6,8	6,8	7,1	7,0	6,8	6,9	7,3
J	30,5	18,1	2,18	7,2	8,1	6,7	6,7	7,2	6,9	6,8	6,7	6,7
J	28,9	15,9	2,35	6,9	7,6	6,5	6,3	7,0	6,6	6,6	6,4	5,7
A	27,4	14,1	1,92	6,6	5,5	5,8	5,7	6,1	5,8	5,7	5,5	4,8
S	28,1	16,3	1,68	6,7	5,6	5,9	5,9	6,1	6,0	5,8	5,8	5,3
O	27,8	19,3	1,67	6,7	6,6	6,4	6,4	6,6	6,6	6,4	6,4	6,4
N	24,4	18,4	2,08	6,0	7,8	6,7	6,6	7,1	6,9	6,8	6,7	5,9
D	21,2	15,5	2,04	4,1	7,8	6,7	6,6	7,1	6,9	6,8	6,7	4,8
	26,6	17,7	2,04	6,4	7,4	6,5	6,5	6,9	6,7	6,6	6,5	5,95

Tableau n° 75 - Lac TCHAD - Comparaisons entre valeurs calculées de ELAC et valeurs estimées par bilan hydrique

3.5.2.3. Application au RIACHO do NAVIO

Nous avons rassemblé l'ensemble des résultats dans le tableau n° 76, où figurent également deux estimations de l'évaporation de l'açude CONCEICAO provenant du rapport déjà cité (CADIER, 1979). La première est obtenue à partir des seuls relevés limnimétriques, la seconde est calculée grâce à un bilan hydrologique complet.

L'ensemble des résultats est assez homogène, à l'exception des formules (2) et (4) qui fournissent des résultats assez nettement inférieurs aux autres. En particulier les résultats obtenus avec les formules (11) (12) et (13) (14) restent, contrairement aux autres applications, très comparables, mais nettement inférieurs aux valeurs calculées localement par bilan hydrique ou à partir de la seule hydrométrie. On doit toutefois s'interroger sur l'exactitude de ces calculs qui conduisent à une valeur du rapport ELAC/ECLA variant de 0,94 à 0,97, ce qui est notoirement plus élevé que les résultats généralement admis.

Si l'on reprenait le chiffre annoncé par GIRARD (1966) pour les açudes du JAGUARIBE (0,83) on aboutirait à partir de la valeur 76-77 de ECLA à une estimation de l'évaporation de l'açude CONCEICAO de $5,8 \text{ mm.j}^{-1}$, cette fois nettement inférieure aux résultats des formules (11) (12) et (13) (14). Mais la valeur 76-77 de ECLA est nettement inférieure à la moyenne 71-77 (ECLA = 7,56). Avec cette valeur interannuelle et la même valeur 0,83 du rapport on aboutit finalement à une estimation de l'évaporation annuelle de l'açude CONCEICAO d'environ $6,3 \text{ mm.j}^{-1}$, cette fois très voisine des résultats des formules (11) (12) et (13) (14).

Il est certain par ailleurs que la profondeur de cet açude nettement supérieure à celles du lac de BAM, du lac TCHAD ou de la mare d'OURSI, entraîne certainement un effet sur l'évaporation. D'après GIRARD (1966) pour cette zone il s'agirait d'un affaiblissement de l'évaporation dans le cas d'une augmentation de la profondeur moyenne.

Il faut cependant rappeler le fait que, faute d'observations sur bac Colorado, on a dû utiliser les résultats d'un bac Classe A. Cela a certainement un effet sur la validité des calculs qui ont été ainsi menés, surtout à l'échelle mensuelle.

Calcul de ELAC à partir de														ELAC Limnigraphe	ELAC CALCULÉ	ECLA
TABRI	TMAX	ΔESTA	UZABRI	TABRI (1)	TMAX (2)	ΔESTA UZABRI (4)	ESTA et UZABRI									
							val. mensuelle (11) (12)		val. décadaire (13) (14)		val. interannuel. (15) (16)					
O	25,6	33,5	20,5	1,52	6,4	6,0	6,4	6,5	6,5	6,6	6,6	6,5	6,5	6,8	6,2	8,4
N	26,9	33,8	24,6	1,48	6,5	6,1	7,4	7,1	7,1	7,2	7,2	7,2	7,2	7,2	8,1	9,2
D	26,4	33,6	24,3	1,55	6,5	6,0	7,7	7,2	7,1	7,3	7,3	7,3	7,3	7,9	8,0	9,3
J	26,0	32,2	18,8	1,31	6,3	5,6	5,0	6,0	6,0	6,0	6,0	5,8	5,9	6,5	(5,1)	6,5
F	25,8	31,4	22,0	1,27	6,2	5,4	5,7	6,5	6,5	6,5	6,4	6,4	6,4	7,5	(7,6)	8,0
M	26,7	31,3	22,4	1,30	6,2	5,4	5,9	6,6	6,6	6,6	6,6	6,6	6,5	7,4	(6,5)	8,1
A	25,9	29,9	19,2	0,98	6,1	5,0	3,8	5,7	5,6	5,5	5,5	5,5	5,4	(6,7)	(7,7)	6,4
M	24,3	29,4	16,1	1,06	5,9	4,8	3,5	5,3	5,3	5,1	5,1	5,0	5,0	(5,8)	(7,0)	5,0
J	22,9	28,2	15,0	1,08	5,6	4,5	3,3	5,1	5,1	5,0	4,9	4,8	4,8	(5,7)	(6,8)	4,4
J	22,1	27,5	13,9	1,26	5,5	4,3	3,6	5,1	5,1	5,0	5,0	4,8	4,8	(5,5)	(6,7)	4,2
A	23,3	29,7	19,6	1,45	5,7	4,9	5,8	6,3	6,3	6,3	6,3	6,2	6,2	6,1	5,9	7,0
S	24,8	31,8	19,6	1,80	6,0	5,5	7,2	6,6	6,6	6,8	6,8	6,6	6,7	6,7	6,7	7,8
	25,0	31,0	19,7	1,34	6,1	5,3	5,4	6,2	6,2	6,2	6,2	6,1	6,1	(6,6)	(6,8)	7,02

Tableau n° 76 - Riacho do Navio - Comparaisons entre valeurs calculées de ELAC et valeurs estimées par bilan

4ème PARTIE

POUR UNE APPROCHE PLUS FINE DE L'EVAPORATION,
EVAPOTRON DU LAC DE BAM.

4. POUR UNE APPROCHE PLUS FINE DE L'EVAPORATION, L'EVAPOTRON DU LAC DE BAM

Dans la 2^{ème} partie étaient développées diverses méthodes d'évaluation de l'évaporation déduites des approches théoriques qui permettent la modélisation des basses couches atmosphériques. Ainsi peut être mesuré indirectement le flux d'évaporation à partir de caractéristiques physiques, en différents niveaux des couches d'air baignant le lac, que sont la température, la pression partielle de vapeur d'eau et la vitesse du vent. Les caractéristiques superficielles de la nappe d'eau évaporante (température de surface et pression de vapeur d'eau saturante correspondante) complètent les niveaux supérieurs pour définir les profils de température, de pression de vapeur d'eau et de vent.

Nous commencerons donc par décrire le dispositif expérimental retenu lors de l'étude du lac de BAM comme support de ces mesures des caractéristiques physiques de la nappe évaporante du lac et des couches d'air qui la surplombent. Ce dispositif que nous avons dénommé "Evapotron" permettait de plus la mesure du rayonnement net R_N et des différents rayonnements qui le composent.

4.1. L'EVAPOTRON DU LAC DE BAM

Le choix de l'emplacement unique où seraient effectuées les mesures était déterminant. En effet la complexité de l'appareillage et les contraintes de bonne stabilité de certains appareils, alliées à la nécessaire proximité d'un abri convenable où placer les enregistreurs, nécessitaient un dispositif unique et fixe. Le site retenu est situé au milieu d'un élargissement du bras principal du lac, à quelques centaines de mètres en amont de la digue reliant la mission de TOURCOINGBAM au village de KONGOUSSI (cf. fig. n° 8). En hautes eaux les rives inondées sont à plus de 250 m du dispositif, ce qui assure une homogénéité satisfaisante des caractéristiques thermiques de l'air et de l'eau en cet endroit, et donc une bonne représentativité des conditions moyennes du lac de BAM. Il peut arriver toutefois, qu'en régime de vent d'Harmattan particulièrement sévère, le niveau supérieur soit, hors de la couche limite, baigné par l'air continental sec, peu ou pas influencé par le lac.

Le bâti de mesure est relié à la rive par 3 câbles multiconducteurs blindés de 250 m de longueur, qui assurent les diverses servitudes électriques et le transfert sur des enregistreurs potentiométriques des mesures faites sur l'évapotron.

4.1.1. DESCRIPTION DU BATI DE MESURE (cf. figure n° 56)

L'ensemble des instruments de mesure est porté par un mât tubulaire en acier de 9 cm de diamètre, soudé sur un support cruciforme en I.P.N., dont chaque bras de deux mètres de développement est ancré sur un bloc de béton d'un demi m² de section reposant directement sur le fond de vase argileux du lac. Le mât mesure 6 m de haut et permet donc de suivre la totalité des variations de hauteurs d'eau.

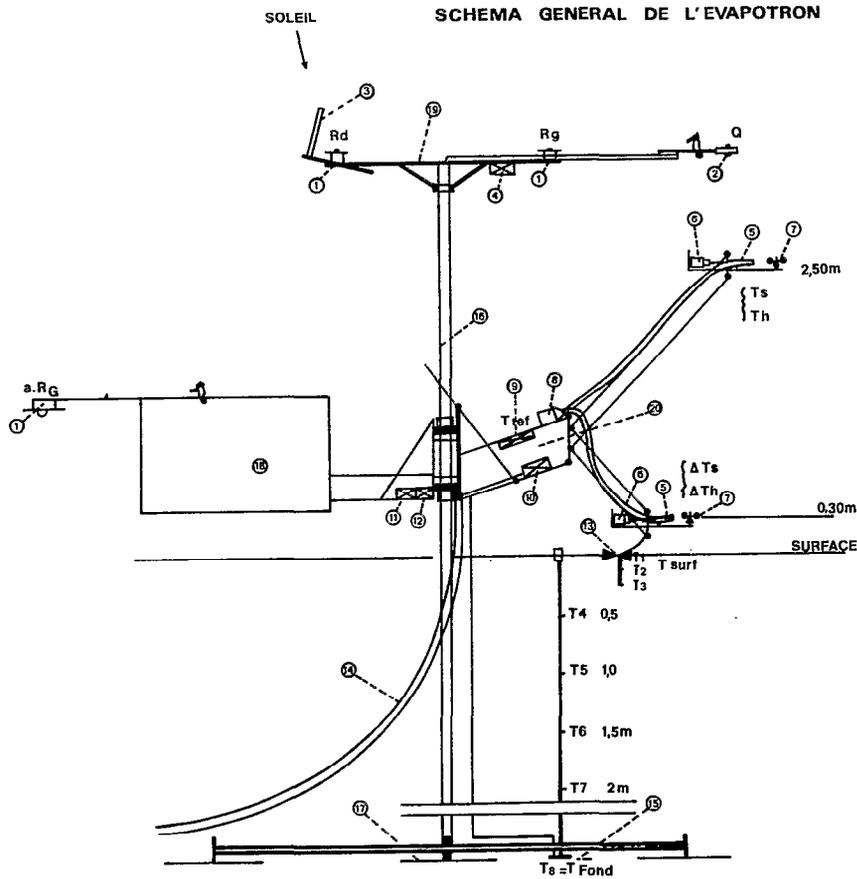
Sur le faite du mât une superstructure en profilés d'aluminium supporte les appareils de mesure du rayonnement :

- un pyrromètre pour le rayonnement R_N
- deux pyranomètres pour les rayonnements globaux et diffus R_G et R_d .

ainsi que les servitudes du pyrromètre, c'est-à-dire une soufflerie pour le gonflage des coupelles hémisphériques et l'anneau chauffant.

Le mât support sert aussi de pivot à une structure girouette déformable, construite également en profilés d'aluminium et toujours orientée face au vent dominant grâce à une dérive arrière. La structure est mobile verticalement le long du mât afin d'accompagner par réglages successifs les variations de grandes amplitudes du niveau du lac. Elle est déformable afin de suivre, par un ajustement mécanique aisé, la baisse progressive du plan d'eau due à l'évaporation. A l'avant de cette structure se trouvent deux bras articulés, aux extrémités réglables à des côtes allant de 0 à 3 m, qui supportent les deux niveaux de sondes de mesures des températures sèche et humide, et les deux anémomètres correspondants. Un pyranomètre inversé, fixé sur cette même structure, permet la mesure du rayonnement réfléchi $a.R_G$ - La température superficielle de l'eau et les 3 premiers niveaux du profil de températures (6,5, 12,5 et 25 cm) immergé sont mesurés par un dispositif de thermocouples fixé sur un flotteur attaché au bras inférieur. Les 5 niveaux profonds de ce même profil thermique immergé (50, 100, 150, 200 et Fond) sont fixés sur une canne en plastique fichée dans le fond du lac à proximité du mât support. La turbine de ventilation des tuyères des psychromètres est également fixée sur la structure pivotante, ainsi que les servitudes électriques et électroniques des anémomètres électroniques et du profil thermique immergé. Des boîtes de connexions à contacts dorés permettent le départ des mesures vers le câble "mesures", et l'alimentation électrique des servitudes par un câble "alimentation". Les informations concernant le vent sont transmises après amplification et l'intermédiaire d'un circuit relais par un câble spécial "vents".

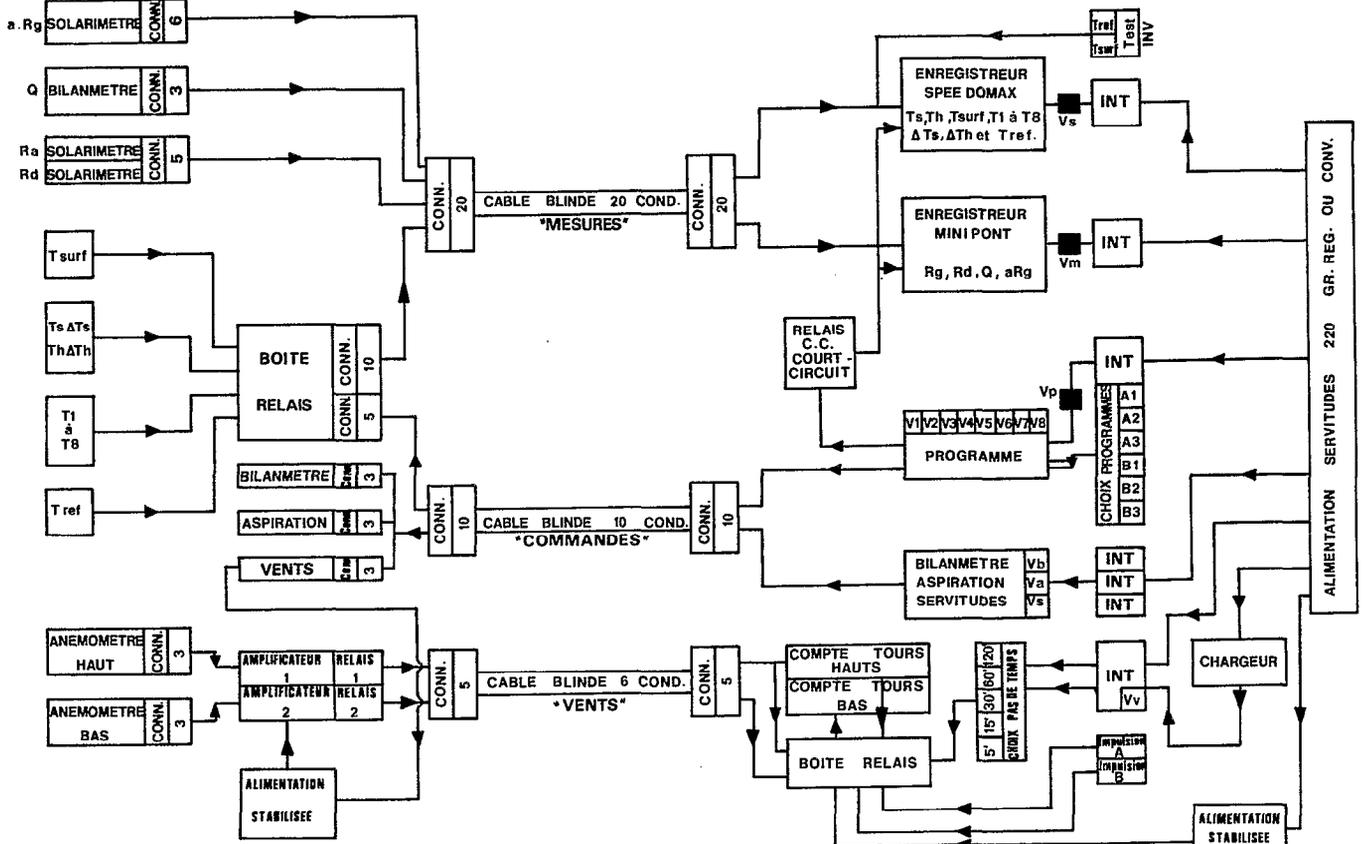
Cette description est illustrée par le schéma n° 56 du bâti de mesure et par l'organigramme (fig. n° 57) complet de l'évapotron.



- 1 PYRANOMETRE
- 2 PYRRADIOMETRE
- 3 BANDE PARE SOLEIL DE SCHUEPP
- 4 SERVITUDES PYRRADIOMETRE
- 5 TUBINES SONDES T_s T_h ΔT_s ΔT_h
- 6 RESERVES EAU POUR MOUSSELINES
- 7 ANEMOMETRE
- 8 VENTILATEUR DES TURBINES
- 9 ENCEINTE DE T REF
- 10 BOITE RELAIS
- 11 AMPLIFICATEURS VENTS
- 12 BATTERIES VENTS
- 13 FLOTTEUR T SURF T1 T2 T3
- 14 3 CABLES LIAISON AVEC ENREGISTREURS
- 15 ENCEINTE SOUDURE FROIDE

- 16 MAT ϕ 9 cm
- 17 CROIX SUPPORT
- 18 DERIVE
- 19 SUPPORT RAYONNEMENTS
- 20 BATI DEFORMABLE

Figure n°56



SCHEMA DU DISPOSITIF DE MESURE ET DE COMMANDE

Figure n°57

4.1.2. MESURE DES TERMES DU BILAN RADIATIF

On va maintenant reprendre tour à tour chaque terme du bilan radiatif et suivre son acquisition des sondes de mesure à l'enregistrement.

4.1.2.1. Le rayonnement net R_N

Il est mesuré par un pyrromètre différentiel à deux coupelles opposées, fabriqué par MIDDLETON and Co. Sa sensibilité, donnée par le constructeur à 20°C, est de 0,398 mV par $mW.cm^{-2}$ pour le spectre solaire entre 0,2 et 4µm, et de 0,397 mV par $mW.cm^{-2}$ pour les grandes longueurs d'ondes de 4 à 100 µm. Un étalonnage, conduit dans des conditions naturelles, a permis de vérifier l'étalonnage du constructeur avec pour résultats : 0,404 mV par $mW.cm^{-2}$. Les coupelles de protection de la surface sensible sont en polyéthylène, transparent aux grandes longueurs d'onde contrairement au verre, gonflées par une pression de quelques cm d'eau par un flux d'air desséché produit par une petite pompe à air. Elles doivent être étalonnées avec le pyrromètre. Afin de réduire les échanges convectifs entre les deux surfaces sensibles et l'air ambiant, et éviter notamment la formation de rosées éventuelles, un anneau chauffant, constitué par une mince résistance électrique circulaire dans le plan de symétrie de l'appareil, est fourni par le constructeur.

Cette sonde de mesure du rayonnement net est connectée par l'intermédiaire du câble immergé à 2 des 6 direction d'un enregistreur MECI MINIPONT type D dans la gamme de sensibilité 0-50 mV. Le zéro de l'appareil est réglé de façon à admettre des différences de potentiel de -10 à +40 mV, donc l'enregistrement d'une gamme de R_N allant de $-25 mW.cm^{-2}$ à $+100 mW.cm^{-2}$. Un dispositif annexe permet de visualiser sur le graphique des pas de temps de 1/2 heure automatiquement par mise à zéro d'une direction.

4.1.2.2. Les Rayonnements global R_G , diffus R_d et réfléchi $a.R_G = R_r$

Ces trois rayonnements, du domaine du visible, sont mesurés à l'aide de pyranomètres (thermopiles de MOLL), fabriqués par KIPP and ZONEN, protégés par une coupelle de verre. La sensibilité moyenne de ces appareils, vérifiée par des étalonnages périodiques, est d'environ 0,100 mV par $mW.cm^{-2}$.

La thermopile affectée à la mesure du rayonnement diffus R_d est surmontée d'une bande pare-soleil du type dit "de SCHUEPP" (diamètre 90 cm, largeur 6 cm, montage équatorial).

Les 3 câbles de liaison, par l'intermédiaire du câble "mesures" immergé, sont branchés sur 4 directions du même enregistreur MECI MINIPONT, dans la même gamme de sensibilité 0-50 mV avec le même réglage du zéro permettant donc des mesures de -10 mV à +40 mV et donc l'enregistrement d'une gamme de rayonnements positifs de 0 à 400 $mW.cm^{-2}$ pour R_G et R_d , et de rayonnements négatifs de 0 à -100 $mW.cm^{-2}$ pour le rayonnement réfléchi $a.R_G$, ce qui s'avère toujours suffisant. Tous les rayonnements sont donc enregistrés sur le même diagramme avec inscription automatique du pas de temps de 1/2 heure.

L'étalonnage des différentes piles et bilanmètres est vérifié périodiquement grâce à un pyrromètre de LINKE-FEUSSNER selon les procédures classiques d'étalonnage.

4.1.2.3. Estimations indirectes de R_N (cf. II.1.4 et III.2.1.)

On va pouvoir vérifier la valeur directement mesurée de R_N par une estimation obtenue à partir de R_G , de a , de R_a et de R_r , par la formule classique $R_N = R_G(1-a) + R_a(1-a') - R_r$.

- Le rayonnement réfléchi $a.R_G$

L'albédo a de l'eau pour les courtes longueurs d'onde est variable en fonction de la hauteur du soleil, mais aussi de la propreté de l'eau et des conditions d'agitation de sa surface. On admet généralement les chiffres suivants dans le cas d'eau propre et calme :

Hauteur du soleil	albédo a
90° à 40°	0,02
30°	0,06
20°	0,13
10°	0,35
5°	0,59

Le rayonnement réfléchi est donc dans une très large part fonction de la hauteur du soleil. Cependant l'essentiel du rayonnement étant obtenu pour des valeurs élevées de la hauteur du soleil, l'influence sur l'évaporation, terme du bilan, n'est guère importante. Ces variations considérables de l'albédo à l'échelle horaire justifient néanmoins l'installation de la thermopile qui permet la mesure directe de $a.R_G$ et son enregistrement. On pourra ainsi extraire des tableaux de bilans journaliers du rayonnement une étude fine en cours de journée de l'albédo de la surface du lac de BAM dans des conditions climatiques variables.

- Le rayonnement terrestre R_t

Les formules classiques du rayonnement d'un corps gris permettent aisément l'évaluation du terme R_t , dont la mesure directe par pyrromètre est sujette à caution. Dans le cas de grandes nappes d'eau libre, la température de surface TLAC peut être déterminée avec précision, et l'on a :

$$R_t = \epsilon \cdot \sigma \cdot TLAC^4$$

où : - ϵ est l'émissivité, coefficient sans dimension # 0,96 pour l'eau
- σ la constante de STEFAN-BOLTZMANN # $5,7.10^{-12} W.cm^{-2} \cdot ^\circ K^{-4}$
- TLAC la température superficielle absolue du lac en $^\circ K$ ELVIN.

- Le rayonnement atmosphérique R_a

Il est évidemment très difficile d'estimer très précisément le rayonnement atmosphérique R_a , d'autant qu'une partie en est réfléchi par la surface de l'eau dont l'albédo a' pour les grandes longueurs d'ondes est mal connu. En fait le rayonnement atmosphérique n'est le plus souvent mesuré que comme terme résiduel d'un bilan. Dans le cas nocturne plus simple, c'est $R_a(1-a') = R_N - R_t$. Aussi n'est-il pas utile de s'étendre sur la réelle signification de $(1-a')$ et donc de R_a dans les diverses formules qui sont fort nombreuses. La vapeur d'eau de l'atmosphère étant le gaz atmosphérique déterminant dans cette gamme de rayonnement, la plupart des formules introduisent la pression de vapeur d'eau E_2 de l'air et sa température TAIR.

Au chapitre III.2.1. nous avons défini R_N par une formule, due à RIOU sous cette formulation, qui introduit en fait R_a sous une forme dérivée de la formule de BRUNT :

$$R_a = \sigma \cdot TAIR^4 \cdot (0,60 + 0,05 \cdot \sqrt{EZABKI})$$

En pratique et par ciel clair, l'estimation de R_a obtenue par cette formule basée sur les seules tension de vapeur d'eau et température de l'air, est assez correcte.

On avait également introduit, à propos de la formule de PENMAN calculée sur des bases mensuelles, une correction qui tenait compte de la durée d'insolation sous la forme d'un coefficient multiplicateur homogène $(0,5 + 0,5 \cdot S/S_0)$ préconisé par RIOU dans la même zone climatique. L'introduction de ce coefficient correcteur est difficile en routine sans un examen attentif des diagrammes d'enregistrement de R_G et R_d qui permettrait seul la détermination précise de S/S_0 . Il n'a donc pas été possible de le retenir ici. Dans les tableaux journaliers des bilans énergétiques et radiatifs, il sera possible de comparer les valeurs du rayonnement atmosphérique R_a obtenues à partir de cette formule de BRUNT (avec les coefficients recommandés par RIOU) ou comme terme résiduel du bilan radiatif, puisque toutes les autres composantes radiatives sont directement mesurées.

4.1.3. MESURES DES PARAMETRES NECESSAIRES A LA DETERMINATION DU RAPPORT DE BOWEN β

Le dispositif installé sur l'évapotron du lac de BAM permettait la mesure directe des paramètres suivants (cf. organigramme fig. n° 57) :

T AIR = T : Température sèche au niveau supérieur.
T_H : Température humide au niveau supérieur.
 ΔT : Gradient de température sèche entre niveau supérieur et inférieur.
 ΔT_H : Gradient de température humide entre niveau supérieur et inférieur.
T LAC : Température superficielle de la nappe d'eau.

Le niveau supérieur est réglé à la cote 2 m et le niveau inférieur à la cote 0,2 m.

Afin d'approcher au mieux les températures effectives des couches d'air prospectées, les sondes à thermocouples sont placées à l'intérieur de tuyères, d'un type mis au point à BRAZZAVILLE par RIOU et CHARTIER (1969). Protégées des échanges radiatifs par des écrans métalliques brillants, ces tuyères sont reliées par des tuyauteries souples à un aspirateur qui crée un courant d'air d'aspiration d'environ $1m.s^{-1}$, suffisant pour assurer une bonne représentativité aux températures mesurées, mais insuffisant pour modifier sensiblement l'équilibre des couches d'air prospectées. Cette vitesse d'aspiration est en effet de l'ordre des vitesses moyennes du vent où l'on sait que la structure laminaire de la couche limite à flux constant n'est pas modifiée. En fait, du moins lors des journées suffisamment venteuses, l'aspiration ne serait guère nécessaire, puisque la situation des tuyères à l'extrême avant des bras articulés du dispositif leur assure une très bonne ventilation naturelle.

Les sondes sèches et humides sont réunies dans une même tuyère. La sonde sèche plus longue est en avant et au-dessus de la sonde humide. Elle ne peut donc être humidifiée, ni baignée par l'air refroidi par le passage sur la mousseline humide de la sonde humide. L'humidification des sondes est assurée par des mousselines torsadées dans 2 tuyaux souples plastiques de $\phi 4$ mm pour chaque sonde, dont l'extrémité baigne dans un réservoir plastique rempli d'eau ;

la pression d'eau est d'environ 5 cm et en pinçant plus ou moins les tuyaux plastiques longs de 30 cm, il devient aisé de régler à convenance le débit d'alimentation des mousselines. Ces mousselines doivent enrober 4 à 5 cm de la hampe support des sondes, les thermocouples de mesure étant situés tout au bout de cette hampe. Ceci est très important, sinon la température d'équilibre des mousselines ne serait pas représentative du point de rosée, mais supérieure à celle-ci et intermédiaire entre cette température réelle du point de rosée et celle de l'eau du réservoir qui peut être beaucoup plus élevée. De même, le débit d'arrivée d'eau doit être réglé de telle sorte que la mousseline soit correctement imbibée ; il est même préférable que la mousseline s'égoutte légèrement, plutôt que de se trouver insuffisamment humectée, à condition que, bien sûr, ces gouttes n'établissent pas un pont thermique regrettable entre la hampe de mesure et la paroi de la tuyère. Il convient d'ailleurs d'assurer un centrage parfait des hampes de mesure dans les tuyères qu'elles ne doivent toucher à aucun prix, surtout en ce qui concerne la sonde humide, car malgré les écrans de protection les parois sont à une température nettement supérieure à celle de la sonde sèche et a fortiori de la sonde humide.

La première réalisation comportait une alimentation en eau des mousselines à niveau constant. L'expérience a prouvé qu'un simple réservoir, rempli assez fréquemment, était bien suffisant, et que ces remplissages répétés permettaient aussi une vérification périodique de l'état des mousselines, ce qui est bien encore la meilleure façon de se protéger contre leur dessèchement intempestif.

Ces températures et gradients sont mesurés grâce à des thermocouples cuivre-constantan, donnant une différence de potentiel proportionnelle à la différence des températures entre les sondes de mesure et une soudure "froide" de référence. L'étalonnage dans la gamme des températures atmosphériques possibles (10° à 45°C) a fourni une sensibilité d'environ 40 μV par °C de différence de température. Les soudures "chaudes" de ces thermocouples constituent les sondes de mesures, les soudures "froides" sont confondues en une seule, noyée dans une enceinte de grande inertie thermique immergée au fond du lac (cf. fig. n° 58). Un dernier thermocouple, dont l'une des deux soudures est la soudure "froide" immergée précédente, a son autre extrémité placée contre le bulbe d'un classique thermomètre à mercure placé dans une enceinte isolante de référence fixée sur le bâti de mesure de l'évapotron en un lieu accessible. Cette température, nommée TREF, permet de calculer la température de la soudure "froide" immergée sans avoir à hisser l'enceinte de cette dernière hors de l'eau et donc perturber cette constante de comparaison.

Les températures T, T_H , TLAC et TREF sont mesurées avec un seul thermocouple, avec donc une sensibilité de 40 $\mu\text{V} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$. Les gradients ΔT et ΔT_H sont mesurés à l'aide de deux thermocouples en série qui leur confèrent donc une sensibilité de 80 $\mu\text{V} \cdot ^\circ\text{C}^{-1}$. Ces différences de potentiel sont alors injectées, via le câble blindé immergé "mesures" dans un enregistreur MECI SPEEDOMAX G13 à 6 directions dans les gammes de 1 mV et 2 mV ce qui, avec un diagramme de 25 cm, autorise une sensibilité de 1 à 2 cm par °C pour ΔT et ΔT_H , et 0,5 à 1 cm par °C pour les températures T, T_H , TLAC et TREF. La précision obtenue est alors de 1/5 à 1/20 de °C, largement suffisante en ce qui concerne les mesures faites. L'enregistreur SPEEDOMAX comporte 2 parties P1 et P2, auxquelles on peut arbitrairement affecter chacune des 6 directions, disposant de deux sélecteurs de gammes de sensibilités individualisées et de deux dispositifs de décalage du zéro indépendants et réglables en continu. Les températures T, T_H , TLAC et TEAU (qui sera explicité plus loin) sont affectées à P1, qui commutée sur la gamme 2 mV, permet donc l'enregistrement des températures de 0 à 50°C. Un inverseur TEST permet d'injecter la température de référence TREF en lieu et place de TLAC. Il suffit alors de régler le calage de zéro de P1 pour que la valeur lue de TREF sur le graphique corresponde à celle qui est relevée visuellement sur le thermomètre à mercure du bâti, pour que l'enregistrement des températures T, T_H , TLAC et TEAU soit étalonné et satisfaisant. Un relai RT court-circuite chaque demi-heure la direction TLAC, ce qui permet de visualiser un pas de temps d'une demi-heure en phase avec celui de l'enregistrement des rayonnements déjà cité.

Les gradients de température ΔT et ΔT_H sont affectés à P2 dans la gamme 1 ou 2 mV. Le zéro est visualisé par le même court-circuit par le relai RT chaque demi-heure, et arbitrairement placé à 20 % ou 40 % du graphique afin d'éviter le chevauchement des enregistrements qui sont, pour plus de sécurité, de différentes couleurs.

Ces différentes mesures après enregistrement permettent de calculer effectivement sur une période donnée trois rapports de BOWEN :

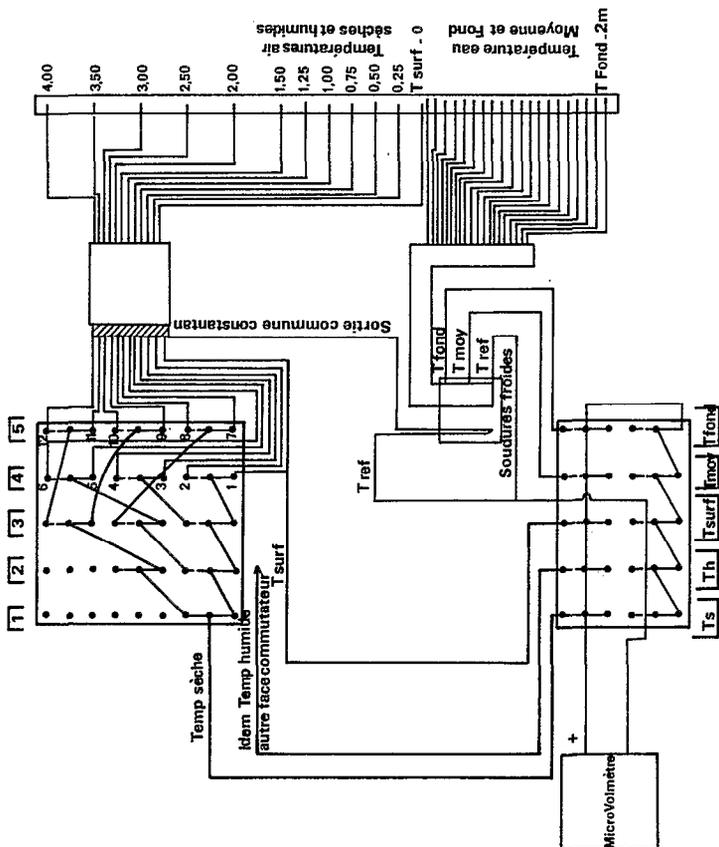
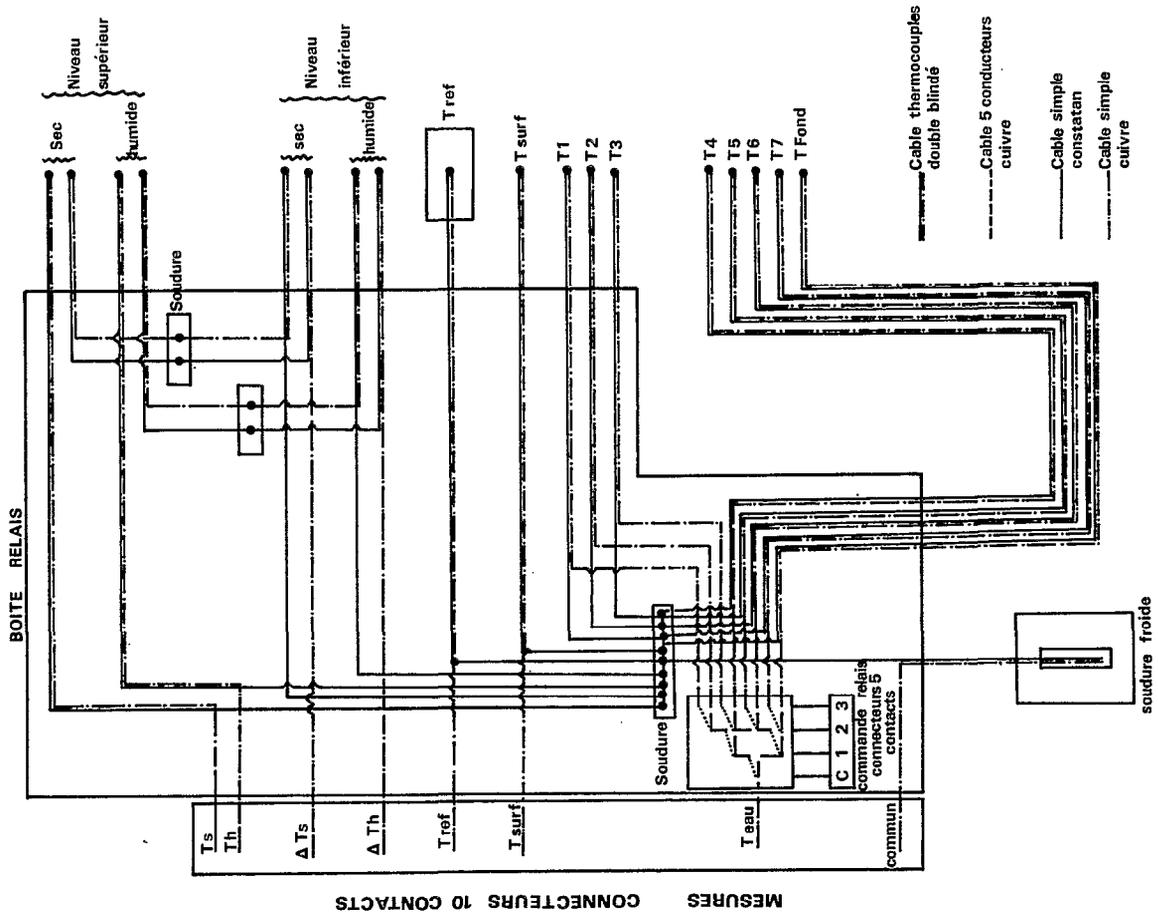
- β_{s-2} : entre surface et niveau 2 m
- $\beta_{s-0,2}$: entre surface et niveau 0,2 m
- $\beta_{0,2-2}$: entre niveau 0,2 m et niveau 2 m.

4.1.4. MESURES DU PROFIL DE TEMPERATURE DE L'EAU

Le but est bien sûr de connaître le flux conductif de chaleur pénétrant la surface de la nappe. Deux approches sont possibles :

- Mesurer instantanément le flux calorifique pénétrant la surface du lac à l'aide d'un fluxmètre, et en faire la moyenne sur le pas de temps considéré.
- Etablir un profil de température au début et à la fin de chaque pas de temps, et tirer de leurs comparaisons successives les quantités de chaleur accumulées pour chaque pas de temps et donc le flux correspondant.

Figure n° 58 : SCHEMA DE CABLAGE DES THERMOCOUPLES



Selection	Ts	Th	Tsurf	T Moy	T Fond
Température sèche	1	0	0	0	0
Température humide	0	1	0	0	0
Température surface	0	0	1	0	0
Température moyenne	0	0	0	1	0
Température fond	0	0	0	0	1
Court circuit mesure	0	0	0	0	0

niveaux	1	2	3	4	5
1 Surface	0	0	0	0	x
2 0,25	0	0	0	1	x
3 0,50	0	0	1	0	x
4 0,75	0	0	1	1	x
5 1,00	0	1	0	0	x
6 1,25	0	1	0	1	x
7 1,50	0	1	1	0	x
8 2,00	0	1	1	1	x
9 2,50	1	0	0	0	x
10 3,00	1	0	0	0	1
12 3,50	1	0	1	x	0
13 4,00	1	0	1	x	1

0 : Interrupteur ouvert
 1 : Interrupteur fermé
 x : Indifférent

SCHEMA DE LA MESURE DES TEMPERATURES DE L'AIR A 12 NIVEAUX ET DE LA TEMPERATURE MOYENNE DE L'EAU SUR 2m ET A 2m DE FOND

Figure n° 59

Température air Ts et Th

On n'a pas réussi à mettre en oeuvre la première méthode de façon satisfaisante, à cause sans doute de la turbulence et des mouvements convectifs des eaux de surface.

L'utilisation de la seconde méthode ne s'est pas non plus révélée satisfaisante pour les mêmes raisons, mais c'est néanmoins celle qui a été adoptée en routine sur l'évapotron du lac de BAM.

Huit niveaux ont donc été retenus (T₁ = -6,5 cm ; T₂ = -12,5 cm ; T₃ = -25 cm ; T₄ = -50 cm ; T₅ = -100 cm ; T₆ = -150 cm ; T₇ = -200 cm ; T₈ = Fond). Les huit soudures froides sont confondues avec celle du montage précédemment décrit, et les huit sorties cuivre des sondes de mesures sont branchées sur un système de relais commandé par un programme CROUZET d'une demi-heure de période de rotation. Ce programme sélectionne l'une des sondes selon sa programmation et injecte la mesure correspondante sur la direction TEAU de l'enregistreur SPEEDOMAX, par l'intermédiaire du câble "mesures". Le dispositif à relais est du type "à double passage" afin d'annuler 2 à 2 les énergies thermo-électriques parasites qui apparaissent sur les divers contacts de relais sur chacune des deux branches du circuit. Il est commandé, via le câble immergé "commandes et servitudes" par un programme CROUZET à trois cames situé sur le tableau de bord à proximité des enregistreurs, programmé en permanence par 6 contacts qui permettent la présélection d'une séquence choisie des 8 directions sur un pas de temps fixe de une demi-heure correspondant à un passage complet des 3 cames.

Les séquences possibles sont :

1 2 3 4 5 6 7 8	1 1 3 3 5 5 7 7	1 1 1 1 1 1 1 1
	2 2 4 4 6 6 8 8	2 2 2 2 2 2 2 2
1 2 3 4 1 2 3 4		3 3 3 3 3 3 3 3
5 6 7 8 5 6 7 8	1 1 3 3 1 1 3 3	4 4 4 4 4 4 4 4
	2 2 4 4 2 2 4 4	5 5 5 5 5 5 5 5
1 2 1 2 1 2 1 2	5 5 7 7 5 5 7 7	6 6 6 6 6 6 6 6
3 4 3 4 3 4 3 4	6 6 8 8 6 6 8 8	7 7 7 7 7 7 7 7
5 6 5 6 5 6 5 6		8 8 8 8 8 8 8 8
7 8 7 8 7 8 7 8	1 1 1 1 5 5 5 5	
	2 2 2 2 6 6 6 6	
1 2 1 2 5 6 5 6	3 3 3 3 7 7 7 7	
3 4 3 4 7 8 7 8	4 4 4 4 8 8 8 8	

Le détail des montages de ce dispositif très performant et maniable est donné dans une publication particulière consacrée à la technologie utilisée pour la mise au point de l'évapotron du lac de BAM (POUYAUD, 1975).

Par temps calme et en cas de flux négatif, correspondant donc à un réchauffement du lac, il est relativement aisé d'estimer par cette méthode la chaleur emmagasinée dans le lac entre deux profils thermiques successifs, et donc le flux correspondant ; l'eau non perturbée peut alors se stratifier thermiquement, laissant apparaître un gradient thermique vertical significatif et mesurable.

Il n'en est plus de même dès qu'un vent suffisant agite la surface et brasse la couche superficielle, homogénéisant les températures sur une profondeur qui peut atteindre le mètre, et interdisant de ce fait un bilan thermique à l'échelle de la demi-heure. Dans le cas enfin où le flux est positif, c'est-à-dire lorsque l'eau se refroidit globalement en commençant par sa surface, des mouvements convectifs très importants s'établissent, avec la remontée à la surface des eaux du fond restées plus chaudes, aboutissant ainsi à une homogénéisation complète de la température sur tout le profil, ce qui interdit toute mesure de flux ou bilan thermique. Il convient également de ne pas négliger les mouvements convectifs latéraux qui poussent vers le site de mesure des masses d'eau de températures différentes, enlevant ainsi toute valeur sérieuse à cette méthode.

On a donc tenté d'évaluer le stock calorifique du lac et ses variations en cours de journée par une méthode qui ne serait plus ponctuelle. Il faut remarquer d'abord qu'à l'échelle de la journée l'évolution du stock de chaleur peut se déterminer facilement, et que le bilan, positif ou négatif, est de toutes façons d'un ordre de grandeur nettement inférieur à la somme du rayonnement net R_N pour cette même journée, car le lac restitue à l'atmosphère au cours de la nuit pratiquement autant de calories que celles qu'il a amassées durant le jour. Des vérifications chiffrées seront proposées ultérieurement. Afin de suivre donc l'évolution de ce stock calorifique au cours de la journée, on va donc abandonner la station ponctuelle et intégrer ces paramètres sur un parcours pour obtenir et comparer des valeurs moyennes. Pour cela on matérialise un itinéraire fixe en forme de triangle équilatéral d'environ 300 m de côté qui sera parcouru en Zodiac toutes les heures. Un dispositif, constitué d'une canne de mesure à 20 thermocouples, est fixé à l'avant du bateau. Il permet l'intégration sur une profondeur de 2 m des températures du profil, ce qui fournit une température moyenne, représentative du profil, qui est enregistrée puis à nouveau intégrée sur les 900 m du circuit, afin d'aboutir à une température moyenne des 2 m supérieurs du lac à un instant donné. La comparaison de l'évolution de cette température moyenne permet de chiffrer les variations du stock calorifique du lac et donc le flux de chaleur entrant ou sortant moyen sur la période entre deux parcours de mesures. Cette mesure est complétée d'une mesure de la température moyenne à 2 m de profondeur qui permet d'introduire un facteur correctif prenant en compte les variations thermiques des couches profondes. Le schéma de la figure n° 59 illustre ce dispositif (doublé d'une mesure en plusieurs niveaux des températures sèche et humide de l'air). Des mesures sur ce parcours triangulaire, menées dans diverses conditions climatiques remarquables, représentatives des différentes saisons climatiques du lac de BAM, ont permis de vérifier les ordres de grandeur du flux thermique dans l'eau du lac. Il n'est malheureusement pas possible de les effectuer en routine, alors qu'il s'agit pourtant de l'unique méthode relativement précise d'évaluation de ce flux thermique. On peut cependant estimer qu'à rayonnements nets R_N égaux, et pour des gradients thermométriques TLAC-TAIR égaux, le flux de chaleur pénétrant l'eau du lac reste constant, si les conditions de surface restent aussi comparables (propreté de l'eau et agitation de sa surface).

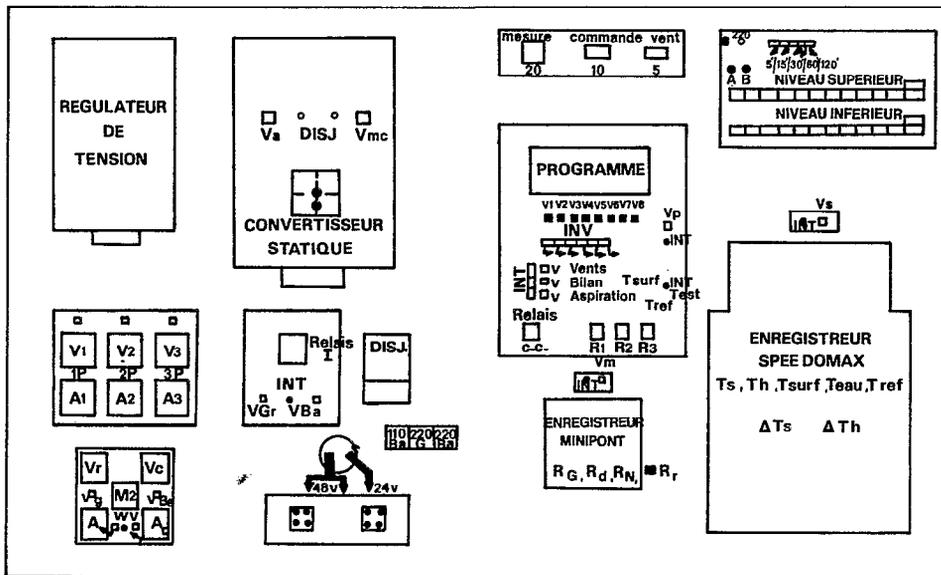


TABLEAU DE COMMANDE

Figure n°60

On a donc tenté une corrélation du flux thermique avec le rayonnement net R_N et le gradient TLAC-TAIR, qui s'est malheureusement révélée finalement indicative seulement, car trop imprécise.

4.1.5. LA MESURE DU VENT

Chacun des deux niveaux de mesures (2 m et 0,2 m) est équipé d'un anémomètre sensible CASELLA. Le principe du fonctionnement de ces anémomètres à 3 coupelles est le suivant : le rayon lumineux d'une lampe est occulté par un disque opaque solidaire de la hampe de l'anémomètre. Le disque opaque comporte une fente qui à chaque tour permet au rayon lumineux d'éclairer une cellule photo-électrique. Les frottements sont réduits et la vitesse de démarrage est très faible, avec une réponse pratiquement linéaire. Les tops électriques fournis par la cellule photo-électrique sont amplifiés et mis en forme de façon à entraîner un compteur d'impulsions. Dans l'installation du lac de BAM, la puissance de ces tops n'était pas suffisante pour leur faire franchir les 250 m du câble immergé de liaison, ces impulsions sont donc utilisées pour fermer des micro-relais sur le bâti de l'évapotron qui commandent ensuite des circuits secondaires actionnant les compteurs d'impulsion regroupés sur le tableau de commandes et d'enregistrement. L'extrême fragilité des circuits électroniques de comptage et d'amplification a nécessité l'installation sur le bâti d'une alimentation continue de 12 Volts stabilisée très élaborée.

Afin de dispenser l'observateur de la tâche fastidieuse de relever au début et à la fin de chaque pas de temps le nombre de tour d'anémomètre, a été réalisé un dispositif original permettant de répartir automatiquement sur 12 compteurs de tops, les vents correspondant à 12 pas de temps successifs, avec retour automatique au 1er compteur au 13ème pas de temps. Le dispositif fonctionne au choix avec 5 périodes sélectionnables de 5, 15, 30, 60 et 120 minutes, synchronisées avec le pas de temps des autres enregistreurs. La fidélité de ces périodes est assurée par l'entraînement de ces programmes par des moteurs synchrones, elle est donc égale à la fidélité de la fréquence de l'alimentation électrique.

Pour améliorer encore la précision et la reproductibilité des différents pas de temps, on a utilisé un dispositif de relais en cascade décrit dans une publication déjà citée. Les tops sont envoyés d'un compteur au suivant par l'intermédiaire de relais en cascades qui basculent les uns après les autres à l'expiration de chaque période T. L'ordre A de basculement de ces relais est produit par un interrupteur actionné par la minuterie programmée au bout du temps T. Cette impulsion A doit transiter par un autre relais qui devra avoir été fermé par un ordre B préalable, également donné par la minuterie avant l'ordre A, et non simultanément. Lorsque les 12 étages de relais ont été successivement activés, un nouvel ordre A les ouvre tous et les comptages d'impulsion passent à nouveau au compteur 1. Deux interrupteurs manuels A' et B' en parallèles sur les interrupteurs programmés A et B permettent de faire sauter l'impulsion manuellement d'un compteur au suivant, pour une remise à l'heure par exemple. Il est bien sûr essentiel d'être assuré de la synchronisation du pas de temps des différents diagrammes.

L'ensemble du dispositif, lui aussi décrit dans une publication particulière (POUYAUD, 1975) s'est finalement révélé assez fiable, malgré les 65 micro-relais qui le constituaient et les conditions très artisanales de sa construction et de sa maintenance.

4.1.6. DEPOUILLEMENT DES DIAGRAMMES

Il est certain qu'avec les modernes centrales d'acquisition de données le dispositif avec enregistreurs graphiques utilisé de 1972 à 1976 pour l'étude du lac de BAM apparaît comme largement démodé, ainsi que le montrent par exemple les travaux du même ordre entrepris par RIOU en Tunisie. La tâche du dépouillement de tels diagrammes figuratifs s'est effectivement avérée particulièrement fastidieuse. On peut y reconnaître trois étapes :

- Dépouillement de valeurs moyennes pour chaque pas de temps sur chaque diagramme.
- Report sur support mécanographique des différentes mesures en identifiant de plus la période de temps correspondante.
- Traitement numérique.

Selon les grandeurs physiques les dépouillements présentent certaines variantes.

4.1.6.1. RAYONNEMENTS

Le dépouillement consiste à attribuer à chaque pas de temps une valeur moyenne de R_N , R_G , R_d et a. R_G . Ce dépouillement est fait avec 3 chiffres significatifs et exprimé en 1/10 de mV. La transformation de ces mV en $mW.cm^{-2}$ ne sera effectuée qu'au moment du traitement numérique ce qui permet de modifier éventuellement les coefficients d'étalonnage en cas de détamage des appareils ou de remplacement. Lorsque le rayonnement net R_N devient négatif, on ne conserve que deux chiffres significatifs, toujours en 1/10 de mV, précédés du signe -.

4.1.6.2. TEMPERATURES ET GRADIENTS

On attribue également en cours de dépouillement une valeur moyenne au pas de temps de une demi-heure des diverses températures T , T_H , $TLAC$ et gradients ΔT , ΔT_H . Les températures et gradients sont donnés en 1/10 de °C, ΔT et ΔT_H sont de plus précédés du signe + ou -. Les températures TEAU sont traitées à part, avec un pas de temps différent, de façon à reconstituer les variations du profil de température et le flux calorifique correspondant.

4.1.6.3. VENTS

Les nombres de tours sont dépouillés pour chaque pas de temps, transformés directement en vitesse de vent grâce aux étalonnages et donnés en 1/10 de m.s⁻¹.

4.1.6.4. CODIFICATION DES DONNEES DU DEPOUILLEMENT

Ces valeurs moyennes, brutes de dépouillement, directement inscrites sur les diagrammes, face aux pas de temps correspondants, sont alors reportées sur des feuilles à 80 colonnes, à raison de deux pas de temps par ligne, pour être perforées ou saisies par le moyen informatique retenu.

La géométrie des cartes est la suivante :

Colonnes 1 à 4 : Date : jours et mois.

Colonnes 5 à 8 : Heure début du pas de temps suivant, et fin du pas de temps précédent - Heures, minutes.

Colonnes 9 à 11 : T en 1/10 de °C sans virgule - 3 chiffres.

Colonnes 12 à 14 : T_H en 1/10 de °C sans virgule - 3 chiffres.

Colonnes 15 à 17 : $TLAC$ en 1/10 de °C sans virgule - 3 chiffres.

Colonnes 18 à 20 : ΔT en 1/10 de °C sans virgule - 2 chiffres précédés de +/-.

Colonnes 21 à 23 : ΔT_H en 1/10 de °C sans virgule - 2 chiffres précédés de +/-.

Colonnes 24 à 26 : R_G en 1/10 de mV - 3 chiffres.

Colonnes 27 à 29 : R_d en 1/10 de mV - 3 chiffres.

Colonnes 30 à 32 : R_N en 1/10 de mV - 3 chiffres pour le jour - 2 chiffres pour les rayonnements nets négatifs précédés du signe -.

Colonnes 33 à 35 : aR_G en 1/10 de mV - 3 chiffres.

Colonnes 36 à 38 : Vitesse de vent moyenne à 2 m en 1/10 de m/s.

Colonnes 39 à 41 : Vitesse de vent moyenne à 0,2 m en 1/10 de m/s.

Colonnes 42 à 78 : idem que colonnes 5 à 41 pour le pas de temps suivant.

Colonnes 79 à 80 : numéro de carte dans le jour.

Ces cartes, complétées de cartes d'étalonnage pour R_G , R_d , R_N et aR_G , contiennent donc toute l'information nécessaire au calcul de l'évaporation par l'une quelconque des méthodes qui ont été présentées, à raison de 25 cartes par journée complète d'observation.

4.1.7. DISPOSITIF AUTONOME D'ALIMENTATION

Il n'était pas possible d'alimenter en énergie électrique la station de KONGOUSSI à partir d'un réseau extérieur qui n'existait pas. Il a donc fallu installer une alimentation autonome à partir d'un groupe électrogène triphasé de 4,5 KVA, débitant 220 V en montage étoile :

- La première phase alimente l'éclairage et les différentes servitudes annexes, ainsi que la totalité des appareils de mesure et d'enregistrement et l'ensemble des servitudes du dispositif de mesure de l'évaporation, grâce à un régulateur de tension.
- La deuxième et la troisième phase alimentent deux chargeurs de batteries capables de délivrer 10 A sous une tension continue de 48 V. Ces chargeurs sont branchés sur un jeu de 8 batteries de type CATERPILLAR représentant une capacité de charge totale d'environ 160 A.H. sous 48 V, qui peut alimenter en parallèle un convertisseur statique en 48 V continu de 500 VA et délivrant du 220 alternatif.

Il suffit de 8 à 10 heures de fonctionnement du groupe qui recharge les batteries, qui alimentent ensuite par le convertisseur statique les enregistreurs et l'ensemble du dispositif le reste de la journée. L'autonomie en cas de panne du groupe est d'environ 24 H.

Ce dispositif s'est révélé relativement fiable, malgré quelques pannes dues notamment aux violents orages qui n'ont pas épargné les installations du lac de BAM.

4.2. LES RESULTATS OBTENUS A L'EVAPOTRON DU LAC DE BAM

4.2.1. DEPOUILLEMENTS REALISES

Les dépouillements, dont les règles générales viennent d'être décrites, se caractérisent par une complexité et une lourdeur qui interdirent un dépouillement exhaustif de toutes les informations effectivement accumulées de Janvier 1973 à Février 1976, malgré les efforts consentis en mise à disposition de personnel. Il est incontestable qu'une centrale d'acquisition de données aurait considérablement facilité l'exploitation de ces données et finalement contribué à rentabiliser l'opération dans son ensemble. Mais les matériels de ce type étaient à cette époque peu fiables, ou dépassaient l'enveloppe financière consacrée à l'opération.

Il n'était pas non plus possible de traiter ces données avec les moyens informatiques lourds existant en Haute Volta, peu adaptés à une utilisation par des scientifiques. Aussi l'essentiel des dépouillements a dû s'effectuer avec une calculatrice programmable à imprimante de type TEXAS-INSTRUMENT TI 59. Plusieurs programmes, d'abord complexes et exhaustifs, puis plus légers et surtout plus rapides lorsque la question fut dégrossie, permirent de traiter finalement 215 journées d'observation, réparties sur 22 décades appartenant à des périodes climatiques représentatives des diverses conditions climatiques des 4 années d'observation.

4.2.1.1. PREMIER PROGRAMME DE TRAITEMENT

Le premier programme de traitement complet permet, à partir des données acquises sur les cartes à 80 colonnes, de calculer les moyennes horaires, entre heures rondes, des 20 paramètres dont la liste suit. Ce programme a été utilisé pour traiter 4 décades complètes, choisies pour leur représentativité des diverses situations climatiques caractéristiques du climat de la région du lac de BAM et correspondant également à des périodes où l'évaporation du lac pouvait être correctement estimée par la méthode directe du bilan hydrologique.

Les décades retenues sont les suivantes :

1/05/74 au 10/05/74	:	saison sèche chaude
1/11/75 au 10/11/75	}	saison sèche fraîche
1/12/75 au 10/12/75		
27/12/75 au 05/01/76		

Certaines journées représentatives de ces 4 décades seront par la suite décrites de façon détaillée.

Les 20 paramètres dont les valeurs moyennes horaires sont calculées par ce premier programme sont les suivantes :

T2	: Température sèche de l'air à 2 m	, °C
T1	: Température sèche au niveau 0,2 m	, °C
TLAC	: Température superficielle du lac	, °C
TH2	: Température humide de l'air à 2 m	, °C
TH1	: Température humide de l'air à 0,2 m	, °C
E2	: Pression de vapeur d'eau au niveau 2 m	, mb
E1	: Pression de vapeur d'eau au niveau 0,2 m	, mb
EW	: Pression de vapeur d'eau saturante à TLAC,	mb
$\beta 2S$: Rapport de BOWEN entre surface et niveau 2 m	
$\beta 1S$: Rapport de BOWEN entre surface et niveau 0,2 m	
$\beta 21$: Rapport de BOWEN entre niveau 1 et niveau 2 m	
ΔE	: Gradient de pression de vapeur entre surface et niveau 2 m = EW-E2,	mb
RN	: Rayonnement net	, J.cm ⁻² .h ⁻¹
RG	: Rayonnement global	, J.cm ⁻² .h ⁻¹
Rd	: Rayonnement diffus	, J.cm ⁻² .h ⁻¹
Rr	: Rayonnement réfléchi,	J.cm ⁻² .h ⁻¹
a	: Albedo = Rr / RG	
R†	: Rayonnement de grande longueur d'onde de la nappe d'eau,	J.cm ⁻² .h ⁻¹
Ra	: Rayonnement atmosphérique, calculé par la formule de BRUNT,	J.cm ⁻² .h ⁻¹
ER	: Terme résiduel du bilan radiatif,	J.cm ⁻² .h ⁻¹

Ces valeurs moyennes horaires figurent en partie dans les tableaux n° 84, 85 etc, au gré des nécessités des problèmes particuliers à traiter. Leur ensemble fournit une figuration numérique complète, heure par heure, des conditions climatologiques régissant ou accompagnant le phénomène de l'évaporation de ces quarante journées représentatives. L'ensemble de ces résultats est regroupé sous forme de moyennes décennales et pentadaires, afin d'en faciliter l'analyse et l'interprétation, qui allait aboutir à l'élimination d'un certain nombre des 20 paramètres climatologiques initialement pris en compte, car ce premier programme de traitement représentait, après prétraitement et mise au point des fiches de perforation, environ 3 heures de calcul par journée dépouillée.

4.2.1.2. DEUXIEME PROGRAMME DE TRAITEMENT

On a été ainsi conduit à élaborer un second programme de traitement allégé ne calculant que les paramètres indispensables et donc beaucoup plus rapide. Ce deuxième programme calculait les valeurs moyennes horaires des 10 paramètres suivants :

$$T_2, TLAC, E_2, \Delta E, \beta = \beta_2S, R_N, R_G, R_d/R_G, R_t, \Sigma R.$$

Il n'est pas inutile de justifier le choix des termes écartés ou conservés :

- La disparition de T_1 , TH_2 , TH_1 , E_1 et EW empêche de construire les profils de température et de pression de capteur d'eau, mais la conservation de T_2 , E_2 et $TLAC$ permet de bien caractériser les conditions aux limites, c'est-à-dire l'air et la surface de l'eau.
- β_2S reste seul car c'est le plus significatif des rapports de BOWEN calculables. Il suffit à caractériser l'état des profils de température et de pression de vapeur au-dessus de la nappe évaporante.
- La conservation de ΔE est indispensable compte tenu du rôle déterminant joué par ce paramètre dans le reste de ce travail.
- R_N , R_G et R_t ont été conservés compte tenu de leur importance mais aussi de la bonne précision de leur détermination. On a préféré le rapport R_d/R_G au seul R_d , car ce rapport traduit la qualité de l'ensoleillement.
- Le rayonnement réfléchi, l'albedo et R_a n'ont pas été explicités quoiqu'ils soient calculés et pris en compte dans le calcul de ΣR .

Une cinquième décade en saison sèche chaude a ainsi été dépouillée, du 6/04/75 au 15/04/75.

Il n'était alors plus possible de travailler avec les données journalières, et l'information était analysée au niveau des moyennes pentadaires et décennales. Cela permettait de vérifier que, pour la comparaison des données climatiques relevées à l'évapotron et à la station de référence de SAINT PAUL, le paramètre important était le gradient de pression de vapeur d'eau de l'air au-dessus du lac : $\Delta ELAC = EW - E_2$, qui sera donc valablement comparé avec le gradient de pression de vapeur d'eau $\Delta ESTA$ à la station météo de SAINT PAUL.

Ainsi le paramètre $\Delta ELAC$ a été finalement calculé pour 215 journées, grâce à un dernier programme de calcul très allégé ; ces 215 journées sont réparties sur des périodes représentatives des 3 années d'observation, où la détermination directe de l'évaporation du lac était significative.

Les autres grandeurs climatologiques, telles que les vitesses du vent aux deux niveaux de mesure, comparées à celles de SAINT PAUL, le flux calorifique pénétrant le lac où l'albedo dans différentes situations climatiques, ont fait l'objet de programmes particuliers qui seront abordés par la suite.

4.2.2. COMPARAISON DES ENVIRONNEMENTS CLIMATIQUES DE L'EVAPOTRON ET DE LA STATION SAINT PAUL

Les différents résultats obtenus à l'Evapotron ont permis tout d'abord de préciser les relations existant entre les paramètres climatiques régnant au-dessus du lac et ceux relevés sous abri à SAINT PAUL. Mais ils permettent aussi d'affiner la connaissance de l'évaporation du lac qu'il devient possible de corrélérer directement à des observations climatiques portant sur la masse d'air surplombant le lac.

On comparera donc tour à tour les vitesses de vent, puis des paramètres climatiques élémentaires (température sèche de l'air, pression partielle de vapeur d'eau), les températures superficielles de l'eau du lac et du bac Colorado, enfin les paramètres climatiques plus complexes (gradient de température et de pression partielle de vapeur d'eau).

4.2.2.1. VITESSES DE VENT A L'EVAPOTRON ET A SAINT PAUL

La vitesse et la direction du vent ont déjà fait l'objet d'une étude à la station SAINT PAUL. Les deux anémomètres CASELLA ont permis l'évaluation du profil de vent sur le lac, du moins lorsque leur fonctionnement était irréprochable, ce qui ne fut malheureusement pas souvent le cas. Le dépouillement exhaustif n'en serait de toutes façons pas d'un grand intérêt, et on ne présente ici, à titre indicatif, que les résultats horaires d'une seule décade, celle du 1 au 10 Mai 1974, qui permettent cependant de vérifier la remarquable stabilité du profil de vitesses du vent au-dessus du lac jusqu'à des vitesses atteignant 6 m.s^{-1} , ainsi qu'une corrélation assez satisfaisante entre les vitesses de vent à SAINT PAUL et celles au-dessus du lac, du moins à l'échelle journalière, et pour une saison climatique donnée.

Tableau n° 77 : Vitesses horaires et journalières à l'Evapotron et à SAINT PAUL.

	1/5/74			2/5/74			3/5/74			4/5/74			5/5/74		
	U L A C		U2ABRI												
	U 2	U 0.2		U 2	U 0.2		U 2	U 0.2		U 2	U 0.2		U 2	U 0.2	
0															
1	9	7	3	8	6	2	21	18	12	7	6	3	5	4	1
2	12	10	4	7	5	3	15	13	4	16	15	3	5	4	3
3	19	16	7	8	5	3	16	14	2	22	20	5	7	6	2
4	20	18	9	7	5	2	20	18	4	19	18	4	9	9	4
5	27	24	16	6	5	3	14	12	1	17	16	6	8	8	4
6	30	26	16	12	10	4	11	7	2	18	17	6	14	12	2
7	32	28	11	16	13	4	17	11	13	10	9	2	18	14	4
8	32	28	26	25	20	20	18	12	5	15	14	12	19	16	5
9	37	33	36	39	32	42	16	13	10	29	26	27	34	30	28
10	49	42	44	47	41	47	12	10	17	50	43	44	41	37	35
11	43	37	38	54	46	47	14	11	19	48	41	46	38	33	36
12	31	29	28	54	46	49	17	14	24	35	30	32	37	32	29
13	23	20	24	48	41	46	28	25	27	29	25	26	33	28	32
14	23	20	24	44	37	37	24	21	28	27	23	25	28	23	28
15	27	24	23	39	33	36	25	21	28	24	20	25	27	24	26
16	27	24	26	36	31	33	26	22	19	25	22	28	27	25	22
17	27	24	24	31	26	30	22	18	15	25	21	24	20	15	17
18	26	21	21	23	-	22	23	19	14	21	17	15	12	7	14
19	15	11	12	18	-	10	22	17	10	13	12	7	7	4	3
20	8	6	3	10	8	3	10	8	7	10	8	5	4	4	1
21	12	10	3	8	5	4	7	6	4	7	7	4	8	6	3
22	11	8	6	9	6	6	9	8	2	9	8	2	6	5	2
23	9	6	4	8	7	3	9	8	3	16	14	8	7	7	3
24	10	8	2	17	15	7	6	6	2	13	12	4	8	7	4
	2,33	2,00	1,71	2,39	2,01	1,93	1,67	1,38	1,13	2,10	1,85	1,51	1,74	1,49	1,28

Tableau n° 78 : Vitesses horaires et journalières à l'Evapotron et à SAINT PAUL.

	6/5/74			7/5/74			8/5/74			9/5/74			10/5/74		
	U L A C		U2ABRI												
	U 2	U 0.2		U 2	U 0.2		U 2	U 0.2		U 2	U 0.2		U 2	U 0.2	
0															
1	8	8	3	27	25	16	42	38	56	12	9	3	56	49	44
2	8	7	3	21	18	19	34	30	44	25	22	10	51	45	43
3	15	14	3	15	13	22	25	22	34	38	34	25	37	32	44
4	25	23	24	15	12	10	22	19	15	37	33	28	35	31	33
5	24	22	18	10	8	11	21	19	15	32	29	27	25	21	23
6	34	31	15	16	13	5	17	14	15	24	21	22	14	10	11
7	65	58	21	26	23	11	11	8	10	15	12	16	16	13	11
8	43	39	39	27	24	26	10	7	9	24	21	12	29	26	21
9	27	24	36	17	15	24	17	14	7	30	27	29	24	20	21
10	16	13	26	18	16	18	38	34	8	22	20	23	24	20	18
11	19	16	18	22	20	21	52	47	43	18	16	14	19	16	13
12	27	25	19	25	22	24	49	44	58	17	15	18	18	16	16
13	28	25	25	34	30	27	44	39	60	16	14	22	11	9	14
14	22	16	24	37	33	35	36	32	44	20	18	19	10	8	14
15	24	21	22	38	33	39	23	20	36	22	20	26	18	10	14
16	22	19	18	35	30	36	24	21	24	21	19	22	12	11	13
17	19	16	19	25	22	33	25	22	17	17	14	21	13	11	11
18	5	3	21	12	9	29	22	19	21	20	17	16	15	12	12
19	3	2	7	7	5	10	13	10	23	30	26	22	20	16	12
20	8	6	6	12	9	4	7	4	10	26	22	40	33	29	27
21	16	13	4	25	22	11	8	4	5	22	19	12	24	21	22
22	9	7	10	45	41	18	12	10	4	31	28	32	25	21	16
23	9	8	3	54	49	44	13	10	6	25	23	37	34	30	26
24	21	19	3	51	45	44	10	7	8	36	32	14	30	26	25
	2,07	1,81	1,84	2,56	2,24	2,24	2,40	2,06	2,38	2,42	2,13	2,13	2,44	2,10	2,10

Les résultats horaires de cette décade sont rassemblés dans les tableaux pentadaires n° 77 et 78, exprimés en 1/10 de m.s⁻¹ en ce qui concerne les moyennes horaires, et en m.s⁻¹ pour les valeurs moyennes journalières que l'on a également regroupées dans le tableau suivant n° 47, où :

- U2 LAC : Vitesse du vent à l'Evapotron à 2 m
- U0,2 LAC : Vitesse du vent à l'Evapotron à 0,2 m
- U2 ABRI : Vitesse du vent à 2 m à la station SAINT PAUL.

Tableau n° 79 : Vitesses moyennes journalières du vent à l'Evapotron et à SAINT PAUL

DATE	1/5/74	2/5/74	3/5/74	4/5/74	5/5/75	6/5/74	7/5/74	8/5/74	9/5/74	10/5/74
U2 LAC	2,33	2,39	1,67	2,10	1,74	2,07	2,56	2,40	2,42	2,44
U0,2 LAC	2,00	2,01	1,38	1,85	1,49	1,81	2,24	2,06	2,13	2,10
U2 ABRI	1,71	1,93	1,13	1,51	1,28	1,61	2,24	2,38	2,13	2,10

. Evolution du profil de vent sur le lac.

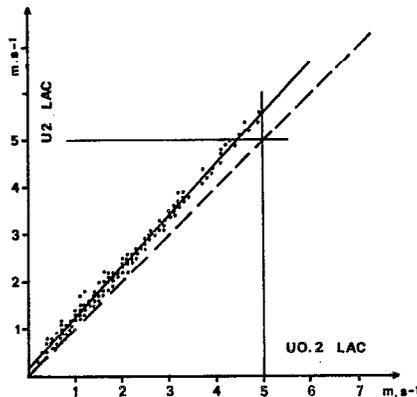
La corrélation linéaire entre les vitesses du vent au niveau 1 (0,20 m) et au niveau 2 (2,00 m) est très étroite. Conduit avec les 10 couples de valeurs journalières, l'ajustement est très satisfaisant :

$$U2 \text{ LAC} = 1,089 \cdot U0,2 \text{ LAC} + 0,137, \quad r = 0,99 \quad (4-1)$$

Les couples de points représentatifs des valeurs horaires sont également très groupés autour de cette droite de régression, aussi bien pour les fortes que pour les faibles valeurs des vitesses de vents (cf. fig. n° 61).

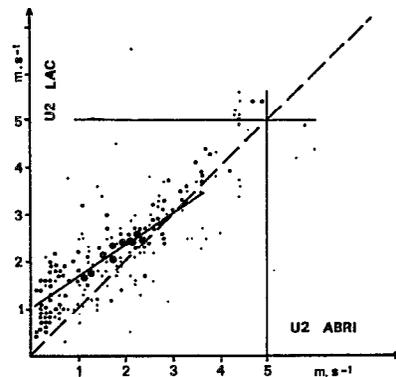
La modélisation de la vitesse du vent en $U(z) = \frac{U_2}{K} \text{Log} \frac{z}{z_0}$ n'est pas satisfaisante dans

l'exemple choisi. Elle conduit en effet à des valeurs de la rugosité z_0 très inférieures à la norme, puisque calculée à partir des moyennes journalières de vitesses du vent à 2 m et à 0,2 m on obtient des valeurs de z_0 variant de 10⁻⁴ cm à 10⁻⁶ cm.



CORRELATIONS U2 LAC - U0.2 LAC

Figure n°61



CORRELATIONS U2 LAC - U2 ABRI

Figure n°62

. Comparaisons entre U2 LAC et U2 ABRI

Les corrélations entre les vitesses du vent à 2 m mesurées à l'Evapotron et celles mesurées à la station de SAINT PAUL, sont bien moins satisfaisantes, même à l'échelle de cette seule décade. La régression entre les valeurs moyennes journalières conduit à l'ajustement :

$$U2 \text{ LAC} = 0,678 \cdot U2 \text{ ABRI} + 0,991, \quad \text{avec } r = 0,93. \quad (4-2)$$

La qualité de cet ajustement ne serait pas améliorée par l'utilisation d'une fonction puissance (cf. fig. n° 62). Le nuage des points représentatifs des couples de valeurs horaires du vent s'écarte notablement de cette droite de régression, surtout pour les faibles valeurs du vent moyen horaire. On remarque par contre que la corrélation entre les moyennes journalières de la vitesse du vent est assez étroite. Elle serait certainement meilleure à l'échelle décadaire ou mensuelle, ce que les mesures trop incomplètes du vent à l'Evapotron ne nous permettent pas de vérifier. Par contre à l'échelle horaire, cette corrélation est beaucoup moins satisfaisante, sans doute par suite de l'apparition de coups de vent très localisés dus à des phénomènes

advectionnels liés à la présence du lac. Il semble aussi que pour de faibles valeurs de la vitesse du vent, le lac soit plus venté que la station SAINT PAUL, toujours sans doute à la suite de ces phénomènes advectionnels, mais aussi grâce à la moindre rugosité de la nappe d'eau libre. Pour les fortes valeurs par contre les vitesses de vent semblent comparables.

Il est certain en fait que cette corrélation évolue en cours d'année avec la saison, et donc l'orientation préférentielle du vent. L'unique décade étudiée ici n'est pas représentative de la situation moyenne annuelle.

La connaissance du vent à l'Evapotron ne donnerait pas en fait une meilleure approche de la vitesse moyenne du vent au-dessus du lac dans son ensemble, que celle du vent à la station de SAINT PAUL, où le vent n'a pas encore subi de modifications dues à l'existence du lac. A la lumière d'ailleurs de diverses expériences comparatives effectuées sur l'ensemble du lac, il apparaît que le site de l'Evapotron n'est pas parfaitement représentatif de la totalité du lac, puisque certaines directions du vent sont privilégiées d'une localisation à une autre par l'orientation des bras du lac ou la présence de rideaux d'arbres situés sur la bordure, éloignée de 300 m dans le cas du site retenu. De toutes façons la direction générale Nord-Sud du lac rend l'amplitude des vagues très dépendante de la direction du vent, et donc pas seulement de sa vitesse, d'où des variations assez considérables de la rugosité de la surface et enfin un profil de vitesse variable avec la direction du vent.

En conséquence la situation très bien dégagée de la station SAINT PAUL, alliée à l'excellente continuité des mesures du vent à cette station, a fait préférer les observations du vent à SAINT PAUL à celles de l'Evapotron, car plus représentatives du vent sur l'ensemble du lac. On utilisera donc dorénavant les vitesses du vent mesurées à SAINT PAUL pour caractériser le facteur vent sur l'ensemble du lac de BAM.

4.2.2.2. PARAMETRES CLIMATIQUES A L'EVAPOTRON ET A SAINT PAUL

On a rassemblé dans le tableau suivant n° 80, pour les 5 décades dont les résultats sont entièrement dépouillés, les valeurs moyennes journalières, pentadaires et décadaires des paramètres principaux suivants :

TEVAP : Température de l'air à 2 m mesurée à l'Evapotron, en °C.
TABRI : Température de l'air sous abri à SAINT PAUL, en °C.
E2LAC : Pression partielle de vapeur d'eau à 2 m mesurée à l'Evapotron, en mb.
E2ABRI : Pression partielle de vapeur d'eau sous abri à SAINT PAUL, en mb.
TLAC : Température superficielle du lac mesurée à l'Evapotron, en °C.
TCOL : Température superficielle du bac Colorado à SAINT PAUL, en °C.
AELAC = EW(TLAC) - E2LAC : Gradient de pression de vapeur d'eau mesuré à l'Evapotron, en mb.
AESTA = EW(TCOL) - E2ABRI : Gradient de pression de vapeur d'eau mesuré à SAINT PAUL, en mb.

Les paramètres "Evapotron" sont obtenus comme moyennes des 24 valeurs horaires calculées avec les programmes de calcul I et II. Les paramètres "sous abri" sont obtenus comme moyennes pondérées des valeurs observées à SAINT PAUL à 6, 12 et 18 heures.

On va donc, dans un premier temps, comparer 2 à 2 les paramètres similaires à l'Evapotron et sous abri à SAINT PAUL.

. TEMPERATURES DE L'AIR A L'EVAPOTRON ET A SAINT PAUL

La corrélation entre les températures de l'air mesurées à 2 m au-dessus du lac et sous abri à SAINT PAUL s'avère très satisfaisante.

- Avec les 10 valeurs moyennes pentadaires on aboutit à l'ajustement 1 :

$$TEVAP = 0,815 \cdot TABRI + 3,98 \quad , \quad \text{avec } r = 0,989 \quad (4-3)$$

- Avec les 5 valeurs moyennes décadaires on obtient l'ajustement 2 :

$$TEVAP = 0,837 \cdot TABRI + 3,34 \quad , \quad \text{avec } r = 0,994 \quad (4-4)$$

Les valeurs journalières, représentées par des points sur la figure n° 63 ne sont pas trop dispersées autour de ces deux droites de régression. Il faut cependant conserver à l'esprit que cet ajustement est réalisé pour une gamme de températures moyennes journalières donnée : $21,6 < TEVAP < 34,1$ et $21,2 < TABRI < 35,0$ - Cette corrélation montre une nouvelle fois l'influence du lac qui amortit les variations extrêmes des températures, qu'elles soient élevées ou au contraire basses :

- les fortes valeurs des températures sont abaissées au-dessus du lac,
- les faibles valeurs des températures sont au contraire haussées par sa présence.

Il ne faut cependant pas trop attendre de ces corrélations menées avec des valeurs disparates, puisque les températures sous abri sont calculées à partir des 3 valeurs instantanées à 6, 12 et 18 heures, alors que celles de l'Evapotron sont les moyennes de 24 valeurs horaires, qui ne sont cependant guère différentes de celles que donneraient les mêmes moyennes pondérées à partir des observations de l'Evapotron à 6, 12 et 18 heures.

	TEVAP °C	TABRI °C	E2LAC mb	E2ABRI mb	TJAC °C	TCOL °C	ΔELAC mb	ΔESTA mb	TPIR °C	UZABRI m.s-1
1.05.74	31,4	33,8	14,7	11,4	28,4	28,1	24,0	26,6		1,71
2	30,9	34,4	13,2	7,2	28,3	28,7	25,1	32,2		1,93
3	30,0	33,0	10,9	7,6	29,1	29,2	29,4	32,9		1,13
4	30,7	33,0	10,6	9,6	29,0	29,7	29,6	32,1		1,51
5	29,6	32,5	10,9	9,5	29,1	29,2	29,4	31,0		1,28
	30,5	33,3	12,1	9,1	28,8	29,0	27,5	31,0		1,50
6.05.74	30,3	32,5	13,9	14,8	29,6	29,4	27,5	26,2		1,84
7	32,0	34,5	16,1	12,9	29,6	30,6	25,4	31,0		2,24
8	29,1	30,6	20,2	20,1	28,8	28,9	19,3	19,7		2,38
9	31,0	31,8	20,2	20,0	29,2	30,4	20,3	23,4		2,13
10	28,9	30,8	21,1	20,6	29,1	29,8	19,4	21,3		2,10
	30,3	32,0	18,3	17,7	29,3	29,8	22,4	24,3		2,07
	30,4	32,7	15,2	13,4	29,0	29,4	24,9	27,6		1,78
6.04.75	28,3	32,4	12,7	8,8	27,4	28,2	23,8	29,6	30,2	1,69
7	31,0	32,4	18,9	10,3	29,6	29,1	22,7	30,0	30,8	1,26
8	34,1	34,9	24,7	17,3	29,1	29,6	14,7	24,2	29,3	2,70
9	31,4	33,7	24,5	18,6	29,2	30,5	16,0	25,1	29,5	1,82
10	32,6	34,9	25,3	18,1	29,8	30,7	16,6	26,1	29,9	2,20
	31,5	33,7	21,2	14,6	29,0	29,6	18,7	27,0	29,9	1,93
11.04.75	33,7	35,0	25,0	15,6	31,7	30,4	19,6	27,8	30,0	2,11
12	31,5	34,3	22,6	16,2	29,7	30,5	19,1	27,5	30,4	2,30
13	32,6	34,6	20,0	12,3	30,1	30,3	22,7	30,9	30,1	2,08
14	31,2	32,7	15,6	7,4	29,2	27,8	24,9	29,9	29,9	2,89
15	31,0	32,3	15,0	6,2	28,8	27,6	24,6	30,7	29,7	1,83
	32,0	33,8	19,6	11,5	29,9	29,3	22,2	29,4	30,0	2,14
	31,8	33,8	20,4	13,0	29,4	29,5	20,4	28,2	29,9	2,08
1.11.75	26,0	27,6	13,8	9,9	27,1	26,6	22,0	23,7	27,9	1,11
2	25,9	27,1	15,1	14,7	27,2	26,5	20,9	19,9	27,4	1,03
3	26,0	27,1	15,7	10,1	27,3	26,3	20,4	24,1	27,6	0,91
4	25,4	25,2	16,8	13,0	27,1	26,3	19,0	21,2	27,2	0,84
5	26,2	25,2	14,0	10,1	26,6	26,2	20,8	24,9	27,2	1,14
	25,9	26,4	15,8	11,6	27,1	26,4	20,6	22,8	27,5	1,01
6.11.75	25,5	24,8	13,2	13,6	26,3	25,2	20,9	18,4	26,7	1,19
7	24,4	24,3	14,2	10,4	26,4	25,9	20,2	23,0	26,4	0,95
8	24,4	24,7	15,3	12,6	27,2	26,2	20,8	21,4	27,7	0,72
9	24,6	24,8	15,5	11,9	27,1	26,3	20,2	22,3	27,1	0,61
10	25,6	25,4	14,1	12,6	25,7	25,8	18,8	20,6	26,6	1,12
	24,9	24,8	14,5	12,2	26,5	25,9	20,2	21,1	26,9	0,92
	25,4	25,6	15,1	11,9	26,8	26,2	20,4	22,0	27,2	0,97

Tableau n° 80 : Comparaison des paramètres climatiques à l'Evapotron et à SAINT PAUL.

	TEVAP °C	TABRI °C	E2LAC mb	E2ABRI mb	TJAC °C	TCOL °C	ΔELAC mb	ΔESTA mb	TPIR °C	UZABRI m.s-1
1.12.75	24,5	25,0	11,6	9,6	23,8	24,3	17,8	20,7	24,5	1,26
2	24,8	27,0	13,7	8,8	25,0	24,8	18,0	22,6	24,4	0,80
3	24,2	26,9	13,6	8,6	24,4	24,8	16,9	22,7	24,9	0,91
4	24,3	24,9	14,4	10,0	25,2	25,1	17,9	21,0	26,0	0,76
5	25,5	27,3	12,8	9,3	24,3	25,1	17,5	22,5	26,1	1,49
	24,7	26,2	13,2	9,4	24,5	24,8	17,6	21,9	25,2	1,04
6.12.75	23,8	24,4	12,8	9,8	23,7	24,8	16,5	21,5	25,0	1,32
7	23,1	22,7	11,6	9,4	23,6	23,8	17,6	20,0	24,3	1,34
8	22,7	22,5	11,4	8,9	24,0	22,7	18,5	18,7	23,9	1,13
9	22,6	22,9	11,1	8,3	23,2	22,8	17,3	19,4	23,9	1,41
10	23,6	23,9	11,2	10,1	23,3	23,0	17,2	18,0	22,9	1,49
	23,2	23,3	11,6	9,3	23,6	23,4	17,4	19,5	24,0	1,34
	23,9	24,7	12,4	9,4	24,0	24,1	17,5	20,7	24,6	1,19
27.12.75	22,4	21,2	12,5	8,7	22,5	21,2	14,7	16,5	23,6	1,2
28	22,0	21,9	12,7	9,5	22,5	21,2	15,0	15,6	22,5	1,1
29	22,5	22,9	9,5	8,3	22,2	21,9	15,7	17,9	22,1	1,4
30	21,6	22,1	11,1	8,0	22,1	21,8	17,0	18,1	22,1	1,3
31	22,4	22,8	10,3	8,0	23,0	22,1	17,9	18,6	22,3	1,1
	22,2	22,2	11,2	8,5	22,5	21,6	16,1	17,3	22,5	1,21
1.01.76	22,6	23,5	11,4	9,6	22,4	22,2	15,6	17,1	25,5	1,0
2	22,7	24,1	12,6	8,7	22,6	22,2	14,8	18,0	23,0	1,2
3	23,4	25,7	13,1	9,3	22,5	22,6	13,9	18,1	22,8	1,2
4	24,4	26,6	18,4	16,2	22,7	24,3	9,2	14,1	22,8	1,1
5	24,2	26,0	19,5	17,4	24,5	25,4	11,2	15,0	24,2	0,7
	23,5	25,2	15,0	12,2	22,9	23,3	12,9	16,5	23,7	1,03
	22,8	23,7	13,1	10,4	22,7	22,5	14,5	16,9	23,1	1,12

. PRESSIONS DE VAPEUR D'EAU A L'EVAPOTRON ET A SAINT PAUL

Les corrélations menées avec les 10 couples de valeurs moyennes pentadaires ou les 5 couples de valeurs moyennes décadaires sont aussi peu satisfaisantes l'une que l'autre (cf. fig. n° 64)

- Valeurs décadaires

$$E2LAC = 1,377 \cdot E2ABRI - 0,758 \quad , \quad \text{avec } r = 0,747 \quad (4-5)$$

- Valeurs pentadaires

$$E2LAC = 0,943 \cdot E2ABRI + 4,304 \quad , \quad \text{avec } r = 0,773 \quad (4-6)$$

Il est bien évident que d'autres paramètres interviennent, au premier rang desquels il faut citer le vent. Il n'est donc pas possible de dégager une corrélation simple entre les seules valeurs de la pression de vapeur d'eau à l'Evapotron et à SAINT PAUL.

. TEMPERATURES SUPERFICIELLES DU LAC ET DU BAC COLORADO

Les 10 couples de valeurs pentadaires ou les 5 couples de valeurs décadaires permettent de mettre en évidence une assez bonne corrélation entre les températures superficielles du lac à l'Evapotron (TLAC) et celles du bac Colorado à SAINT PAUL (TCOL), avec les ajustements suivants (fig. n° 65)

- Valeurs pentadaires

$$TLAC = 0,927 \cdot TCOL + 1,908 \quad , \quad \text{avec } r = 0,985 \quad (4-7)$$

- Valeurs décadaires

$$TLAC = 0,945 \cdot TCOL + 1,499 \quad , \quad \text{avec } r = 0,995 \quad (4-8)$$

On a également vérifié la bonne représentativité des mesures de surface de la température de l'eau du lac faites à l'Evapotron. En effet, durant toute la durée de l'étude (73-76), des mesures journalières à 6, 12 et 18 heures étaient effectuées à partir d'une pirogue avec un thermomètre classique en 3 points du lac représentatifs. Les moyennes journalières pondérées de ces observations (TPIR) ont pu être corrélées avec les observations TLAC à l'Evapotron pour 4 décades disponibles communes (tableau n° 80).

La corrélation entre les huit couples de valeurs moyennes pentadaires est la suivante (fig. n° 66) :

$$TLAC = 0,984 \cdot TPIR - 0,049 \quad , \quad \text{avec } r = 0,994 \quad (4-9)$$

Cette corrélation est très satisfaisante et la différence d'environ 0,5°C entre TLAC et TPIR ne peut être considérée comme significative, étant donné la différence des instruments de mesure et le fait que TPIR est obtenue à partir des 3 valeurs instantanées à 6, 12 et 18 heures, contrairement à TLAC qui est une moyenne de 24 valeurs horaires.

Afin de préciser les relations entre TLAC et TCOL on a dépouillé les valeurs de TPIR pour toute l'année 1975, à l'échelle du mois et de la décade, et corrélié ces valeurs à celles de TCOL pour les mêmes périodes. Les couples de valeurs TCOL et TPIR sont rassemblés dans le tableau n° 81.

Tableau n° 81 : Températures superficielles du lac et du Colorado
Année 1975 - TPIR et TCOL.

JANVIER		FEVRIER		MARS		AVRIL		MAI		JUIN		JUILLET		AOUT		SEPTEMBRE		OCTOBRE		NOVEMBRE		DECEMBRE	
TPIR °C	TCOL °C	TPIR °C	TCOL °C	TPIR °C	TCOL °C	TPIR °C	TCOL °C	TPIR °C	TCOL °C														
21,4	21,5	23,5	22,9	25,2	24,1	29,8	29,1	29,3	30,3	29,8	30,9	28,2	29,3	29,5	30,2	29,0	30,0	30,4	30,3	27,1	26,2	24,6	24,2
21,1	20,1	25,5	23,3	26,2	26,8	30,1	29,5	30,3	30,4	28,9	29,7	28,7	29,7	28,0	29,7	29,4	30,0	30,5	30,6	26,5	26,4	22,9	22,9
20,5	19,6	24,7	23,5	29,5	29,2	30,4	30,2	30,4	30,8	29,2	30,0	28,1	28,7	28,9	29,4	30,2	30,7	29,5	28,9	25,3	25,3	23,1	22,3
21,0	20,3	24,7	23,2	26,9	26,8	30,1	29,6	30,0	30,5	29,3	30,2	28,3	29,2	29,1	29,8	29,5	30,2	30,1	30,0	26,3	25,9	23,6	23,1

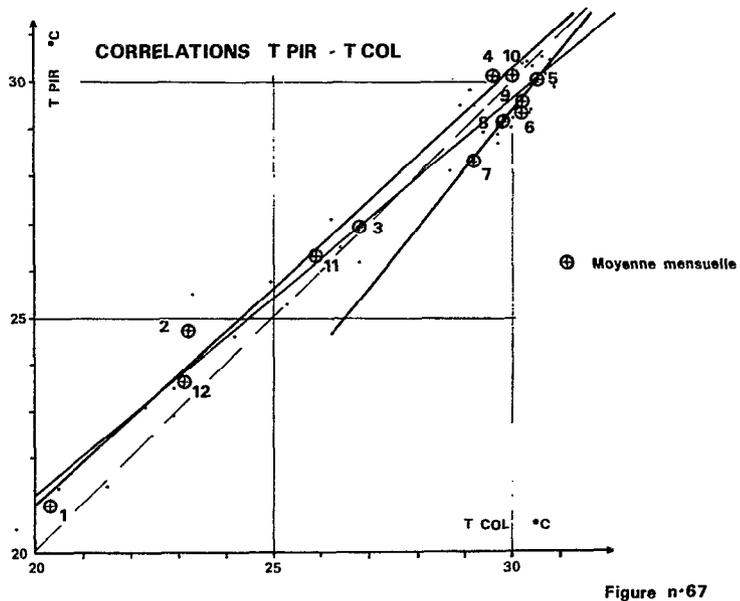
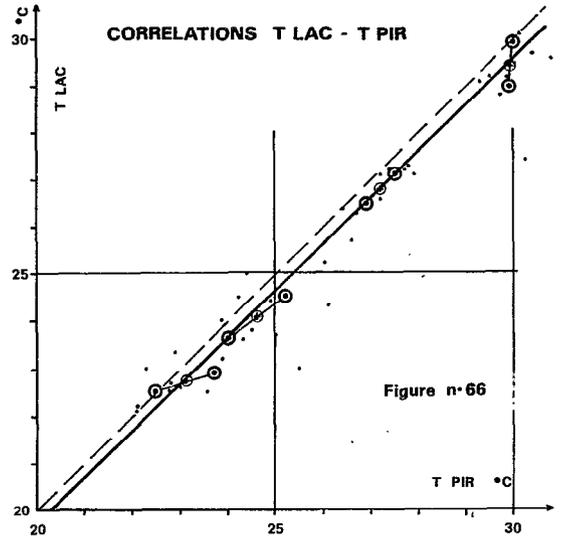
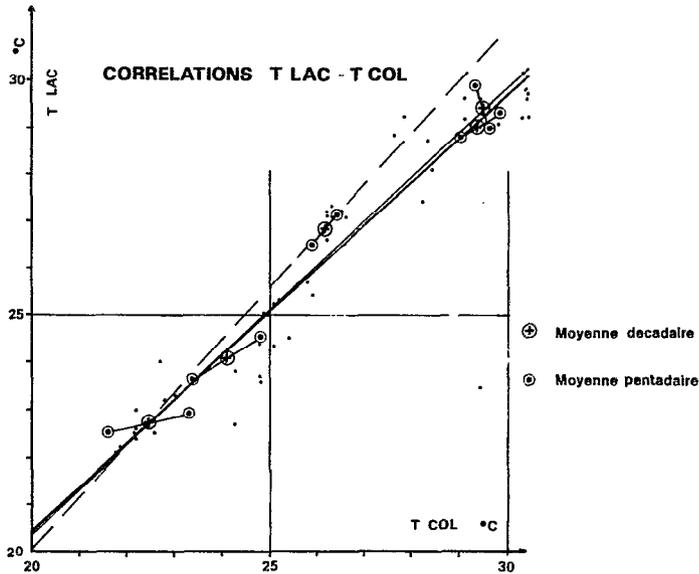
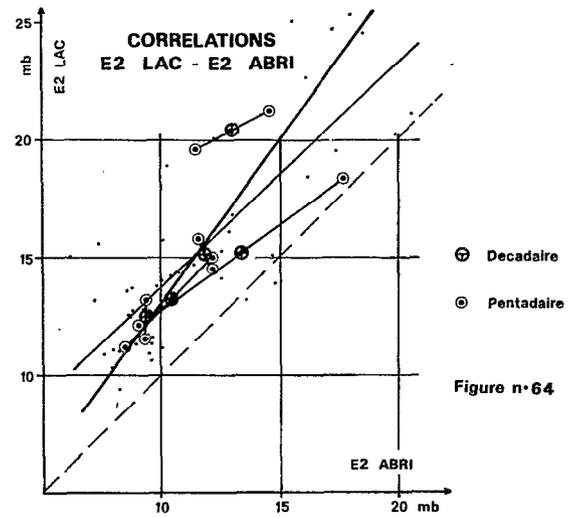
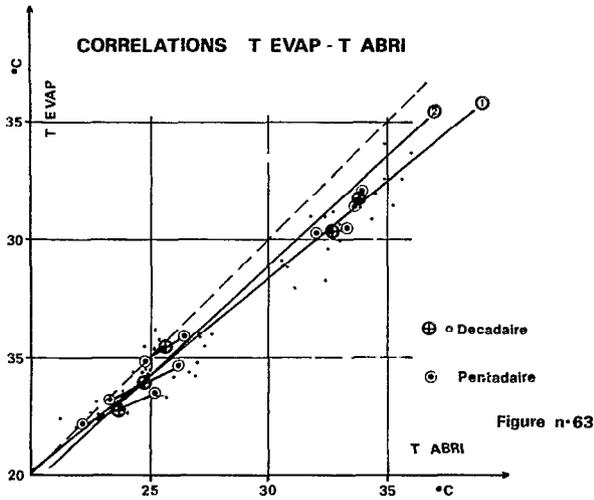
L'examen de ces couples de valeurs de TCOL et de TPIR, à l'échelle décadaire ou mensuelle, montre qu'ils s'organisent en deux droites de régression distinctes pour les mois de saison sèche (Octobre à Avril) et les mois de saison des pluies (Mai à Septembre) ;

- d'Octobre à Avril

$$TPIR = 0,926 \cdot TCOL + 2,441 \quad , \quad \text{avec } r = 0,993 \quad (4-10)$$

- de Mai à Septembre

$$TPIR = 1,214 \cdot TCOL - 7,164 \quad , \quad \text{avec } r = 0,979 \quad (4-11)$$



En fait la corrélation des mois de saison pluvieuse n'est guère significative au plan physique, d'autant que la corrélation unique avec les 12 valeurs mensuelles est très satisfaisante :

$$\text{TPIR} = 0,837 \cdot \text{TCOL} + 4,482 \quad , \quad \text{avec } r = 0,986 \quad (4-12)$$

Elle permet de plus de mettre une nouvelle fois en évidence l'influence modératrice du lac sur les températures de surface, comparées à celles du bac Colorado, ainsi que la liaison étroite entre elles, quoique le bac Colorado de SAINT PAUL ne soit pas placé sous l'influence du lac.

. GRADIENTS DE TEMPERATURE A L'EVAPOTRON ET A SAINT PAUL

Il est intéressant de définir les gradients de températures au-dessus du lac (ΔT_{LAC}) et à la station SAINT PAUL (ΔT_{STA}), comme la différence entre la température de l'air à un niveau de référence (2 m) et la température superficielle d'une surface évaporante (le lac dans le premier cas, et le bac Colorado dans le second).

$$\begin{aligned} \text{Alors } \Delta T_{LAC} &= T_{LAC} - T_{EVAP} \\ \Delta T_{STA} &= T_{COL} - T_{ABRI} \end{aligned}$$

On a rassemblé dans le tableau n° 82 ci-après les valeurs moyennes pentadaires et décadaires de ces paramètres pour les 5 décades dépouillées.

Tableau n° 82

	T EVAP °C	T LAC °C	ΔT_{LAC} °C	T ABRI °C	T COL °C	ΔT_{STA} °C
1.10/5/74	30,5	28,8	-1,7	33,3	29,0	4,3
	30,3	29,3	-1,0	32,0	29,8	2,2
	30,4	29,0	-1,35	32,7	29,4	3,25
6.15/4/75	31,5	29,0	-2,5	33,7	29,6	4,1
	32,0	29,9	-2,1	33,8	29,3	4,5
	31,8	29,4	-2,3	33,8	29,5	4,3
1.10/11/75	25,9	27,1	+1,2	26,4	26,4	0
	24,9	26,5	+1,6	24,8	25,9	-1,1
	25,4	26,8	+1,4	25,6	26,2	-0,55
1.10/12/75	24,7	24,5	-0,2	26,2	24,8	1,4
	23,2	23,6	+0,4	23,3	23,4	-0,1
	23,9	24,0	+0,1	24,7	24,1	+0,65
27.5/1/76	22,2	22,5	+0,3	22,2	21,6	0,6
	23,5	22,9	-0,6	25,2	23,3	1,9
	22,8	22,7	-0,15	23,7	22,5	1,25

La comparaison des 10 couples de valeurs pentadaires et des 5 couples de valeurs décadaires met en évidence une corrélation très étroite :

$$\begin{aligned} &\text{valeurs décadaires} \\ \Delta T_{LAC} &= 0,715 \cdot \Delta T_{STA} + 0,812 \quad , \quad \text{avec } r = 0,992 \quad (4-13) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &\text{valeurs pentadaires} \\ \Delta T_{LAC} &= 0,671 \cdot \Delta T_{STA} + 0,735 \quad , \quad \text{avec } r = 0,972 \quad (4-14) \end{aligned}$$

On voit donc que l'on peut très bien estimer le gradient de température au-dessus du lac à partir du gradient de température mesuré en station entre la température sous abri et la température superficielle du bac Colorado.

. GRADIENTS DE PRESSION PARTIELLE DE VAPEUR D'EAU A L'EVAPOTRON ET A SAINT PAUL

On a déjà défini $\Delta ELAC$ et $\Delta ESTA$, gradients de pression partielle de vapeur d'eau mesurés au-dessus du lac et entre le bac Colorado et l'abri météo à SAINT PAUL. La comparaison des 10 couples de valeurs pentadaires ou des 5 couples de valeurs décadaires calculés pour les 5 décades dépouillées, permet la mise en évidence de corrélations assez étroites entre eux :

$$\begin{aligned} &\text{valeurs pentadaires :} \\ \Delta ELAC &= 0,695 \cdot \Delta ESTA + 3,501 \quad , \quad \text{avec } r = 0,861 \quad (4-15) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} &\text{valeurs décadaires :} \\ \Delta ELAC &= 0,725 \cdot \Delta ESTA + 2,718 \quad , \quad \text{avec } r = 0,866 \quad (4-16) \end{aligned}$$

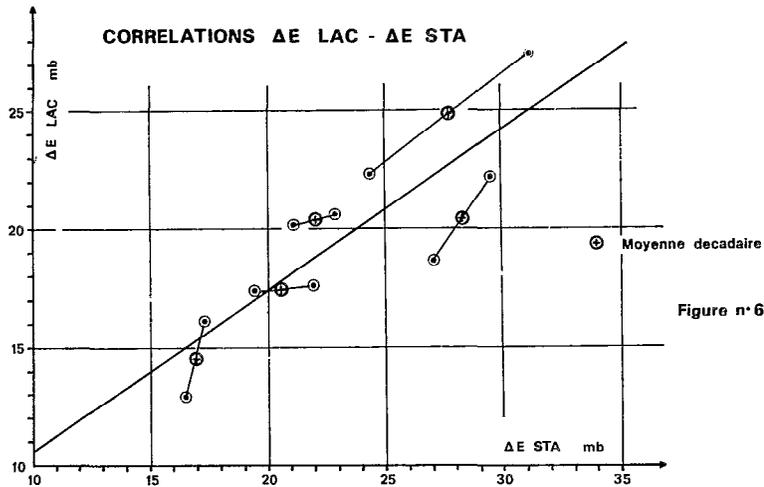


Figure n° 68

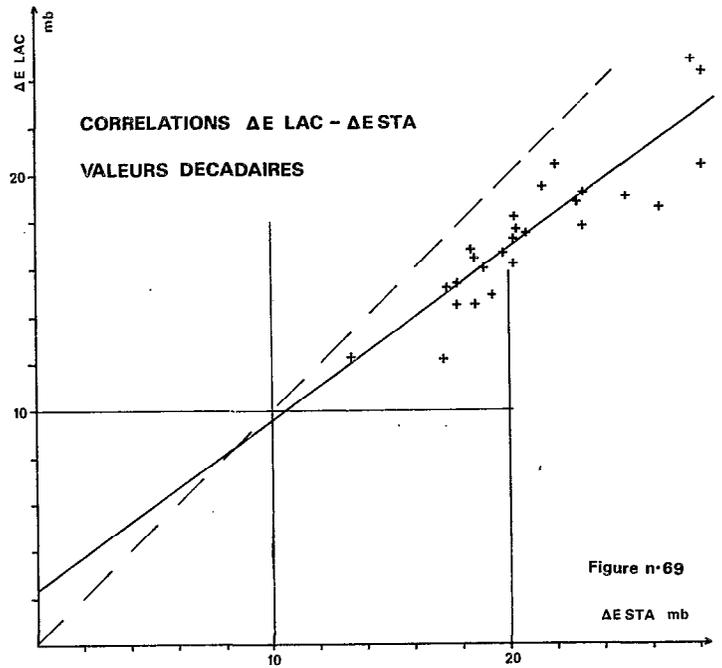


Figure n° 69

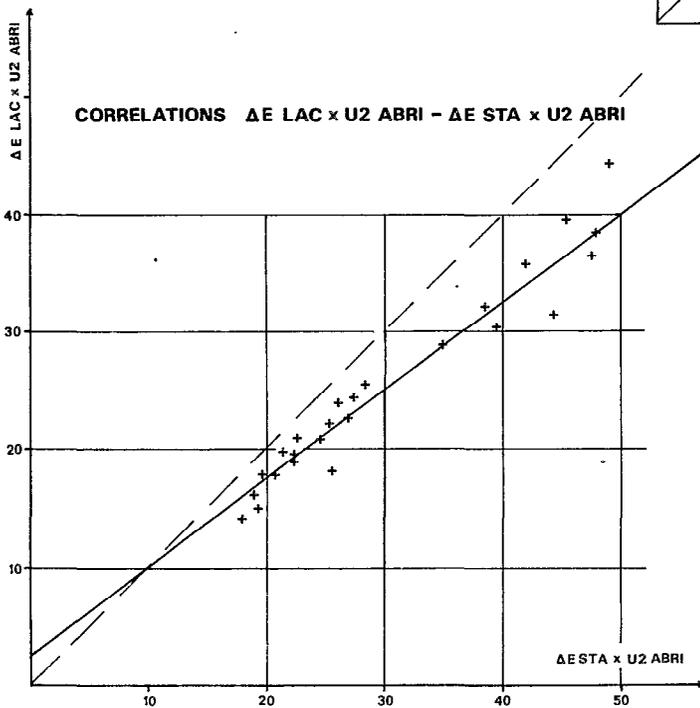


Figure n° 70

Cette corrélation (cf. fig. n° 68), que l'on peut estimer assez satisfaisante, compte tenu de la complexité des termes ΔELAC et ΔESTA associant des températures et des pressions de vapeur, a conduit à la reprendre dans le cas des 22 décades dépouillées, et à y introduire un paramètre correcteur supplémentaire qui sera le vent U2ABRI, qui va permettre d'améliorer cette corrélation encore insuffisante.

. CORRELATIONS DIRECTES ENTRE ΔELAC, ΔESTA ET U2ABRI

On a regroupé dans un même tableau récapitulatif n° 83 les moyennes pentadaires et décadaires de ces trois paramètres pour les 215 journées dépouillées. A partir des 22 couples de valeurs décadaires ainsi constitués on a obtenu les ajustements suivants :

- entre valeurs de ΔELAC et de ΔESTA : (cf. fig. n°69)

$$\Delta ELAC = 0,722 \cdot \Delta ESTA + 2,40 \quad , \quad \text{avec } r = 0,89 \quad (4-17)$$

$$\Delta ELAC = 1,36 \cdot \Delta ESTA^{0,842} \quad , \quad \text{avec } r = 0,88 \quad (4-18)$$

- entre valeurs de ΔELAC, ΔESTA et U2ABRI :

l'introduction directe de U2ABRI dans les corrélations ne les améliore guère :

$$\Delta ELAC = 1,13 \cdot \Delta ESTA^{0,91} \cdot U2ABRI^{-0,07} \quad , \quad \text{avec } r = 0,89 \quad (4-19)$$

$$\Delta ELAC = 2,95 + 0,775 \cdot \Delta ESTA - 1,134 \cdot U2ABRI \quad , \quad \text{avec } r = 0,88 \quad (4-20)$$

Tableau n° 83 : Paramètres climatiques sur le lac et à SAINT PAUL pour les 215 journées dépouillées

	ELAC		ΔE LAC		ΔE STA		U2 ABRI		ΔE LAC x U2		ΔE STA x U2	
	5 j.	10 j.	5 j.	10 j.	5 j.	10 j.	5 j.	10 j.	5 j.	10 j.	5 j.	10 j.
16-20/02/73	6,0		16,8		19,5		1,54		25,9		30,0	
21-25/02/73	8,7	x 7,35	17,7	17,2	20,9	20,2	2,63	2,08	46,6	35,8	54,9	42,0
1-05/03/73	8,7	x 8,1	16,4	16,2	20,4	20,2	2,55	2,37	41,8	38,4	52,0	47,9
6-10/03/73	7,5	x 6,6	16,1	17,8	20,0	23,1	2,20	1,71	35,4	30,4	44,0	39,5
11-15/03/73	5,7		19,6		26,2		1,22		23,9		31,9	
21-25/04/73	7,2		21,7	19,1	26,6	24,9	1,46	1,91	31,7	36,5	38,8	47,6
26-30/04/73	8,0	x 7,6	16,6		23,3		2,35		39,0		54,8	
21-25/08/73	-	-	11,9	12,2	17,8	17,2	1,29	1,48	15,4	18,1	22,9	25,5
26-30/08/73	-	-	12,5		16,6		1,67		20,9		27,7	
1-05/12/73	5,8	x 6,2	18,2	17,7	20,1	20,3	0,92	1,10	16,7	19,5	18,4	22,3
6-10/12/73	6,6	x 6,5	17,1	16,7	20,6	19,8	1,29	1,36	22,1	22,7	26,6	26,9
11-15/12/73	6,4	x 5,8	16,3	16,0	19,0	18,9	1,43	1,18	23,3	18,9	27,1	22,3
16-20/12/73	5,2	x 5,0	15,7	14,5	18,9	18,6	0,96	0,97	15,1	14,1	18,1	18,0
21-25/12/73	4,8	x 5,1	13,4	14,9	18,2	19,3	0,98	1,00	13,1	14,9	17,6	19,3
26-30/12/73	5,4		16,4		20,5		1,01		16,5		20,7	
1-05/01/74	6,4	x 6,9	19,4	18,2	21,3	20,2	0,93	1,40	18,0	25,5	19,8	28,3
6-10/01/74	7,4		17,0		19,2		1,87		31,8		35,9	
21-25/01/74	6,7	x 6,3	16,3	16,8	17,9	18,4	1,65	1,42	26,9	23,9	29,5	26,1
26-30/01/74	5,9		17,3		18,8		1,16		20,4		22,2	
11-15/02/74	7,0	x 7,0	18,6	19,2	22,2	23,1	1,59	1,67	29,6	32,1	35,3	38,6
16-20/02/74	7,0		19,8		24,0		1,76		34,8		42,2	
21-25/03/74	7,4	x 6,85	18,2	18,6	25,7	26,3	1,59	1,69	28,9	31,4	40,9	44,4
26-30/03/74	6,3		19,0		27,0		1,79		34,0		48,3	
21-25/04/74	8,0		26,6	24,4	30,0	28,1	1,35	1,62	35,9	39,5	40,5	45,5
26-30/04/74	8,4	x 8,2	22,3		26,3		1,89		42,1		49,7	
1-05/05/74	8,3	x 8,7	27,5	24,9	31,0	27,6	1,50	1,78	41,2	44,3	46,5	49,1
6-10/05/74	8,1		22,4		24,3		2,07		46,4		50,3	
1-05/03/75	7,9	x 7,45	18,4	18,8	22,0	22,9	1,60	1,53	29,4	28,8	35,2	35,0
6-10/03/75	7,0		19,2		23,8		1,46		28,0		34,7	
6-10/04/75	8,2	x 8,8	18,7	20,4	27,0	28,1	1,93	2,08	36,1	42,4	52,1	58,5
11-15/04/75	8,4		22,2		29,3		2,24		49,7		65,6	
22-26/08/75	-	-	12,6	12,3	14,2	13,3	1,99	1,70	25,1	20,9	28,3	22,6
27-31/08/75	-	-	12,0		12,4		1,41		16,9		17,5	
1-05/11/75	6,8	x 6,5	20,6	20,4	22,8	22,0	1,01	0,97	20,8	19,8	23,0	21,3
6-10/11/75	6,2	x 6,25	20,2	19,5	21,1	21,4	0,92	0,92	18,6	17,9	19,4	19,7
11-15/11/75	6,3		18,8		21,7		0,93		17,5		20,2	
1-05/12/75	5,8	x 5,85	17,6	17,5	21,9	20,7	1,04	1,19	18,3	20,8	22,8	24,6
6-10/12/75	5,9	x 6,1	17,4	16,5	19,5	18,5	1,34	1,48	23,3	24,4	26,1	27,4
11-15/12/75	6,3	x 6,2	15,6	15,2	17,6	17,4	1,63	1,46	25,4	22,2	28,7	25,4
16-20/12/75	6,1	x 5,5	14,8	15,4	17,2	17,8	1,29	1,16	19,1	17,9	22,2	20,6
21-25/12/75	4,9		16,1		18,4		1,03		16,6		18,9	
27-31/12/75	5,5	x 4,95	18,1	14,5	17,3	16,9	1,21	1,12	19,5	16,2	20,9	18,9
1-05/01/76	4,4		12,9		16,5		1,03		13,3		17,0	

De plus ces expressions ne sont pas homogènes et donc peu satisfaisantes au plan physique.

Par contre les corrélations entre les produits $\Delta ELAC \times UZABRI$ et $\Delta ESTA \times UZABRI$ se révèlent beaucoup plus satisfaisantes en mettant une nouvelle fois en évidence la liaison étroite entre le profil de pression de vapeur d'eau et le profil de vent (cf. fig. n° 70).

Les différentes corrélations obtenues sont alors :

$$\Delta ELAC \cdot UZABRI = 0,745 \cdot \Delta ESTA \cdot UZABRI + 2,68 \quad , \quad \text{avec } r = 0,97 \quad (4-21)$$

$$\Delta ELAC \cdot UZABRI = 1,10 \cdot (\Delta ESTA \cdot UZABRI)^{0,919} \quad , \quad \text{avec } r = 0,98 \quad (4-22)$$

d'où l'on peut extraire :

$$\Delta ELAC = 0,745 \cdot \Delta ESTA + 2,68 / UZABRI \quad (4-23)$$

$$\Delta ELAC = 1,10 \cdot \Delta ESTA^{0,919} \cdot UZABRI^{-0,081} \quad (4-24)$$

Ces relations, qui permettent donc le passage de corrélations où interviennent les paramètres "lac" à des corrélations ne faisant plus intervenir que les paramètres "sous abri", seront très utiles ultérieurement.

4.2.2.3. CORRELATIONS ENTRE ELAC, $\Delta ELAC$ ET UZABRI

Avec les résultats des 215 journées dépouillées, rassemblés dans le tableau n° 83, il est maintenant possible de corrélérer entre eux directement l'évaporation du lac ELAC obtenue par bilan hydrique avec le paramètre mesuré à l'Evapotron $\Delta ELAC$ et la vitesse du vent UZABRI, qui a été jugée représentative également de la force du vent à l'Evapotron. Les ajustements obtenus avec des formules déjà retenues pour les corrélations avec $\Delta ESTA$ ont fourni les résultats qui suivent (fig. n° 71 et 72) :

$$(a'') \quad ELAC = -0,02 + 0,230 \cdot \Delta ELAC + 1,74 \cdot UZABRI \quad , \quad \text{avec } r = 0,97 \quad (4-25)$$

$$(b'') \quad ELAC = 0,89 \cdot \Delta ELAC^{0,651} \cdot UZABRI^{0,372} \quad , \quad \text{avec } r = 0,97 \quad (4-26)$$

$$(c'') \quad ELAC = 2,56 + \Delta ELAC (0,085 + 0,096 \cdot UZABRI) \quad , \quad \text{avec } r = 0,97 \quad (4-27)$$

$$(d'') \quad ELAC = 1,55 \cdot (\Delta ELAC \cdot UZABRI)^{0,450} \quad , \quad \text{avec } r = 0,95 \quad (4-28)$$

$$(e'') \quad ELAC = 0,114 \cdot \Delta ELAC \cdot UZABRI + 3,64 \quad , \quad \text{avec } r = 0,95 \quad (4-29)$$

Les limites de l'ajustement sont avec cet échantillon de valeurs :

$$4,95 < ELAC < 8,8 \text{ mm.j}^{-1}$$

$$14,5 < \Delta ELAC < 24,9 \text{ mb}$$

$$0,92 < UZABRI < 2,37 \text{ m.s}^{-1}$$

Ces relations sont dans l'ensemble meilleures que celles obtenues à partir de $\Delta ESTA$. Elles seront utilisées lorsque l'on voudra dans le bilan énergétique du lac déterminer la part de l'évaporation à partir des paramètres climatiques enregistrés à l'Evapotron (E2LAC et TLAC), le vent restant celui (UZABRI) mesuré et enregistré à SAINT PAUL. Ces relations verront également leur champ d'action extrapolé à l'échelle journalière et même horaire, au besoin à l'aide de coefficients de pondération, faute d'ajustements horaires plus satisfaisants.

Les relations (a'') à (e'') entre ELAC, $\Delta ELAC$ et UZABRI ainsi obtenues peuvent être transformées par les relations du paragraphe précédent en nouvelles relations entre ELAC, $\Delta ESTA$ et UZABRI :

$$(a''') \quad + \quad ELAC = 0,65 + 0,18 \cdot \Delta ESTA + 1,48 \cdot UZABRI \quad (4-30)$$

$$(b''') \quad + \quad ELAC = 0,96 \cdot \Delta ESTA^{0,59} \cdot UZABRI^{0,32} \quad (4-31)$$

$$(c''') \quad + \quad ELAC = 0,95 \cdot \Delta ESTA^{0,60} \cdot UZABRI^{0,32} \quad (4-32)$$

$$(d''') \quad + \quad ELAC = 1,61 \cdot (\Delta ESTA \cdot UZABRI)^{0,41} \quad (4-33)$$

$$(e''') \quad + \quad ELAC = 0,085 \cdot \Delta ESTA \cdot UZABRI + 3,95 \quad (4-34)$$

Ces relations ainsi obtenues sont très comparables aux relations (a') à (e') du III.4.2.2., ce qui prouve la compatibilité des ajustements entre moyennes décennales de ELAC, $\Delta ELAC$ et UZABRI d'une part et ELAC, $\Delta ESTA$ et UZABRI d'autre part.

Mais on aurait pu aussi, avec ces résultats du tableau n°83, tenter un ajustement simple de type DALTON :

$$24 \text{ valeurs décennales : } ELAC = 0,250(1+0,332 \cdot UZABRI) \cdot \Delta ELAC \quad , \quad r = 0,81 \quad 73 \rightarrow 76$$

Cette formule peut être rapprochée de celle obtenue (3-73) au § 3.4.1.1, avec des moyennes mensuelles de la même période :

$$22 \text{ valeurs mensuelles : } ELAC = 0,266(1+0,109 \cdot UZABRI) \cdot \Delta ESTA \quad , \quad r = 0,47 \quad 73 \rightarrow 76$$

Il serait aussi intéressant de comparer ces résultats aux formules (3-27) et (3-28) obtenues en moyennes mensuelles sur bacs colorado sol nu à St PAUL et à OURSI, et à celles (3-30)(3-31) et (3-32) fournies par PENMAN, SHNITNIKOV et LAGOUARDE dans diverses conditions plus ou moins advectives. L'évolution du premier coefficient est directement significative de l'intensité de cette advection.

Sous la forme monome on trouve aussi à partir des résultats du tableau n°83 :

ELAC = 0,253. ELAC. U2, que l'on peut rapprocher du 0,24 annoncé par RIOU et du 0,204 trouvé au lac de BAM en valeurs mensuelles de Δ ESTA au § 3.4.1.1. Tous ces résultats sont donc bien homogènes, malgré la simplicité de cette approche de type DALTON.

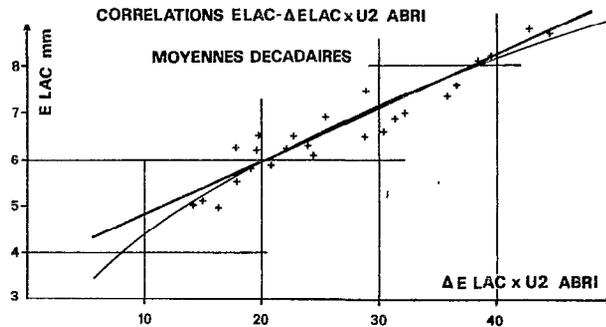


Figure n°71

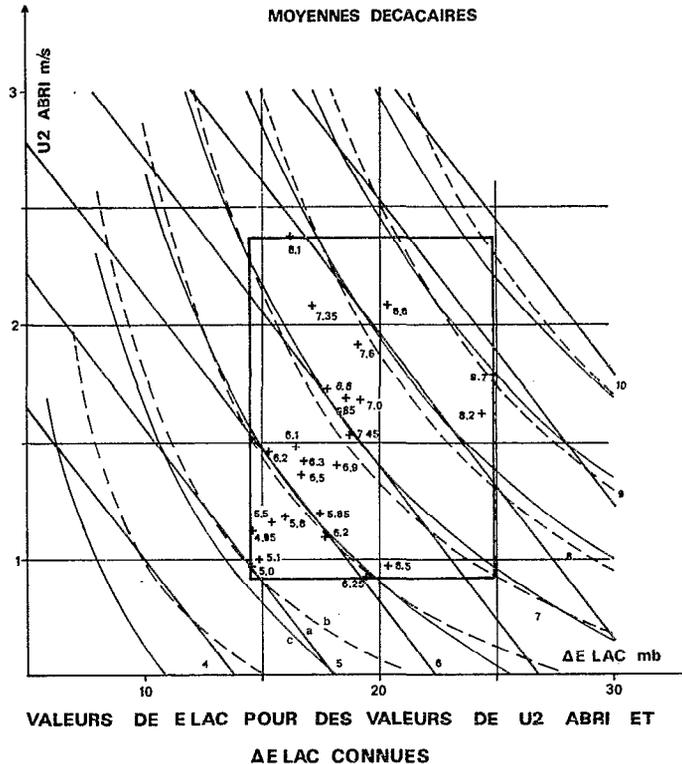


Figure n°72

4.3. APPROCHE JOURNALIERE DE L'EVAPORATION

A cette échelle le bilan hydrique n'est plus possible pour les raisons développées dans la 1ère partie. Le bilan énergétique achoppe sur la mauvaise détermination du terme G, résultante journalière du flux calorifique transmis à l'eau du lac. Nous avons vu en effet que ce terme ne pouvait pas être déterminé en routine avec une surface évaporante constituée d'eau. Quand bien même cela serait, il serait tout aussi délicat de déterminer le terme A du bilan énergétique représentant l'énergie extérieure apportée au système sous forme advective.

Devant cette double impasse à laquelle conduisent les bilans hydrique et énergétique, force nous est donc de recourir aux relations explicitant les transferts aérodynamiques et pour cela d'utiliser les formules statistiques établies à l'échelle de la décade au paragraphe précédent. Ce faisant nous admettons qu'elles s'appliquent avec les mêmes paramètres de réglage à des valeurs journalières de ELAC, ΔELAC et UZABRI. Dans ce qui suit ELAC a été déterminé sous forme d'une moyenne des résultats des deux premières relations statistiques a" et b".

Avec cette convention nous avons calculé ELAC pour les 40 journées composant 4 décades représentatives déjà citées :

1 au 10.05.74
1 au 10.11.75
1 au 10.12.75
27.12.75 au 5.01.76

et une pentade du plein hivernage :

27 au 31.08.75

Les dépouillements décrits auparavant avaient permis la détermination journalière de $1 + \beta$, R_N , R_G , R_d , a , R_t et R_a (par la formule de BRUNT), que nous avons obtenus comme sommes ou moyennes de 24 valeurs horaires calculées individuellement. Les estimations de ELAC, déterminées grâce à la convention précédente basée sur a" et b", permettent alors de boucler le bilan énergétique en déterminant la somme G + A du flux calorifique transmis ou reçu par la surface de l'eau et de l'advection :

$$R_N + G + A + (1 + \beta) L_e.E = 0 \quad (4-35)$$

$$G + A = -(R_N + (1 + \beta) L_e.E) \quad (4-36)$$

où nous conservons la convention de signe habituelle : un flux est positif s'il correspond à un gain du système, négatif dans le cas contraire.

Le bilan radiatif permet aussi une estimation indirecte de $R_a(1-a')$ que l'on pourra comparer à la valeur de R_a calculée par la formule de BRUNT :

$$R_a(1-a') = R_N - R_G(1-a) + L_t \quad (4-37)$$

Les résultats de ces divers calculs sont reportés dans le tableau général n° 84, où l'on retrouve donc les moyennes ou totaux journaliers suivants :

TEVAP : Température de l'air à 2 m à l'évapotron, en °C.
TLAC : Température superficielle du lac, en °C.
E2LAC : Pression partielle de vapeur d'eau à 2 m à l'évapotron, en mb.
ΔELAC : Gradient de pression de vapeur d'eau à l'évapotron, en mb.
UZABRI : Vitesse du vent sous abri à SAINT PAUL, en m.s⁻¹
ELAC : Evaporation du lac, valeur moyenne de a" et b", en mm.j⁻¹
LE : Equivalent énergétique de l'évaporation calculée en J.j⁻¹
1+β : Où β est le rapport de BOWEN moyen journalier.
R_N : Rayonnement net, en J.j⁻¹
R_G : Rayonnement global, en J.j⁻¹
R_d : Rayonnement diffus, en J.j⁻¹
a : Albedo pour les courtes longueurs d'onde, en %
R_t : Rayonnement de l'eau de grande longueur d'onde = ε.σ.TLAC⁴, en J.j⁻¹
R_a (BRUNT) : Rayonnement atmosphérique calculé par la formule de BRUNT, en J.j⁻¹
R_a (BILAN) : Rayonnement atmosphérique obtenu par bilan, en J.j⁻¹
G + A : Energie issue du système, par transmission à l'eau ou advection, en J.j⁻¹

Dans ce tableau n° 84 figurent également les rapports R_d/R_G et R_N/R_G . Un tableau récapitulatif n° 85 rassemble les moyennes décadaires (ou pentadaires) de ces différents paramètres complétées par le rapport LE/R_N particulièrement instructif.

Tableau n° 84 : Bilans énergétiques journaliers

	TEVAP °C	TLAC °C	E2LAC mb	ΔELAC mb	U2 m.s ⁻¹	ELAC mm.l	LE J.l ⁻¹	1+B	RN _J	RG _J	Rd _J	a _J	R _J	RaBRUNT	RaBILAN	G+A J.l ⁻¹	Rd/RG	RN/RG
1-05-74	31,4	28,4	14,7	24,0	1,71	8,54	-2071	0,924	1159	1875	1434	8,0	-3903	3341	3337	+755	0,76	0,62
2-05-74	30,9	28,3	13,2	25,1	1,93	9,25	-2247	0,942	1722	2620	800	7,4	-3896	3271	3192	+395	0,31	0,66
3-05-74	30,0	29,1	10,9	29,4	1,13	8,46	-2049	0,987	1910	2537	1240	7,8	-3940	3168	3511	+112	0,49	0,75
4-05-74	30,7	29,0	10,6	29,6	1,51	9,35	-2271	0,968	1771	2459	1105	6,5	-3936	3190	3407	+427	0,45	0,72
5-05-74	29,6	29,1	10,9	29,4	1,28	8,79	-2136	0,995	1685	2507	1085	7,2	-3941	3166	3300	+440	0,43	0,67
6-05-74	30,3	29,6	13,9	27,5	1,84	9,57	-2325	0,992	1565	2296	909	8,1	-3963	3263	3418	+741	0,40	0,68
7-05-74	32,0	29,6	16,1	25,4	2,24	9,92	-2406	0,966	1788	2166	1313	7,6	-3966	3391	3753	+536	0,61	0,83
8-05-74	29,1	28,8	20,2	19,3	2,38	8,54	-2070	0,998	1337	1892	1366	7,9	-3920	3388	3514	+729	0,72	0,71
9-05-74	31,0	29,2	20,2	20,3	2,13	8,39	-2034	0,947	1967	2423	1104	7,0	-3941	3461	3655	- 41	0,46	0,81
10-05-74	28,9	29,1	21,1	19,4	2,10	8,10	-1964	1,02	1343	1958	1186	7,5	-3938	3395	3470	+660	0,61	0,69
	30,4	29,0	15,2	24,9	1,78	8,89	-2157	0,974	1625	2273	1154	7,5	-3934	3303	3456	+475	0,51	0,71
27.08.75	25,3	27,7	25,7	11,4	1,14	4,57	-1106	1,14	1425	2030	1386	13,6	3866	3323	3538	-174	0,68	0,70
28.08.75	24,7	28,4	25,7	13,1	2,38	6,85	-1658	1,21	1716	2254	963	13,7	3909	3298	3679	+244	0,43	0,76
29.08.75	24,1	28,3	25,9	12,4	1,20	4,92	-1191	1,22	1161	1671	1211	12,7	3893	3280	3596	+245	0,72	0,70
30.08.75	24,6	28,4	25,3	13,6	1,28	5,32	-1287	1,20	1380	1989	978	12,0	3904	3288	3534	+152	0,49	0,70
31.08.75	24,7	27,5	27,1	9,6	1,03	3,95	- 956	1,19	671	1286	1028	12,9	3857	3325	3408	+459	0,80	0,52
	24,7	28,1	25,9	12,0	1,41	5,12	-1240	1,19	1271	1848	1113	13,0	3886	3303	3551	+185	0,62	0,67
1-11-75	26,0	27,1	13,8	22,0	1,11	6,89	-1667	1,05	1189	2305	995	8,9	-3837	3090	2926	+561	0,43	0,52
2-11-75	25,9	27,2	15,1	20,9	1,03	6,50	-1579	1,07	1359	2513	684	8,5	-3844	3122	2904	+331	0,27	0,54
3-11-75	26,0	27,3	15,7	20,4	0,91	6,16	-1497	1,06	1250	2310	1120	9,2	-3843	3135	2996	+337	0,48	0,54
4-11-75	25,4	27,1	16,8	19,0	0,84	5,73	-1392	1,08	1225	2300	956	9,0	-3835	3138	2967	+278	0,42	0,53
5-11-75	26,2	26,8	14,0	20,8	1,14	6,89	-1628	1,03	1287	2436	524	8,7	-3811	3098	2874	+388	0,22	0,53
6-11-75	25,5	26,3	13,2	20,9	1,19	6,82	-1653	1,03	1316	2527	367	9,1	-3787	3053	2806	+366	0,15	0,52
7-11-75	24,4	26,4	14,2	20,2	0,95	6,19	-1502	1,07	1277	2523	308	9,4	-3801	3032	2792	+330	0,12	0,51
8-11-75	24,4	27,2	15,3	20,8	0,72	5,82	-1412	1,10	1254	2487	329	9,2	-3838	3089	2834	+299	0,13	0,50
9-11-75	24,6	27,1	15,5	20,2	0,81	5,46	-1325	1,09	1129	2233	476	8,5	-3832	3073	2918	+315	0,21	0,51
10-11-75	25,8	25,7	14,1	18,8	1,12	6,23	-1512	1,01	1271	2401	301	8,4	-3762	3085	2834	+256	0,13	0,53
	25,4	26,8	15,1	20,4	0,97	6,25	-1516	1,06	1256	2403	606	8,9	-3819	3089	2885	+348	0,25	0,52
1-12-75	24,5	23,8	11,6	17,8	1,26	6,27	1521	0,979	1457	2281	816	8,0	-3665	2965	3042	+ 32	0,36	0,64
2-12-75	24,8	25,0	13,7	18,0	0,80	5,45	1323	1,03	1212	2138	831	7,2	-3730	3039	2958	+151	0,39	0,57
3-12-75	24,2	24,4	13,6	16,9	0,91	5,45	1321	1,04	1108	2033	881	7,6	-3700	3000	2928	+268	0,43	0,54
4-12-75	24,3	25,2	14,4	17,9	0,76	5,35	1298	1,06	1066	1962	721	7,9	-3742	3040	3001	+310	0,37	0,54
5-12-75	25,5	24,3	12,8	17,5	1,49	6,60	1601	1,01	1211	2065	565	7,2	-3692	3036	2966	+406	0,27	0,58
6-12-75	23,8	23,7	12,8	16,5	1,32	6,08	1475	1,04	1156	2137	751	7,5	-3667	2966	2846	+378	0,35	0,54
7-12-75	23,1	23,6	11,6	17,6	1,34	6,37	1544	1,04	1015	2003	1265	7,5	-3661	2907	2823	+591	0,63	0,51
8-12-75	22,7	24,0	11,4	18,5	1,13	6,19	1501	1,06	969	1899	1047	8,0	-3680	2888	2902	+622	0,55	0,51
9-12-75	22,6	23,2	11,1	17,3	1,41	6,42	1556	1,05	1162	2126	846	8,4	-3643	2878	2858	+472	0,40	0,55
10-12-75	23,6	23,3	11,2	17,2	1,48	6,53	1583	1,01	1221	2107	785	7,8	-3640	2924	2918	+378	0,37	0,58
	23,9	24,0	12,4	17,5	1,19	6,07	1472	1,03	1157	2075	851	7,7	-3682	2964	2924	+361	0,41	0,56
27-12-75	22,4	22,5	12,5	14,7	1,2	5,48	1328	0,999	1002	1684	892	6,8	-3599	2938	3032	+325	0,53	0,60
28-12-75	22,0	22,5	12,7	15,0	1,1	5,38	1305	1,03	305	881	694	8,0	-3600	2936	3084	+1039	0,79	0,35
29-12-75	22,5	22,2	9,5	15,7	1,4	6,03	1462	0,993	1225	1878	742	6,8	-3587	2903	3062	+227	0,40	0,65
30-12-75	21,6	22,1	11,1	17,0	1,3	6,16	1494	1,03	1114	1930	708	6,7	-3583	2790	2896	+425	0,37	0,58
31-12-75	22,4	23,0	10,3	17,9	1,1	6,00	1456	1,03	984	1752	1011	6,8	-3598	2840	2949	+516	0,58	0,56
1-01-76	22,6	22,4	11,4	15,6	1,0	5,37	1301	1,00	811	1514	1036	6,5	-3601	2882	2996	+490	0,68	0,54
2-01-76	22,7	22,6	12,6	14,8	1,1	5,39	1309	1,01	895	1556	1024	6,8	-3614	2919	3059	+427	0,66	0,58
3-01-76	23,4	22,5	13,1	13,9	1,2	5,23	1272	1,00	932	1562	1000	5,1	-3604	2959	3054	+340	0,64	0,60
4-01-76	24,4	22,7	18,4	9,2	1,1	4,02	978	0,89	763	1337	801	5,9	-3616	3133	3121	+107	0,60	0,57
5-01-76	24,2	24,5	19,5	11,2	0,7	3,98	967	1,03	1043	1659	787	4,8	-3701	3154	3165	- 47	0,47	0,63
	22,8	22,7	13,1	14,5	1,12	5,30	1287	1,00	907	1575	870	6,4	-3610	2945	3042	+385	0,55	0,57

Tableau n° 85 : Moyennes décadaires

	TEVAP °C	TLAC °C	EZLAC mb	ΔELAC mb	U2 m.s ⁻¹	LE J.j ⁻¹	1+β	RN J.j ⁻¹	RG J.j ⁻¹	Rd J.j ⁻¹	a %	R† J.j ⁻¹	RaBRUNT J.j ⁻¹	ReBILAN J.j ⁻¹	G+a J.j ⁻¹	Rd/RG	RN/RG	LE/RN
1/10-05-74	30,4	29,0	15,2	24,9	1,78	-2157	0,974	1625	2273	1154	7,5	-3934	3303	3456	+475	0,51	0,71	1,33
27/31-08-75	24,7	28,1	25,9	12,0	1,41	-1240	1,19	1271	1846	1113	13,0	-3886	3303	3551	+185	0,63	0,67	0,98
1/10-11-75	25,4	26,8	15,1	20,4	0,97	-1576	1,06	1256	2403	606	8,9	-3819	3089	2885	+348	0,25	0,52	1,21
1/10-12-75	23,9	24,0	12,4	17,5	1,19	-1472	1,03	1157	2075	851	7,7	-3682	2964	2924	+361	0,41	0,56	1,27
27-12/5-1-76	22,8	22,7	13,1	14,5	1,12	-1287	1,00	907	1575	870	6,4	-3610	2945	3042	+385	0,55	0,57	1,42

Ces deux tableaux permettent une analyse comparative à l'échelle des moyennes journalières ou décadaires.

4.3.1. LE FLUX EVAPORATOIRE LE, LE RAYONNEMENT NET R_N ET LE RAPPORT DE BOWEN β

On peut vérifier l'excellente concordance entre les évaporations journalières moyennes décadaires calculées et celles obtenues directement par bilan hydrique pour ces mêmes décades (lorsque la détermination est possible).

ELAC CALCULEE	8,89	6,25	6,07	5,30
ELAC MESUREE	8,7	6,5	5,85	4,95
DATE	1/10-5-74	1/10-11-75	1/10-12-75	27-12/5-1-76

La précision de la détermination par bilan hydrique des valeurs journalières de l'évaporation n'est malheureusement pas suffisante pour affiner la comparaison précédente à l'échelle journalière.

La comparaison de LE à R_N grâce à leur rapport LE/R_N est particulièrement significative.

De Novembre à Janvier alors que se développe la saison sèche fraîche ce rapport LE/R_N croît de 1,21 à 1,42. En effet au cours de cette même période la baisse de l'évaporation LE est proportionnellement moindre que la chute du bilan radiatif R_N . Pendant le même temps le rapport de BOWEN β reste positif (TLAC > TAIR), mais tend vers zéro (TLAC = TAIR). Les flux de chaleur et de vapeur d'eau sont tous les deux négatifs en moyenne journalière, le lac fournissant de la chaleur à l'air qui le surplombe.

Avec l'arrivée de la saison sèche chaude la température moyenne de l'air devient supérieure à celle du lac. Le rapport de BOWEN moyen journalier est alors négatif, le flux de chaleur sensible est positif. Le rapport LE/R_N reste pourtant nettement supérieur à 1 et proche de 1,30. En effet les vitesses de vent et le déficit de saturation sont suffisamment élevés pour entretenir un flux évaporatoire soutenu qu'abonde une advection importante.

L'arrivée de la saison des pluies bouleverse toutes ces caractéristiques, puisque l'évaporation chute très nettement alors que le bilan radiatif conserve des valeurs honorables. Le rapport LE/R_N est voisin de 1, voire inférieur à 1. Le rapport de BOWEN nettement positif atteint en valeur moyenne journalière 0,20. La température du lac est de plusieurs degrés supérieure à la température de l'air alors que le gradient de pression partielle de vapeur d'eau atteint ses valeurs les plus faibles.

Nous avons déjà comparé les moyennes mensuelles de R_N et de LE et remarqué une assez bonne corrélation pour la saison sèche fraîche et même chaude (Novembre à Mai) et un comportement spécifique des mois d'hivernage ou de transition. Cette tendance se vérifie avec les moyennes journalières puisque les points représentatifs des mois de Novembre, Décembre, Janvier et Mai paraissent en assez bonne corrélation surtout si l'on introduit la vitesse du vent comme paramètre correctif (cf. fig. n° 73). Il est également intéressant d'examiner les variations du rapport LE/R_N en fonction du rapport de BOWEN β (cf. fig. n° 74). Quoique réduite à 5 points expérimentaux cette variation est significative :

- de fortes valeurs de LE/R_N correspondent à de faibles valeurs de β qui peut même être négatif. Nous sommes en saison sèche fraîche ou chaude.
- de faibles valeurs de LE/R_N sont au contraire significatives des fortes valeurs de β obtenues en cours d'hivernage.

Cette correspondance est intéressante dans la mesure où LE est obtenu ici par une formule aérodynamique indépendante des données qui ont permis séparément la mesure de R_N ou le calcul de β .

La signification physique est évidente :

- tant que la température de l'air reste voisine, voire supérieure à la température du lac ($\beta = 0$ ou faible > 0 ou < 0) le flux de chaleur sensible reste négligeable et LE consomme la plus grande partie du bilan radiatif en faisant même appel à une advection importante : cas des saisons sèches fraîche et chaude.

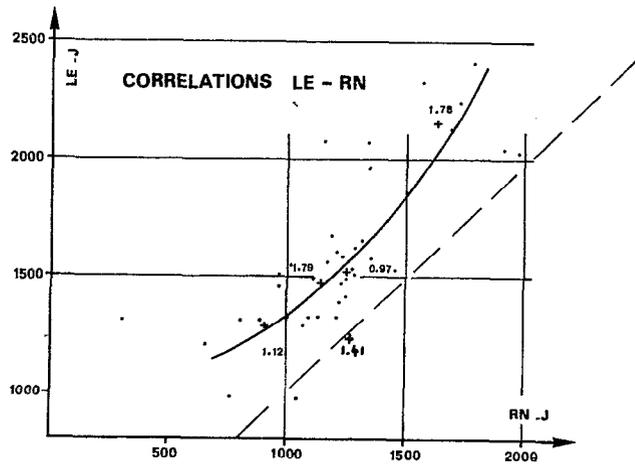


Figure n° 73

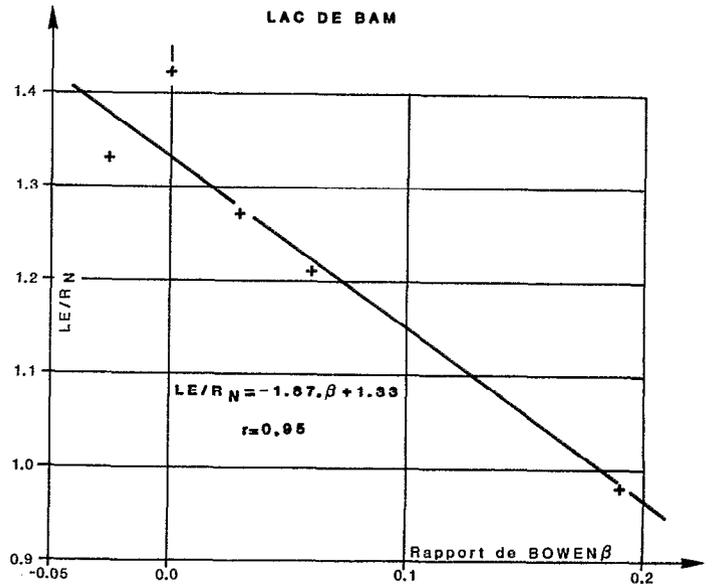


Figure n° 74

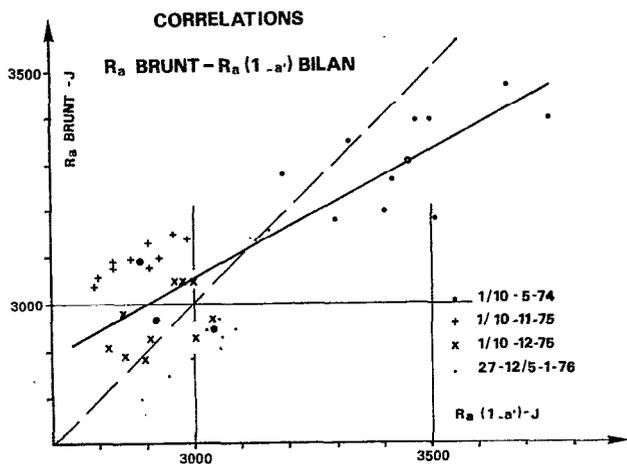


Figure n° 75

- Lorsque au contraire la température de l'air devient très inférieure à celle du lac ($\beta \gg 0$) le flux de chaleur sensible cédé par le lac n'est plus négligeable et emploie une partie respectable du rayonnement net R_N . LE/R_N décroît alors en même temps que l'appel à l'advection se trouve aussi réduit.

Il est bien évident que ces considérations s'appuient sur des moyennes journalières qui intègrent en fait des valeurs horaires très contrastées si ce n'est contradictoires. Une explication valable en moyenne sur la journée peut donc être parfaitement erronée pour une notable partie (quoique minoritaire) de cette même journée. Cela sera précisé au prochain chapitre où seront étudiées les échelles horaires de ces mêmes phénomènes. L'importance de la stabilité atmosphérique est évidemment déterminante, mais il reste délicat de la faire intervenir, car ses processus d'intervention sont analysables sur un court pas de temps mais peuvent difficilement être appréhendés sur une période journalière.

Cet effet se trouve compliqué de ce que les caractéristiques de stabilité de l'air au-dessus du lac sont en fait acquises au-dessus des terres environnantes, avant leur passage sur le lac (pour autant qu'existe un vent significatif). Pour caractériser cette stabilité il faudrait donc retenir le gradient thermométrique existant entre l'air et la surface du sol représentatif et non celle entre l'air et la température de surface du lac.

Toutefois lorsque le gradient TLAC-TAIR > 0 est très important (cas des belles journées d'hivernage par exemple), la stabilité ou l'instabilité de la masse d'air au-dessus du lac est rapidement imputable aux seuls paramètres climatologiques lac et plus aux paramètres des alentours. Il est certain alors que la forte instabilité atmosphérique a une action notable sur l'évaporation qui explique les faibles valeurs du rapport LE/R_N , insuffisamment expliqué par les fortes valeurs de β concomitantes. Cette influence de la stabilité sera étudiée ultérieurement lorsque seront détaillés à l'échelle horaire les bilans énergétiques de quelques journées représentatives.

4.3.2. RAYONNEMENTS GLOBAL, DIFFUS ET REFLECHI

Le rapport du rayonnement diffus au rayonnement global est évidemment très variable d'une saison à l'autre et même d'un jour à l'autre. Cela est imputable aux rapides variations de l'importance et du type de l'ennuage et également bien sûr à la présence éventuelle de brumes sèches d'aérosols plus ou moins intenses. Une étude précise du rayonnement diffus R_d supposerait d'ailleurs que soient séparées ces deux causes de diffusion, ce qui permettrait d'analyser distinctement leurs conséquences. Le tableau récapitulatif montre que les valeurs de l'albedo sont variables en cours d'année, la cause en étant une modification progressive en cours de saison sèche, puis brutale en début d'hivernage, de la couleur de l'eau. En effet de Novembre à Mars les eaux du lac de BAM s'éclaircissent, par sédimentation progressive en même temps que la température de l'eau diminue et se réduit l'activité photosynthétique des algues. Avec la saison sèche chaude la température du lac monte brutalement, provoquant un regain d'activité biologique qui trouble l'eau et augmente l'albedo, les premières pluies apportent au lac les premiers sédiments qui conduisent à un albedo qui peut atteindre et dépasser 13 % en valeur moyenne journalière de plein hivernage.

4.3.3. RAYONNEMENT DE L'EAU R_t ET RAYONNEMENT ATMOSPHERIQUE R_a

Les variations des températures superficielles moyennes journalières sont relativement modérées d'un jour à l'autre. On ne note donc pas d'importantes variations de R_t à l'échelle de la décade. Par contre les variations entre saison sèche fraîches et chaudes sont beaucoup plus importantes. Mais la température superficielle n'explique pas seule ces variations du rayonnement R_t . Les calculs du tableau n° 85 ont été menés avec une valeur de l'émissivité ϵ égale à 0,96, valeur recommandée pour de l'eau propre. Il est certain que, lorsque l'albedo passe de 7 % à 13 % entre la saison sèche et l'hivernage, la valeur de l'émissivité ϵ doit elle aussi chuter de façon sensible pour atteindre une valeur proche de 0,90 à 0,92. Nous ne disposons malheureusement pas de l'appareillage qui aurait permis une évaluation même sommaire de ϵ .

4.3.4. RAYONNEMENT ATMOSPHERIQUE R_a (figure n° 75)

Les valeurs obtenues par bilan (il s'agit en fait de $R_a(1-a')$, où a' est l'albedo de l'eau pour les grandes longueurs d'onde), s'écartent assez considérablement des valeurs fournies par la formule de BRUNT, modifiée par RIOU (1972) et réputée valable pour ces latitudes. Cet écart n'est pas stable et peut être positif ou négatif selon la saison considérée : en début de saison sèche fraîche, R_aBRUNT est supérieur à R_aBILAN , en fin de saison sèche fraîche et en saison sèche chaude c'est l'inverse. Enfin en période d'hivernage R_aBILAN devient très nettement supérieur à R_aBRUNT . Cette dernière différence est explicable par une surévaluation de l'émissivité ϵ en hivernage qui conduit à un R_t trop fort et donc aussi par bilan à un R_aBILAN trop élevé en hivernage.

Pour expliquer les autres écarts, d'amplitude plus faible, il faut revenir sur la définition de R_aBRUNT qui dans la formule retenue ne tient aucun compte de la nébulosité, puisque nous ne disposons pas en routine des moyens de calculer le coefficient correcteur. De plus nous aurions dû en toute rigueur faire intervenir l'albedo a' de grandes longueurs d'onde sur lequel la littérature reste très discrète. Ainsi la non prise en compte de la nébulosité dans le calcul de R_aBRUNT , et de l'albedo a' dans le calcul de $R_a(1-a')$ BILAN, permettent d'expliquer les écarts obtenus entre ces deux évaluations du rayonnement atmosphérique.

4.3.5. FLUX TRANSMIS AU LAC G ET FLUX ADVECTIF A

Nous associons dans ce chapitre deux flux d'essences très différentes puisque l'un, G, est un flux transmis ou reçu directement de la surface liquide du lac par la mince couche évaporante, et l'autre A est un flux advectif latéral que l'on a décomposé en un flux spécifique par unité de surface pour le faire intervenir dans le bilan énergétique spécifique. N'étant pas en mesure de calculer, ou de mesurer G en routine, il nous est impossible de séparer G de A d'où la nécessité de les appréhender globalement.

Les tableaux 84 et 85 montrent que le système que constituent le lac et l'air le surplombant, est presque systématiquement receveur d'énergie puisque la somme des flux G + A est positive, ce qui d'après notre convention de signe correspond à un gain énergétique. Les variations des moyennes décennales de G + A restent globalement peu variables en saison sèche fraîche (de 348 J à 385 J de Novembre à Janvier), s'élèvent nettement en saison sèche chaude (475 J) et chutent par contre considérablement durant l'hivernage (185 J). Ces variations correspondent globalement assez étroitement à l'importance de l'évaporation de chacune de ces périodes. A l'intérieur de chacune de ces décades test on peut voir que les variations de G + A sont considérables d'une journée à l'autre. Nous ne devons certes pas perdre de vue le fait que G + A provient d'un bilan obtenu à partir d'une détermination aérodynamique de LE évidemment sujette à caution. Malgré cette imprécision originelle il est certain que l'importance de G + A témoigne de ce que le milieu extérieur apporte continuellement de l'énergie au système évaporant :

- Cette énergie provient d'abord de l'eau du lac et s'accompagne de variations de sa température moyenne qui compensent ainsi énergétiquement les à-coups de l'évaporation. Mais le sol supportant le lac est aussi le siège d'un gradient thermique et tout se passe alors comme si la masse d'eau du lac était continuellement chauffée par le sol environnant. Ceci est d'ailleurs vérifié par les mesures de températures du sol à -1 m (effectuées à ST PAUL) dont les résultats sont systématiquement supérieurs en toutes saisons de plusieurs degrés aux températures de l'eau du fond du lac.
- Mais cette énergie provient également pour une autre part, certainement déterminante les jours de forte évaporation, des échanges advectifs d'énergie latérale, l'air chaud environnant, poussé par le vent, venant remplacer l'air refroidi et humidifié par son séjour au-dessus du lac.

Les commentaires de ce paragraphe traduisent la situation énergétique telle qu'elle peut être appréhendée par des moyennes journalières ou décennales qui masquent naturellement la réalité spécifique de phénomènes instantanés qui se succèdent en cours de journée et peuvent être contradictoires durant les phases diurnes et nocturnes, selon la succession d'épisodes nuageux ou à cause de brusques sautes de l'orientation ou de l'intensité du vent. Aussi, si nous voulons affiner cette interprétation énergétique, faut-il aller en deçà de l'échelle journalière et appréhender ces mêmes paramètres à l'échelle horaire qui seule permet la caractérisation de phénomènes climatiques homogènes que l'intégration journalière nivelle en un "tout moyen" difficile à interpréter.

4.4. ANALYSE A L'ECHELLE HORAIRE DE L'EVAPORATION ET DES PHENOMENES ENERGETIQUES QUI L'ACCOMPAGNENT

Le précédent chapitre a mis en évidence la nécessité d'aller en deçà de l'échelle horaire afin d'appréhender les phénomènes sur des pas de temps suffisamment courts pour qu'ils puissent être considérés comme stables et homogènes. La 1/2 heure est la période admise généralement pour l'analyse de ce type de phénomènes atmosphériques, mais afin de ne pas surcharger les tableaux, nous limiterons la présentation des résultats aux seules moyennes horaires, sachant que tous les calculs intermédiaires sont réalisés avec la 1/2 heure pour base de calcul.

4.4.1. BILANS ENERGETIQUES HORAIRES

Les 20 tableaux journaliers qui figurent ci-après (tableaux n° 86 à 105) fournissent donc, heure par heure, les bilans énergétiques de 20 journées représentatives sélectionnées parmi les 5 décades dont les bilans journaliers étaient présentés au chapitre précédent. Sur ces tableaux figurent les paramètres climatiques nécessaires au calcul des LE horaires, et l'ensemble des autres composantes du bilan énergétique à l'exception des rapports R_d/R_G , R_N/R_G et LE/R_N sans grande signification à l'échelle horaire.

Ces valeurs horaires de LE sont calculées, comme pour les valeurs journalières grâce aux formules aérodynamiques déjà utilisées ($a''+b''$), à partir des moyennes horaires de $\Delta ELAC$ et de $UZABRI$. Elles sont ensuite homogénéisées à l'échelle de la journée de sorte que la somme des LE horaires coïncide avec la valeur calculée du LE journalier obtenu à partir des valeurs moyennes journalières de $\Delta ELAC$ et de $UZABRI$.

On pouvait déjà à juste titre douter de la légitimité d'utiliser à l'échelle journalière les formules a'' et b'' établies à partir de moyennes décennales, il est bien sûr encore plus hardi de le faire à l'échelle horaire. C'est malheureusement la seule procédure qui nous permette d'obtenir des valeurs vraisemblables de ces LE horaires puisque nous ne pouvons boucler le bilan énergétique, faute de pouvoir évaluer les G+A horaires.

On remarquera à ce propos que les sommes journalières des 24 flux horaires G+A diffèrent notablement des valeurs obtenues par simple bilan journalier à partir des sommes journalières de R_N , LE et de la moyenne journalière de $1+\beta$. Cela est dû aux considérables variations horaires de β et à la relation non linéaire en β liant G+A à LE et R_N . Dans chacun des 20 tableaux journaliers figurent donc une première ligne pour la somme journalière des valeurs horaires et une seconde en-dessous où sont reportés les résultats obtenus à partir des moyennes journalières.

Avant d'analyser plus en détail certaines de ces journées nous devons faire quelques remarques d'ordre général inspirées par une première lecture de ces tableaux.

4.4.1.1. LE RAYONNEMENT NET R_N ET L'EVAPORATION LE

Dans les remarques qui suivent, nous n'oublions pas que R_N est obtenu à partir d'une mesure aisément contrôlable, qui peut être comparée notamment aux résultats du bilan radiatif entre les mesures de R_G , $a.R_G$ et L_t et l'évaluation par une formule de R_a , tandis que LE n'est que le résultat d'une approche empirique statistique qui n'est vraiment justifiée qu'à l'échelle mensuelle et décennale, même si elle reste vraisemblable à l'échelle journalière, voire même horaire. S'il semble donc certain que l'évaporation d'une période donnée, correspondant à des valeurs moyennes de ΔE et U_2 , est fonction de la durée de cette période, il ne semble pas que les paramètres de réglage varient considérablement lorsque l'on reste dans des gammes moyennes de ΔE et U_2 . Les valeurs calculées des LE horaires sont donc vraisemblablement à peu près correctes, ou tout au moins du bon ordre de grandeur, ce qui justifie les comparaisons entre LE et R_N qui vont suivre.

Un examen, même superficiel, des bilans énergétiques horaires montre qu'il n'y a pas correspondance entre les évaporations et les rayonnements nets correspondants. Durant la nuit le rayonnement net est systématiquement négatif, c'est-à-dire que le rayonnement émis par la surface de l'eau reste toujours supérieur au rayonnement atmosphérique. Quoiqu'en moyenne toujours au moins de moitié inférieure à ses valeurs diurnes, l'évaporation nocturne reste toujours soutenue, quelle que soit la période de l'année. Les fortes valeurs diurnes de R_N obtenues en milieu de journée coïncident évidemment avec les fortes valeurs de ΔE mais aussi généralement de U_2 et donc de l'évaporation LE. Mais on peut dès maintenant noter une forte inertie de la dépendance de LE à R_N même en phase diurne, puisque les passages nuageux même prolongés (plus d'une heure) n'entraînent pas de variations concomitantes et significatives de l'évaporation. Ainsi se trouve révélée la différence profonde qui sépare une surface évaporante végétale d'une surface d'eau libre : l'évaporation d'une surface d'eau libre n'est plus fonction à l'échelle horaire du rayonnement net disponible, contrairement à l'évapotranspiration d'une surface végétale qui le demeure. Cela s'explique par les différences fondamentales entre les processus mêmes de l'évaporation et de l'évapotranspiration dans l'un ou l'autre cas :

- Dans le cas d'une surface d'eau libre, on se trouve dans de strictes conditions de diffusion gazeuse de la vapeur d'eau au-dessus d'une surface évaporante de température déterminée, baignée par une atmosphère aux gradients de températures et de pression partielle de vapeur d'eau également connus. L'énergie nécessaire à l'évaporation, permise par les conditions aux limites du système, est alors prise au système lui-même, c'est-à-dire à l'air et à l'eau.

TABLEAU n° 86 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 2.5.74

2/5/74	ΔE_{mb} LAC	U2 ABRI	ELAC	LE	1+β	R _N	R _G	R _d	aR _G	L†	R _a	R _a	G+A
	m.s ⁻¹	m.s ⁻¹	mm.j ⁻¹	J.j ⁻¹ Homog.		J.j ⁻¹	BRUNT	BILAN	J.j ⁻¹				
0	19,7	0,2	4,29	- 44	1,05	- 35	0	0	0	- 162	135	127	+ 81
1	22,2	0,3	4,99	- 51	1,03	- 35	0	0	0	+ 162	133	127	+ 88
2	24,3	0,3	5,32	- 55	1,04	- 35	0	0	0	- 162	129	127	+ 92
3	24,7	0,2	5,03	- 52	1,04	- 35	0	0	0	- 162	129	127	+ 89
4	23,1	0,3	5,13	- 53	1,06	- 35	0	0	0	- 162	129	127	+ 91
5	23,0	0,4	5,41	- 56	1,04	- 27	1	1	0	- 162	130	134	+ 85
6	23,5	0,4	5,49	- 56	1,01	26	24	21	- 10	- 161	131	173	+ 30
7	24,1	2,0	9,13	- 94	0,99	70	116	46	- 12	- 161	131	127	+ 23
8	25,6	4,2	13,59	- 140	0,92	159	208	62	- 15	- 161	134	127	+ 30
9	26,6	4,7	14,83	- 152	0,88	228	271	78	- 18	- 161	136	136	+ 94
10	27,9	4,7	15,30	- 157	0,85	275	323	80	- 20	- 162	138	134	+ 142
11	28,9	4,9	16,04	- 165	0,84	310	357	79	- 20	- 162	139	137	+ 171
12	29,5	4,8	15,69	- 161	0,84	304	348	80	- 21	- 163	140	140	+ 169
13	30,4	3,7	14,24	- 146	0,83	274	325	83	- 20	- 163	140	132	+ 153
14	30,9	3,6	14,20	- 146	0,84	221	277	84	- 18	- 164	141	126	+ 98
15	30,2	3,3	13,37	- 137	0,84	149	203	89	- 15	- 164	142	125	+ 34
16	28,6	3,0	12,30	- 126	0,83	73	124	69	- 12	- 163	144	124	+ 32
17	28,6	2,2	10,67	- 110	0,84	11	44	28	- 11	- 163	142	141	+ 81
18	27,4	1,0	7,74	- 79	0,88	- 21	0	0	0	- 163	140	142	+ 91
19	19,9	0,3	4,63	- 48	0,97	- 31	0	0	0	- 163	141	132	+ 77
20	21,5	0,4	5,17	- 53	0,98	- 31	0	0	0	- 163	138	132	+ 83
21	21,8	0,6	5,73	- 59	0,98	- 31	0	0	0	- 163	138	132	+ 89
22	18,3	0,3	4,38	- 45	1,04	- 31	0	0	0	- 162	137	132	+ 78
23	22,4	0,7	6,07	- 62	1,01	- 31	0	0	0	- 162	134	132	+ 94
TOTAUX	25,13	1,93	9,11	- 2247	0,942	1722	2820	800	- 194	- 3896	3271	3193	+ 313
JOURNEE	25,1	1,93	9,25	- 2247	0,942	1722	2820	800	- 194	- 3896	3271	3192	+ 395

TABLEAU n° 87 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 3.5.74

3/5/74	ΔE_{mb} LAC	U2 ABRI	ELAC	LE	1+β	R _N	R _G	R _d	aR _G	L†	R _a	R _a	G+A
	m.s ⁻¹	m.s ⁻¹	mm.j ⁻¹	J.j ⁻¹ Homog.		J.j ⁻¹	BRUNT	BILAN	J.j ⁻¹				
0	24,1	1,2	7,52	- 77	1,00	- 31	0	0	0	- 162	132	131	+ 108
1	26,3	0,4	5,95	- 56	1,02	- 31	0	0	0	- 162	127	131	+ 88
2	27,1	0,2	5,38	- 55	1,03	- 31	0	0	0	- 161	125	130	+ 88
3	27,6	0,4	6,16	- 63	1,05	- 31	0	0	0	- 161	122	130	+ 97
4	26,4	0,1	4,82	- 49	1,06	- 31	0	0	0	- 161	123	130	+ 83
5	26,5	0,2	5,29	- 54	1,04	- 31	0	0	0	- 160	123	130	+ 87
6	26,1	1,3	8,16	- 83	1,03	24	56	44	- 10	- 160	123	136	+ 61
7	25,5	0,5	6,11	- 62	1,01	82	114	77	- 12	- 160	126	140	+ 19
8	28,0	1,0	7,86	- 80	0,98	149	173	88	- 15	- 161	126	152	+ 71
9	31,3	1,7	10,22	- 104	0,96	241	253	223	- 17	- 162	127	167	+ 141
10	33,0	1,9	11,09	- 113	0,96	273	282	164	- 20	- 164	130	175	+ 164
11	32,0	2,4	11,98	- 122	0,92	299	322	169	- 21	- 164	133	162	+ 187
12	33,1	2,7	12,94	- 132	0,91	347	348	144	- 22	- 165	134	166	+ 227
13	35,1	2,8	13,71	- 140	0,91	316	329	117	- 21	- 166	136	174	+ 189
14	35,2	2,8	13,74	- 140	0,91	276	291	97	- 20	- 167	138	172	+ 149
15	36,3	1,9	11,87	- 121	0,91	167	197	95	- 16	- 168	140	154	+ 57
16	37,9	1,5	11,19	- 114	0,92	79	115	77	- 12	- 170	140	146	+ 26
17	36,9	1,4	10,71	- 109	0,92	26	53	43	- 10	- 169	139	152	+ 74
18	30,5	1,0	8,35	- 85	0,95	- 28	2	2	- 1	- 168	142	139	+ 109
19	27,3	0,7	6,97	- 71	0,98	- 31	0	0	0	- 167	142	136	+ 101
20	24,2	0,4	5,81	- 59	1,03	- 31	0	0	0	- 166	139	135	+ 92
21	24,6	0,2	5,01	- 51	1,05	- 31	0	0	0	- 166	136	135	+ 85
22	25,2	0,3	5,46	- 56	1,06	- 31	0	0	0	- 165	134	134	+ 90
23	26,1	0,2	5,23	- 53	1,08	- 31	0	0	0	- 165	131	134	+ 88
TOTAUX	29,42	1,13	8,38	- 2049	0,987	1910	2537	1240	- 197	- 3940	3168	3511	+ 73
JOURNEE	29,4	1,13	8,46	- 2049	0,987	1910	2537	1240	- 198	- 3940	3168	3511	+ 112

TABLEAU N° 88 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 4.05.74

4/5/74	ΔE_{LAC} mb	U2 ABRI m.s ⁻¹	ELAC mm.j ⁻¹	LE J.j ⁻¹ Homog.	1+β	R _N J.j ⁻¹	R _G J.j ⁻¹	R _d J.j ⁻¹	aR _G J.j ⁻¹	L† J.j ⁻¹	R _a J.j ⁻¹ BRUNT	R _a J.j ⁻¹ BILAN	G+A J.j ⁻¹
0	29,2	0,3	6,16	- 64	1,05	- 32	0	0	0	- 165	126	133	+ 99
1	30,6	0,3	6,37	- 66	1,04	- 32	0	0	0	- 163	125	131	+ 101
2	31,0	0,5	7,09	- 74	1,04	- 32	0	0	0	- 163	123	131	+ 109
3	30,5	0,4	6,70	- 69	1,04	- 18	0	0	0	- 162	122	144	+ 90
4	30,7	0,6	7,33	- 76	1,04	- 36	0	0	0	- 162	121	126	+ 115
5	29,1	0,6	7,06	- 73	1,06	- 44	1	1	- 1	- 162	122	118	+ 121
6	27,7	0,2	5,56	- 58	1,07	7	33	29	- 7	- 162	123	143	+ 55
7	28,7	1,2	8,46	- 88	1,02	79	118	72	- 10	- 162	126	133	+ 11
8	30,6	2,7	12,09	-125	0,95	154	185	85	- 11	- 163	130	143	- 35
9	28,7	4,4	14,77	-153	0,89	230	248	120	- 15	- 162	135	159	- 94
10	28,3	4,6	14,99	-155	0,88	304	317	121	- 17	- 163	138	167	- 168
11	30,0	3,2	12,92	-134	0,88	325	330	126	- 18	- 163	138	176	- 207
12	31,4	2,6	12,11	-126	0,87	329	349	113	- 19	- 164	139	163	- 219
13	33,1	2,5	12,34	-128	0,88	284	307	113	- 17	- 165	138	159	- 171
14	33,5	2,5	12,45	-129	0,88	224	254	117	- 15	- 166	140	151	- 110
15	33,6	2,8	13,12	-136	0,88	149	179	104	- 10	- 166	141	146	- 29
16	32,2	2,4	11,90	-123	0,88	69	99	69	- 9	- 166	141	145	+ 39
17	30,4	1,5	9,50	- 99	0,90	6	37	33	- 8	- 166	143	143	+ 83
18	28,2	0,7	7,16	- 74	0,94	- 30	2	2	- 42	- 167	142	137	+ 100
19	26,9	0,5	6,40	- 66	0,97	- 33	0	0	0	- 166	139	133	+ 97
20	24,8	0,4	5,77	- 60	1,02	- 33	0	0	0	- 165	137	132	+ 94
21	23,1	0,2	4,88	- 51	1,06	- 33	0	0	0	- 165	136	132	+ 87
22	28,2	0,8	7,42	- 77	1,00	- 33	0	0	0	- 164	133	131	+ 110
23	29,3	0,4	6,50	- 67	1,00	- 33	0	0	0	- 164	130	131	+ 100
TOTAUX	29,57	1,51	9,13	-2271	0,968	1771	2459	1105	- 159	-3936	3190	3407	+ 378
JOURNEE	29,6	1,51	9,35	-2271	0,968	1771	2459	1105	- 160	-3936	3190	3407	+ 427

TABLEAU n° 89 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 5.5.74

5/5/74	ΔE_{LAC} mb	U2 ABRI m.s ⁻¹	ELAC mm.j ⁻¹	LE J.j ⁻¹ Homog.	1+β	R _N J.j ⁻¹	R _G J.j ⁻¹	R _d J.j ⁻¹	aR _G J.j ⁻¹	L† J.j ⁻¹	R _a J.j ⁻¹ BRUNT	R _a J.j ⁻¹ BILAN	G+A J.j ⁻¹
0	23,9	0,1	4,58	- 47	1,08	- 37	0	0	0	- 163	130	126	+ 88
1	26,6	0,3	5,75	- 60	1,09	- 37	0	0	0	- 163	125	126	+ 102
2	28,1	0,2	5,62	- 58	1,09	- 37	0	0	0	- 163	126	126	+ 100
3	26,2	0,4	6,00	- 62	1,10	- 37	0	0	0	- 162	124	125	+ 105
4	26,2	0,4	6,00	- 62	1,10	- 37	0	0	0	- 162	123	125	+ 105
5	26,2	0,2	5,34	- 55	1,11	- 37	0	0	0	- 162	122	125	+ 98
6	26,5	0,4	6,05	- 63	1,09	4	27	22	- 10	- 162	123	149	+ 65
7	28,8	0,5	6,72	- 70	1,02	64	105	64	- 12	- 162	125	133	+ 7
8	30,8	2,8	12,35	-128	0,97	120	156	87	- 15	- 162	127	141	+ 4
9	30,4	3,5	13,63	-141	0,92	260	286	108	- 18	- 162	132	154	- 130
10	30,9	3,6	13,97	-145	0,90	292	322	136	- 20	- 163	135	153	- 161
11	32,6	2,9	13,06	-135	0,89	317	351	127	- 20	- 164	135	150	- 197
12	32,7	3,2	13,71	-142	0,89	312	337	133	- 20	- 165	137	160	- 186
13	34,0	2,8	13,23	-137	0,89	306	328	146	- 18	- 166	138	162	- 184
14	35,4	2,6	13,17	-136	0,89	260	286	114	- 15	- 166	136	155	- 139
15	33,9	2,2	11,89	-123	0,89	109	159	80	- 12	- 166	140	128	0
16	33,6	1,7	10,68	-111	0,89	83	119	51	- 11	- 167	141	142	+ 16
17	33,7	1,4	9,98	-103	0,92	- 10	31	17	- 10	- 168	141	137	+ 104
18	27,5	0,3	5,89	- 61	0,95	- 34	0	0	0	- 167	144	133	+ 92
19	27,0	0,1	5,01	- 52	0,89	- 34	0	0	0	- 166	143	132	+ 80
20	26,5	0,3	5,74	- 59	1,05	- 34	0	0	0	- 166	134	132	+ 96
21	28,4	0,2	5,66	- 59	1,07	- 34	0	0	0	- 165	129	131	+ 97
22	28,7	0,3	6,08	- 63	1,08	- 37	0	0	0	- 165	126	128	+ 105
23	26,0	0,4	5,97	- 62	1,10	- 37	0	0	0	- 164	128	127	+ 105
TOTAUX	29,36	1,28	8,59	-2136	0,995	1685	2507	1085	-181	-3941	3166	3300	+ 372
JOURNEE	29,4	1,28	8,79	-2136	0,995	1685	2507	1085	-181	-3941	3166	3300	+ 440

TABLEAU n° 90 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 6.5.74

6/5/74	ΔE LAC mb	U2 ABRI m.s ⁻¹	ELAC mm.j ⁻¹	LE J.j ⁻¹ Homog.	1+β	R _N J.j ⁻¹	R _G J.j ⁻¹	R _d J.j ⁻¹	aR _G J.j ⁻¹	L† J.j ⁻¹	R _a J.j ⁻¹ BRUNT	R _a J.j ⁻¹ BILAN	G+A J.j ⁻¹
0	26,2	0,3	5,69	- 59	1,07	- 37	0	0	0	- 164	129	127	+ 100
1	28,9	0,3	6,11	- 63	1,04	- 37	0	0	0	- 164	127	127	+ 102
2	30,2	0,3	6,31	- 66	1,04	- 37	0	0	0	- 163	124	126	+ 106
3	31,2	2,4	11,64	- 121	1,02	- 37	0	0	0	- 162	123	125	+ 160
4	23,6	1,8	8,55	- 89	1,06	- 37	0	0	0	- 162	130	125	+ 131
5	20,1	1,5	7,19	- 75	1,08	- 37	0	0	0	- 162	132	125	+ 118
6	18,0	2,1	7,66	- 79	1,06	0	35	24	- 10	- 162	135	137	+ 84
7	16,5	3,9	9,79	- 102	1,05	80	116	42	- 12	- 161	137	137	+ 27
8	17,2	3,6	9,61	- 100	1,01	179	205	57	- 17	- 162	139	153	- 78
9	20,6	2,6	9,15	- 95	0,96	259	272	67	- 18	- 163	140	168	- 168
10	26,5	1,8	9,24	- 96	0,94	299	315	64	- 20	- 165	140	169	- 209
11	31,9	1,9	10,74	- 111	0,96	336	361	79	- 21	- 167	138	163	- 229
12	34,0	2,5	12,58	- 131	0,95	320	343	103	- 20	- 168	139	165	- 196
13	33,5	2,4	12,23	- 127	0,91	216	244	167	- 18	- 167	139	157	- 100
14	35,0	2,2	12,16	- 126	0,92	195	214	150	- 17	- 168	139	166	- 79
15	34,2	1,8	11,05	- 115	0,91	74	99	85	- 12	- 168	140	155	+ 31
16	34,6	1,9	11,37	- 118	0,91	37	67	52	- 10	- 167	139	147	+ 70
17	35,9	2,1	12,15	- 126	0,92	2	25	19	- 10	- 167	137	154	+ 114
18	32,1	0,7	7,86	- 82	0,95	- 35	0	0	0	- 167	139	132	+ 113
19	25,8	0,6	6,48	- 67	0,99	- 35	0	0	0	- 168	143	133	+ 101
20	25,0	0,4	5,80	- 60	1,00	- 35	0	0	0	- 167	142	132	+ 95
21	29,1	1,0	8,08	- 84	0,98	- 35	0	0	0	- 167	138	132	+ 117
22	25,3	3,0	11,17	- 116	1,03	- 35	0	0	0	- 166	138	131	+ 154
23	25,7	3,0	11,29	- 117	1,04	- 35	0	0	0	- 166	136	131	+ 157
TOTAUX	27,5	1,84	9,33	- 2325	0,992	1565	2296	909	-185	-3963	3263	3417	+ 721
JOURNEE	27,5	1,84	9,57	- 2325	0,992	1565	2296	909	-186	-3963	3263	3417	+ 741

TABLEAU n° 91 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 27.08.75

27.08.75	ΔE LAC mb	UZABRI m.s ⁻¹	ELAC mm.j ⁻¹	LE J.j ⁻¹	1+β	R _N J.j ⁻¹	R _G J.j ⁻¹	R _d J.j ⁻¹	aR _G J.j ⁻¹	L† J.j ⁻¹	R _a J.j ⁻¹ BRUNT	R _a J.j ⁻¹ BILAN	G+A J.j ⁻¹
0	11,5	0,61	3,66	- 37	1,17	- 17	0	0	0	-164	142	147	60
1	9,8	0,92	3,82	- 39	1,15	- 20	0	0	0	-163	143	143	65
2	10,4	0,44	3,07	- 32	1,15	- 21	0	0	0	-163	142	142	58
3	10,6	0,47	3,18	- 33	1,20	- 21	0	0	0	-163	140	142	61
4	9,5	0,67	3,33	- 34	1,20	- 21	0	0	0	-163	141	142	62
5	10,7	0,28	2,76	- 28	1,18	- 21	0	0	0	-162	140	141	54
6	10,4	1,31	4,59	- 47	1,17	10	0	0	0	-162	141	172	45
7	9,9	0,94	3,88	- 40	1,18	42	73	68	- 8	-160	137	137	5
8	9,8	1,33	4,46	- 46	1,17	81	115	108	- 8	-160	138	134	- 27
9	10,2	2,59	6,29	- 64	1,13	197	250	143	- 34	-161	139	142	-125
10	10,7	2,86	6,79	- 69	1,08	194	231	162	- 27	-161	140	151	-119
11	11,0	1,92	5,63	- 58	1,05	200	231	151	- 31	-160	141	160	-139
12	12,5	1,61	5,58	- 57	1,02	230	270	197	- 31	-161	141	152	-172
13	12,6	1,06	4,73	- 48	1,01	164	212	162	- 31	-161	141	144	-115
14	13,6	1,36	5,47	- 56	1,01	212	251	143	- 42	-161	141	164	-155
15	13,4	1,22	5,19	- 53	1,01	200	251	126	- 42	-161	142	152	-146
16	13,4	1,50	5,64	- 58	0,99	73	115	97	- 23	-161	142	142	- 16
17	12,0	1,39	5,12	- 52	1,00	19	31	29	0	-161	142	149	33
18	11,4	0,72	3,85	- 39	1,02	- 14	0	0	0	-160	141	146	54
19	10,7	0,97	4,12	- 42	1,02	- 11	0	0	0	-160	141	149	54
20	13,2	1,11	4,96	- 51	1,37	- 10	0	0	0	-160	126	150	80
21	12,2	0,69	3,97	- 41	1,37	- 12	0	0	0	-159	127	147	68
22	11,7	0,53	3,54	- 36	1,37	- 14	0	0	0	-159	128	145	63
23	12,4	0,97	4,53	- 46	1,36	- 15	0	0	0	-160	127	145	78
24													
TOTAUX	11,4	1,14	4,57	-1106	1,14	1425	2030	1386	-277	-3866	3323	3538	-174
JOURNEE	11,4	1,14	4,57	-1106	1,14	1425	2030	1386	-277	-3866	3323	3538	-164

TABLEAU n° 92 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 28.08.75

28.08.75	ΔE LAC mb	UZABRI m.s ⁻¹	ELAC mm.j ⁻¹	LE J.j ⁻¹	1+ β	R_{H1} J.j ⁻¹	R_G J.j ⁻¹	R_d J.j ⁻¹	aR_G J.j ⁻¹	L \uparrow J.j ⁻¹	Ra J.j ⁻¹ BRUNT	Re J.j ⁻¹ BILAN	G+A J.j ⁻¹
0	11,1	0,64	3,63	- 37	1,34	- 15	0	0	0	-160	130	145	65
1	11,2	1,28	4,74	- 48	1,33	- 14	0	0	0	-160	130	146	70
2	11,1	1,39	4,89	- 50	1,32	- 12	0	0	0	-160	131	148	78
3	10,7	0,81	3,85	- 39	1,34	- 10	0	0	0	-160	131	150	62
4	10,4	1,44	4,78	- 49	1,31	- 14	0	0	0	-160	132	146	78
5	9,8	1,92	5,29	- 54	1,32	- 10	0	0	0	-160	133	150	81
6	7,9	2,11	4,99	- 51	1,35	+ 9	20	18	- 2	-160	135	151	60
7	9,7	2,36	5,84	- 59	1,27	+ 67	105	79	- 20	-160	135	142	8
8	10,5	3,25	7,21	- 73	1,21	181	231	75	- 31	-160	136	141	- 93
9	10,8	3,36	7,44	- 76	1,16	218	250	143	- 31	-161	138	160	-130
10	11,7	3,38	7,76	- 79	1,14	315	354	105	- 39	-161	138	161	-225
11	14,1	3,14	8,16	- 83	1,12	194	235	136	- 31	-162	138	152	-101
12	14,1	3,53	8,67	- 88	1,10	290	328	114	- 39	-162	139	163	-193
13	14,9	2,83	7,97	- 81	1,07	218	231	108	- 31	-163	140	161	-131
14	20,4	2,94	9,63	- 98	1,10	218	245	88	- 33	-169	140	175	-110
15	23,4	2,72	10,08	-103	1,09	133	166	61	- 31	-169	140	167	- 21
16	19,6	2,89	9,34	- 95	1,09	60	89	36	- 20	-167	141	158	44
17	15,2	2,58	7,71	- 79	1,06	- 11	0	0	0	-166	146	155	95
18	13,6	1,86	6,24	- 64	1,10	- 21	0	0	0	-165	145	144	91
19	13,4	1,64	5,86	- 60	1,19	- 18	0	0	0	-165	141	147	89
20	14,0	5,19	10,69	-109	1,18	- 22	0	0	0	-165	141	143	151
21	12,5	3,11	7,65	- 78	1,20	- 17	0	0	0	-165	142	148	111
22	12,3	1,81	5,82	- 59	1,29	- 10	0	0	0	-165	138	155	86
23	12,5	0,97	4,55	- 46	1,26	- 13	0	0	0	-164	138	151	71
24													
TOTAUX	13,12	2,38	6,78	-1658	1,21	1716	2254	963	-308	-3909	3298	3679	+244
JOURNEE	13,12	2,38	6,85	-1658	1,21	1716	2254	963	-308	-3909	3298	3679	+290

TABLEAU n° 93 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 29.08.75

29.08.75	ΔE LAC mb	UZABRI m.s ⁻¹	ELAC mm.j ⁻¹	LE J.j ⁻¹	1+ β	R_{N1} J.j ⁻¹	R_G J.j ⁻¹	R_d J.j ⁻¹	aR_G J.j ⁻¹	L \uparrow J.j ⁻¹	Ra J.j ⁻¹ BRUNT	Re J.j ⁻¹ BILAN	G+A J.j ⁻¹
0	12,1	2,03	6,08	- 63	1,27	- 17	0	0	0	-164	138	147	97
1	12,4	1,31	5,09	- 52	1,28	- 15	0	0	0	-164	137	149	82
2	11,9	0,56	3,64	- 37	1,28	- 15	0	0	0	-163	137	146	62
3	12,0	0,81	4,15	- 43	1,27	- 20	0	0	0	-163	137	143	75
4	11,4	0,47	3,35	- 34	1,29	- 21	0	0	0	-163	137	142	65
5	11,8	0,38	3,27	- 34	1,27	- 9	0	0	0	-164	138	155	52
6	11,8	0,58	3,66	- 38	1,28	13	19	18	- 2	-164	138	160	36
7	10,4	1,22	4,45	- 46	1,27	34	51	46	- 8	-161	135	152	24
8	10,6	1,72	5,24	- 54	1,25	85	108	86	- 8	-161	136	146	- 17
9	10,5	2,19	5,86	- 60	1,23	52	65	60	11	-161	136	159	- 22
10	13,0	2,17	6,53	- 67	1,19	230	269	197	31	-162	137	154	-150
11	13,5	2,14	6,62	- 68	1,17	182	212	186	31	-163	138	164	-102
12	14,1	1,81	6,29	- 65	1,15	157	192	151	31	-163	139	159	- 82
13	15,1	1,06	5,31	- 55	1,15	305	346	162	39	-164	138	162	-242
14	13,1	0,83	4,43	- 46	1,10	194	223	143	31	-163	141	165	-143
15	15,7	0,86	5,07	- 52	1,05	152	174	151	20	-164	143	162	- 97
16	12,1	0,89	4,32	- 44	1,18	2	12	11	1	-161	137	152	50
17	13,7	0,81	4,53	- 47	1,17	- 11	0	0	0	-161	135	150	66
18	13,1	0,33	3,36	- 35	1,20	- 17	0	0	0	-161	134	144	59
19	12,8	1,87	5,75	- 58	1,23	- 19	0	0	0	-161	134	142	90
20	13,3	0,81	4,44	- 46	1,22	- 23	0	0	0	-161	133	138	79
21	11,3	0,50	3,39	- 35	1,23	- 26	0	0	0	-160	134	134	69
22	10,9	1,78	5,40	- 56	1,28	- 28	0	0	0	-161	134	135	98
23	11,3	1,75	5,47	- 56	1,26	- 28	0	0	0	-160	134	134	96
24													
TOTAUX	12,42	1,20	4,82	-1191	1,22	1161	1671	1211	-213	-3893	3280	3596	+245
JOURNEE	12,42	1,20	4,92	-1191	1,22	1161	1671	1211	-213	-3893	3280	3596	+292

TABLEAU n° 94 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 30.08.75

30.08.75	ΔE LAC mb	U2ABRI m.s ⁻¹	ELAC mm.j ⁻¹	LE J.j ⁻¹	1+β	R _N J.j ⁻¹	R _G J.j ⁻¹	R _d J.j ⁻¹	ΔR _G J.j ⁻¹	L† J.j ⁻¹	Ra J.j ⁻¹ BRUNT	Ra J.j ⁻¹ BILAN	G+A J.j ⁻¹
0													
1	10,0	1,39	4,60	- 47	1,29	- 24	0	0	0	-160	135	136	85
2	10,8	1,53	5,02	- 52	1,28	- 18	0	0	0	-161	134	143	85
3	10,8	1,36	4,76	- 49	1,28	- 14	0	0	0	-160	134	146	77
4	9,9	1,14	4,20	- 43	1,27	- 12	0	0	0	-160	135	148	67
5	10,0	0,83	3,72	- 38	1,28	- 12	0	0	0	-160	135	148	61
6	11,6	1,39	5,01	- 51	1,22	- 12	0	0	0	-160	134	148	74
7	10,5	1,64	5,10	- 52	1,25	- 9	0	0	0	-160	135	151	74
8	11,1	1,50	5,05	- 52	1,25	- 6	0	0	0	-161	135	155	71
9	10,5	1,76	5,29	- 54	1,28	0	8	8	- 1	-161	135	154	69
10	11,8	1,92	5,85	- 60	1,25	118	162	143	15	-161	135	132	- 43
11	13,5	1,25	5,26	- 54	1,19	97	115	108	19	-161	135	162	- 33
12	12,8	1,64	5,70	- 59	1,18	175	212	154	31	-162	137	156	-105
13	13,3	1,58	5,74	- 59	1,17	333	385	89	39	-163	138	150	-264
14	15,9	1,78	6,71	- 69	1,15	303	346	143	43	-164	138	164	-224
15	23,7	2,11	9,16	- 93	1,07	266	330	121	33	-169	141	138	-166
16	25,9	0,94	7,40	- 76	1,07	194	250	108	31	-169	141	144	-113
17	24,8	2,56	10,2	-104	1,09	106	135	71	15	-169	140	155	7
18	14,0	1,39	5,81	- 60	1,13	23	46	33	12	-165	141	154	45
19	10,8	1,28	4,64	- 48	1,14	- 20	0	0	0	-162	141	142	75
20	12,8	0,42	3,52	- 36	1,19	- 24	0	0	0	-163	139	139	67
21	13,9	0,28	3,37	- 35	1,21	- 24	0	0	0	-164	137	140	66
22	13,3	0,28	3,26	- 34	1,20	- 21	0	0	0	-163	137	142	62
23	12,3	0,36	3,28	- 34	1,21	- 17	0	0	0	-163	138	147	58
24	10,5	0,28	2,72	- 28	1,25	- 22	0	0	0	-162	138	140	57
TOTAUX	13,55	1,28	5,22	-1287	1,20	1380	1989	978	-239	-3904	3288	3534	+152
JOURNEE	13,55	1,28	5,32	-1287	1,20	1380	1989	978	-239	-3904	3288	3534	+164

TABLEAU n° 95 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 31.08.75

31.08.75	ΔE LAC mb	U2ABRI m.s ⁻¹	ELAC mm.j ⁻¹	LE J.j ⁻¹	1+β	R _N J.j ⁻¹	R _G J.j ⁻¹	R _d J.j ⁻¹	ΔR _G J.j ⁻¹	L† J.j ⁻¹	Ra J.j ⁻¹ BRUNT	Ra J.j ⁻¹ BILAN	G+A J.j ⁻¹
0													
1	10,6	0,28	2,74	- 28	1,26	- 24	0	0	0	-162	138	138	59
2	10,0	0,22	2,47	- 25	1,25	- 19	0	0	0	-162	138	143	50
3	8,9	0,56	2,99	- 31	1,26	- 23	0	0	0	-161	139	138	62
4	9,0	0,64	3,16	- 32	1,29	- 22	0	0	0	-161	137	139	63
5	9,0	1,17	4,02	- 41	1,28	- 22	0	0	0	-161	137	139	74
6	9,1	0,83	3,51	- 36	1,27	- 22	0	0	0	-161	137	139	68
7	8,8	1,39	4,28	- 44	1,26	8	31	29	- 8	-161	138	146	47
8	9,0	0,81	3,10	- 32	1,23	43	84	65	12	-160	136	131	- 4
9	12,9	0,89	4,50	- 46	1,21	79	108	71	- 20	-160	132	151	- 23
10	13,3	1,56	5,71	- 58	1,18	242	308	168	- 35	-161	134	130	-174
11	11,6	1,25	4,80	- 49	1,19	91	115	108	12	-160	135	148	- 33
12	9,7	1,36	4,48	- 46	1,21	53	77	71	8	-160	136	144	3
13	11,1	2,11	5,92	- 61	1,15	169	208	186	23	-160	137	144	- 99
14	11,4	1,78	5,54	- 57	1,10	84	85	79	8	-160	138	147	- 1
15	11,8	1,08	4,57	- 47	1,12	24	69	65	8	-161	138	124	29
16	9,4	1,00	3,85	- 39	1,11	36	58	54	5	-160	140	143	7
17	9,9	1,06	4,07	- 42	1,09	73	108	100	19	-160	140	144	- 27
18	8,2	2,06	5,05	- 52	1,08	8	35	32	8	-160	142	141	48
19	8,4	1,58	4,44	- 45	1,14	- 22	0	0	0	-161	143	139	73
20	8,2	0,78	3,21	- 33	1,19	- 21	0	0	0	-161	142	140	60
21	8,0	0,50	2,68	- 27	1,20	- 11	0	0	0	-161	142	150	43
22	7,3	0,89	3,16	- 32	1,20	- 12	0	0	0	-161	142	149	50
23	7,3	0,56	2,63	- 27	1,19	- 12	0	0	0	-161	142	149	44
24	7,1	0,56	2,58	- 26	1,19	- 9	0	0	0	-161	142	152	40
TOTAUX	9,58	1,03	3,89	-956	1,19	671	1286	1028	-166	-3857	3325	3408	+459
JOURNEE	9,58	1,03	3,95	-956	1,19	671	1286	1028	-166	-3857	3325	3408	+467

TABLEAU n° 96 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 1.11.75

1/11/75	ΔE_{mb} LAC	U_2 ABRI	ELAC	LE	1+B	R_N	R_G	Rd	aRG	L†	Ra	Ra	G+A
	$m.s^{-1}$	$m.s^{-1}$	$mm.j^{-1}$	$J.j^{-1}$ Homog.		$J.j^{-1}$	$J.j^{-1}$	$J.j^{-1}$	$J.j^{-1}$	$J.j^{-1}$	$J.j^{-1}$ BRUNT	$J.j^{-1}$ BILAN	$J.j^{-1}$
0	22,8	0,08	4,23	- 44	1,10	- 41	0	0	0	- 160	124	119	+ 89
1	22,7	0,06	4,10	- 43	1,08	- 41	0	0	0	- 159	124	118	+ 90
2	19,8	0,11	3,97	- 42	1,16	- 41	0	0	0	- 159	124	118	+ 90
3	20,1	0,31	4,65	- 49	1,18	- 41	0	0	0	- 159	122	118	+ 99
4	20,1	0,25	4,51	- 47	1,23	- 41	0	0	0	- 159	119	118	+ 99
5	19,3	0,22	4,30	- 45	1,25	- 41	0	0	0	- 159	119	118	+ 97
6	20,4	0,03	3,60	- 38	1,22	- 36	10	8	- 4	- 159	118	117	+ 82
7	20,4	0,17	4,29	- 45	1,18	+ 2	79	44	- 14	- 159	121	96	+ 51
8	18,4	0,50	4,89	- 51	1,12	82	171	73	- 17	- 159	128	88	- 25
9	22,2	2,00	8,65	- 90	1,02	166	247	105	- 21	- 160	131	101	- 74
10	25,7	2,75	10,98	- 114	0,94	240	305	122	- 24	- 162	135	121	- 133
11	25,6	3,44	12,22	- 127	0,90	276	333	127	- 21	- 161	136	125	- 162
12	25,5	3,28	11,90	- 124	0,89	289	339	121	- 22	- 161	137	134	- 179
13	25,5	3,11	11,59	- 120	0,88	264	308	116	- 23	- 162	139	141	- 158
14	26,3	3,00	11,62	- 120	0,87	209	245	111	- 21	- 162	139	147	- 105
15	26,5	2,87	11,05	- 115	0,86	139	169	94	- 19	- 162	139	151	- 40
16	26,0	1,78	9,16	- 95	0,87	52	83	59	- 13	- 161	139	143	+ 31
17	23,4	0,61	6,04	- 63	0,94	- 21	16	15	- 4	- 161	135	128	+ 80
18	21,1	0,56	5,51	- 57	1,01	- 36	0	0	0	- 160	131	124	+ 94
19	21,8	0,61	5,75	- 60	1,02	- 36	0	0	0	- 159	128	123	+ 97
20	21,4	0,50	5,41	- 56	1,06	- 38	0	0	0	- 158	125	120	+ 97
21	18,5	0,17	4,01	- 42	1,10	- 39	0	0	0	- 158	127	119	+ 85
22	18,4	0,14	3,61	- 37	1,15	- 39	0	0	0	- 158	127	119	+ 82
23	18,2	0,22	4,13	- 43	1,15	- 38	0	0	0	- 158	124	119	+ 88
24													
TOTAUX	22,0	1,11	6,67	- 1667	1,05	1189	2305	995	- 205	- 3837	3090	2926	+ 472
JOURNEE	22,0	1,11	6,67	- 1667	1,05	1189	2305	995	- 205	- 3837	3090	2926	+ 472

TABLEAU n° 97 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 2.11.75

2/11/75	ΔE_{mb} LAC	U_2 ABRI	ELAC	LE	1+B	R_N	R_G	Rd	aRG	L†	Ra	Ra	G+A
	$m.s^{-1}$	$m.s^{-1}$	$mm.j^{-1}$	$J.j^{-1}$ Homog.		$J.j^{-1}$	$J.j^{-1}$	$J.j^{-1}$	$J.j^{-1}$	$J.j^{-1}$	$J.j^{-1}$ BRUNT	$J.j^{-1}$ BILAN	$J.j^{-1}$
0	18,1	0,25	4,20	- 43	1,18	- 40	0	0	0	- 158	123	118	+ 91
1	16,8	0,25	4,00	- 41	1,25	- 41	0	0	0	- 158	122	117	+ 92
2	16,7	0,31	4,15	- 43	1,27	- 41	0	0	0	- 158	121	117	+ 96
3	16,8	0,22	3,92	- 40	1,29	- 42	0	0	0	- 158	120	116	+ 94
4	15,1	0,17	3,51	- 36	1,32	- 43	0	0	0	- 158	119	115	+ 91
5	19,0	0,47	4,92	- 51	1,31	- 44	0	0	0	- 158	115	114	+ 111
6	19,9	0,14	4,11	- 42	1,26	- 38	32	6	- 6	- 158	116	94	+ 91
7	20,6	0,14	4,21	- 43	1,14	+ 16	115	39	- 17	- 158	122	77	+ 33
8	22,1	1,39	7,47	- 77	1,01	117	205	65	- 17	- 159	128	88	- 39
9	24,8	3,00	11,18	- 115	0,95	205	279	83	- 21	- 160	130	107	- 96
10	25,1	3,39	11,98	- 123	0,90	266	329	83	- 21	- 161	135	118	- 155
11	25,6	2,86	11,16	- 115	0,88	299	354	77	- 21	- 161	137	127	- 198
12	26,2	2,28	10,21	- 105	0,88	295	342	80	- 24	- 162	139	139	- 203
13	27,1	2,47	10,82	- 112	0,89	268	315	70	- 25	- 163	139	141	- 168
14	26,9	2,17	10,17	- 105	0,88	216	255	66	- 23	- 163	141	147	- 124
15	26,4	1,92	9,54	- 98	0,87	114	180	56	- 21	- 163	141	148	- 29
16	25,3	1,58	8,58	- 88	0,87	59	91	41	- 15	- 162	141	146	+ 18
17	21,5	0,56	5,58	- 57	0,92	- 21	16	10	- 3	- 161	139	127	+ 73
18	17,2	0,42	4,50	- 46	1,01	- 36	0	0	0	- 161	137	125	+ 82
19	16,9	0,31	4,18	- 43	1,06	- 36	0	0	0	- 161	135	125	+ 82
20	17,7	0,08	3,55	- 37	1,08	- 36	0	0	0	- 161	133	125	+ 76
21	18,8	0,11	3,83	- 39	1,10	- 36	0	0	0	- 161	131	125	+ 79
22	18,4	0,06	3,54	- 37	1,11	- 36	0	0	0	- 160	130	124	+ 77
23	19,1	0,11	3,87	- 40	1,12	- 36	0	0	0	- 160	129	124	+ 81
24													
TOTAUX	20,9	1,03	6,38	- 1579	1,07	1359	2513	684	- 214	- 3844	3122	2904	+ 255
JOURNEE	20,9	1,03	6,38	- 1579	1,07	1359	2513	684	- 214	- 3844	3122	2904	+ 255

TABLEAU N° 98 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 3.11.75

3/11/75	$\Delta E_{\text{LAC}} / \text{mD}$	$U_2 \text{ ABRI} / \text{m.s}^{-1}$	$ELAC / \text{mm.J}^{-1}$	$LE / \text{J.J}^{-1}$ Homog.	$1+\beta$	$R_N / \text{J.J}^{-1}$	$R_G / \text{J.J}^{-1}$	$R_d / \text{J.J}^{-1}$	$aR_G / \text{J.J}^{-1}$	$L \uparrow / \text{J.J}^{-1}$	$R_a / \text{J.J}^{-1}$ BRUNT	$R_a / \text{J.J}^{-1}$ BILAN	$G+A / \text{J.J}^{-1}$
0	21,8	0,14	4,46	- 46	1,11	- 36	0	0	0	- 160	125	124	+ 87
1	22,0	0,31	5,06	- 52	1,09	- 36	0	0	0	- 160	125	124	+ 93
2	18,9	0,28	4,48	- 46	1,18	- 36	0	0	0	- 159	125	123	+ 90
3	18,1	0,19	4,09	- 42	1,23	- 37	0	0	0	- 159	123	122	+ 89
4	17,8	0,08	3,64	- 37	1,23	- 39	0	0	0	- 159	123	120	+ 84
5	16,4	0,17	3,77	- 39	1,25	- 37	0	0	0	- 159	124	122	+ 86
6	18,0	0,22	4,17	- 43	1,25	- 26	15	14	- 5	- 159	121	123	+ 00
7	17,4	0,36	4,44	- 45	1,22	+ 21	84	32	- 12	- 159	123	108	+ 34
8	22,7	1,33	7,46	- 76	1,05	107	177	100	- 18	- 159	125	107	- 27
9	24,0	1,83	8,70	- 89	0,97	185	256	121	- 23	- 160	131	112	- 97
10	24,1	2,41	9,79	-100	0,92	246	311	134	- 25	- 161	135	121	- 154
11	25,6	3,08	11,40	-117	0,91	280	336	140	- 25	- 161	136	130	- 174
12	25,8	2,92	11,17	-114	0,89	284	333	139	- 25	- 162	137	138	- 183
13	27,6	2,22	10,34	-106	0,90	256	304	131	- 24	- 164	139	140	- 161
14	27,2	1,78	9,37	- 96	0,89	201	238	115	- 21	- 163	140	147	- 116
15	26,5	1,69	9,02	- 92	0,88	132	166	95	- 19	- 163	140	146	- 51
16	24,4	0,97	7,08	- 72	0,87	49	75	57	- 12	- 162	140	146	+ 14
17	19,3	0,47	5,02	- 51	0,93	- 21	13	12	- 3	- 160	138	129	+ 68
18	13,1	0,19	3,32	- 34	1,03	- 36	0	0	0	- 159	137	123	+ 71
19	14,1	0,28	3,70	- 38	1,09	- 36	0	0	0	- 159	134	123	+ 77
20	19,2	0,22	4,35	- 45	1,06	- 36	0	0	0	- 159	129	123	+ 84
21	16,3	0,25	3,99	- 41	1,14	- 37	0	0	0	- 159	128	122	+ 84
22	14,5	0,22	3,62	- 37	1,18	- 39	0	0	0	- 159	129	120	+ 83
23	14,8	0,28	3,82	- 39	1,21	- 39	0	0	0	- 159	128	120	+ 86
TOTAUX	20,4	0,91	6,10	-1497	1,06	1250	2310	1120	-212	-3843	3135	2995	+ 247
JOURNEE	20,4	0,91	6,16	-1497	1,06	1250	2310	1120	-213	-3843	3135	2996	+ 337

TABLEAU n° 99 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 4.11.75

4/11/75	$\Delta E_{\text{LAC}} / \text{mD}$	$U_2 \text{ ABRI} / \text{m.s}^{-1}$	$ELAC / \text{mm.J}^{-1}$	$LE / \text{J.J}^{-1}$ Homog.	$1+\beta$	$R_N / \text{J.J}^{-1}$	$R_G / \text{J.J}^{-1}$	$R_d / \text{J.J}^{-1}$	$aR_G / \text{J.J}^{-1}$	$L \uparrow / \text{J.J}^{-1}$	$R_a / \text{J.J}^{-1}$ BRUNT	$R_a / \text{J.J}^{-1}$ BILAN	$G+A / \text{J.J}^{-1}$
0	15,7	0,19	3,73	- 38	1,21	- 39	0	0	0	- 159	127	120	+ 85
1	15,6	0,33	4,07	- 42	1,25	- 39	0	0	0	- 159	125	120	+ 91
2	18,0	0,33	4,47	- 46	1,24	- 39	0	0	0	- 159	121	120	+ 96
3	19,2	0,17	4,19	- 43	1,21	- 39	0	0	0	- 159	121	120	+ 91
4	18,1	0,36	4,22	- 43	1,28	- 39	0	0	0	- 158	122	119	+ 94
5	16,1	0,19	3,79	- 39	1,28	- 39	0	0	0	- 158	122	119	+ 89
6	15,9	0,28	4,00	- 41	1,27	- 25	25	19	- 4	- 158	122	112	+ 77
7	14,4	0,28	3,75	- 38	1,25	+ 26	92	57	- 12	- 157	124	103	+ 21
8	15,4	0,42	4,23	- 43	1,13	95	168	83	- 17	- 157	127	101	- 46
9	21,7	1,67	7,86	- 81	0,99	179	251	101	- 18	- 159	130	105	- 99
10	24,5	2,44	9,95	-102	0,91	242	304	111	- 21	- 159	132	118	- 149
11	25,3	1,89	9,13	- 94	0,89	274	327	114	- 21	- 160	135	128	- 190
12	24,2	2,22	9,47	- 97	0,90	269	315	113	- 24	- 161	137	139	- 182
13	24,2	1,94	8,96	- 92	0,90	252	298	108	- 25	- 162	139	141	- 169
14	25,3	1,86	9,07	- 93	0,90	204	247	98	- 25	- 163	140	145	- 120
15	21,5	2,36	9,00	- 92	0,88	139	167	82	- 21	- 161	141	154	- 58
16	16,7	1,17	6,29	- 65	0,87	59	86	54	- 16	- 160	142	149	- 2
17	18,2	0,50	4,90	- 50	0,90	- 15	20	16	- 4	- 161	141	130	+ 60
18	19,7	0,53	5,23	- 54	1,00	- 39	0	0	0	- 161	135	122	+ 93
19	18,1	0,36	4,56	- 47	1,05	- 39	0	0	0	- 161	134	122	+ 88
20	18,6	0,28	4,43	- 45	1,09	- 39	0	0	0	- 161	132	122	+ 88
21	16,2	0,11	3,54	- 36	1,16	- 41	0	0	0	- 161	132	120	+ 83
22	16,3	0,17	3,76	- 39	1,18	- 41	0	0	0	- 161	130	120	+ 87
23	16,4	0,03	3,17	- 33	1,21	- 41	0	0	0	- 160	127	119	+ 81
TOTAUX	18,97	0,84	5,66	-1392	1,08	1225	2300	956	- 208	-3835	3138	2968	+209
JOURNEE	19,0	0,84	5,73	-1392	1,08	1225	2300	956	- 207	-3835	3138	2967	+278

TABLEAU n° 100 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 5.11.75

5/11/75	$\Delta E_{\text{mb}} \text{ LAC}$	UZ ABRI m.s^{-1}	ELAC mm.j^{-1}	LE J.j^{-1} Homog.	1+ β	R_N J.j^{-1}	R_G J.j^{-1}	Rd J.j^{-1}	aR _G J.j^{-1}	L† J.j^{-1}	Ra J.j^{-1} BRUNT	Ra J.j^{-1} BILAN	G+A J.j^{-1}
0	15,3	0,19	3,67	- 38	1,19	- 41	0	0	0	- 160	127	119	+ 86
1	16,0	0,14	3,62	- 37	1,25	- 44	0	0	0	- 160	126	116	+ 90
2	16,6	0,31	4,19	- 43	1,26	- 42	0	0	0	- 159	124	117	+ 96
3	17,6	0,64	5,08	- 52	1,22	- 44	0	0	0	- 159	124	115	+ 107
4	21,9	0,31	5,04	- 52	1,19	- 42	0	0	0	- 159	118	117	+ 104
5	20,0	0,31	4,74	- 48	1,21	- 44	0	0	0	- 159	120	115	+ 102
6	17,2	0,19	3,96	- 40	1,28	- 36	21	10	- 6	- 158	121	107	+ 87
7	15,7	0,14	3,57	- 37	1,15	+ 14	101	35	- 14	- 157	126	84	+ 28
8	20,4	0,86	6,06	- 62	1,08	107	192	49	- 19	- 157	124	91	- 40
9	23,5	2,64	10,03	-103	0,85	189	271	57	- 21	- 158	129	97	- 91
10	24,7	2,47	10,06	-103	0,89	257	318	57	- 21	- 159	132	119	- 165
11	25,1	2,78	10,72	-110	0,88	289	341	59	- 21	- 159	134	128	- 192
12	25,4	2,97	11,15	-114	0,86	288	339	59	- 23	- 160	136	132	- 190
13	25,7	2,22	9,86	-101	0,86	263	310	57	- 21	- 161	138	135	- 176
14	24,7	2,33	9,80	-100	0,85	219	257	51	- 23	- 160	138	145	- 134
15	23,9	2,14	9,25	- 95	0,84	150	180	47	- 21	- 160	139	151	- 70
16	22,3	2,42	9,32	- 95	0,83	64	90	33	- 17	- 159	139	150	+ 15
17	20,4	1,08	6,49	- 66	0,87	- 19	16	10	- 5	- 159	137	129	+ 76
18	21,1	0,50	5,41	- 55	0,95	- 37	0	0	0	- 159	133	122	+ 89
19	21,3	0,67	5,83	- 60	1,00	- 39	0	0	0	- 158	129	119	+ 99
20	21,0	1,03	6,52	- 67	0,98	- 40	0	0	0	- 158	130	118	+ 106
21	21,4	0,39	5,18	- 53	1,04	- 41	0	0	0	- 158	125	117	+ 98
22	19,8	0,36	4,84	- 50	1,08	- 42	0	0	0	- 157	124	115	+ 98
23	18,3	0,33	4,52	- 46	1,13	- 42	0	0	0	- 158	125	116	+ 94
24													
TOTAUX	20,8	1,14	6,62	-1626	1,03	1287	2436	524	-212	-3811	3098	2874	+ 313
JOURNEE	20,8	1,14	6,69	-1626	1,03	1287	2436	524	-212	-3811	3098	2874	+ 388

TABLEAU N° 101 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 1.1.76

1/1/76	$\Delta E_{\text{mb}} \text{ LAC}$	UZ ABRI m.s^{-1}	ELAC mm.j^{-1}	LE J.j^{-1} Homog.	1+ β	R_N J.j^{-1}	R_G J.j^{-1}	Rd J.j^{-1}	aR _G J.j^{-1}	L† J.j^{-1}	Ra J.j^{-1} BRUNT	Ra J.j^{-1} BILAN	G+A J.j^{-1}
0	19,5	0,08	3,79	- 39	1,09	- 31	0	0	0	- 151	113	120	+ 73
1	18,8	0,17	4,06	- 42	1,09	- 32	0	0	0	- 150	112	118	+ 78
2	17,4	0,39	4,46	- 46	1,10	- 33	0	0	0	- 150	113	117	+ 84
3	16,8	0,36	4,29	- 45	1,07	- 33	0	0	0	- 149	114	116	+ 81
4	16,7	0,53	4,66	- 48	1,11	- 33	0	0	0	- 149	112	116	+ 86
5	16,8	0,58	4,78	- 50	1,10	- 33	0	0	0	- 148	111	115	+ 88
6	16,4	0,28	4,02	- 42	1,10	- 25	7	6	- 4	- 148	112	120	+ 71
7	15,3	0,33	3,97	- 41	1,12	+ 10	47	38	- 7	- 149	114	119	+ 36
8	15,6	1,17	5,63	- 58	1,09	66	110	79	- 10	- 149	115	115	- 3
9	17,5	3,81	10,17	-106	0,97	133	171	117	- 10	- 149	118	121	- 30
10	17,9	3,31	9,57	- 99	0,92	183	216	141	- 10	- 150	120	127	- 92
11	17,8	2,67	8,57	- 89	0,87	213	242	252	- 12	- 150	123	133	- 136
12	18,2	2,69	8,72	- 91	0,84	216	237	150	- 11	- 151	126	141	- 140
13	18,7	1,78	7,38	- 77	0,82	190	207	140	- 9	- 152	128	144	- 127
14	18,1	1,75	7,18	- 75	0,79	135	158	113	- 9	- 151	129	137	- 76
15	17,6	1,25	6,21	- 65	0,78	72	87	70	- 9	- 151	129	145	- 21
16	16,5	0,81	5,18	- 54	0,80	10	29	27	- 5	- 151	129	137	+ 33
17	11,8	0,42	3,56	- 37	0,90	- 21	3	3	- 2	- 151	128	129	+ 54
18	10,3	0,44	3,33	- 35	0,99	- 27	0	0	0	- 150	126	123	+ 62
19	9,5	0,47	3,23	- 34	1,04	- 29	0	0	0	- 150	126	121	+ 64
20	10,9	0,33	3,23	- 34	1,08	- 30	0	0	0	- 151	124	121	+ 67
21	12,0	0,08	2,77	- 28	1,09	- 30	0	0	0	- 151	122	121	+ 61
22	13,0	0,22	3,33	- 35	1,09	- 30	0	0	0	- 150	120	121	+ 68
23	12,3	0,17	3,09	- 32	1,16	- 30	0	0	0	- 150	118	121	+ 67
24													
TOTAUX	15,6	1,00	5,21	-1301	1,00	811	1514	1036	- 98	-3601	2882	2998	+ 448
JOURNEE	15,6	1,00	5,37	-1301	1,00	811	1514	1036	- 98	-3601	2882	2996	+ 490

TABLEAU n° 102 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 2.1.76

2/1/76	ΔE_{mb} LAC	U2 ABRI m.s ⁻¹	ELAC mm.J ⁻¹	LE J.J ⁻¹ Homog.	1+B	R _N J.J ⁻¹	R _G J.J ⁻¹	R _d J.J ⁻¹	aR _G J.J ⁻¹	L† J.J ⁻¹	Ra J.J ⁻¹ BRUNT	Ra J.J ⁻¹ BILAN	G+A J.J ⁻¹
0	12,8	0,11	2,99	- 31	1,18	- 30	0	0	0	- 150	117	120	+ 66
1	12,4	0,17	3,11	- 32	1,19	- 30	0	0	0	- 150	117	120	+ 68
2	14,9	0,08	3,17	- 33	1,13	- 30	0	0	0	- 149	115	119	+ 67
3	14,4	0,11	3,21	- 33	1,15	- 30	0	0	0	- 149	115	119	+ 68
4	16,1	0,42	4,31	- 44	1,12	- 30	0	0	0	- 149	113	119	+ 79
5	15,4	0,42	4,31	- 44	1,12	- 30	0	0	0	- 149	113	113	+ 79
6	17,2	0,89	5,47	- 56	1,11	- 27	6	6	- 3	- 149	112	119	+ 89
7	16,4	2,19	7,44	- 76	1,09	7	43	36	- 4	- 149	113	117	+ 76
8	16,6	3,33	9,18	- 94	1,02	66	106	75	- 8	- 149	116	117	+ 30
9	18,0	3,25	9,51	- 98	0,95	136	176	113	- 10	- 149	117	119	- 43
10	18,5	3,28	9,72	-100	0,89	190	224	135	- 12	- 149	120	127	- 101
11	19,0	3,03	9,49	- 97	0,83	216	245	145	- 14	- 150	123	135	- 135
12	19,0	2,53	8,70	- 89	0,81	216	239	145	- 13	- 150	126	140	- 144
13	17,6	1,44	6,54	- 67	0,82	192	211	133	- 13	- 152	129	146	- 137
14	19,3	1,47	6,99	- 72	0,82	146	163	114	- 11	- 153	129	147	- 87
15	18,8	1,00	6,01	- 62	0,85	78	97	79	- 9	- 154	130	144	- 25
16	13,4	0,39	3,78	- 39	0,84	17	40	37	- 6	- 153	133	136	+ 16
17	11,4	0,31	3,27	- 34	0,96	- 15	6	6	- 3	- 153	131	135	+ 48
18	10,4	0,47	3,40	- 35	0,99	- 25	0	0	0	- 152	129	127	+ 60
19	10,4	0,44	3,34	- 34	1,04	- 23	0	0	0	- 152	127	129	+ 58
20	10,7	0,44	3,40	- 35	1,08	- 19	0	0	0	- 152	126	133	+ 57
21	10,4	0,42	3,31	- 34	1,13	- 22	0	0	0	- 151	124	129	+ 60
22	11,3	0,42	3,47	- 36	1,11	- 28	0	0	0	- 151	123	125	+ 68
23	11,9	0,42	3,58	- 37	1,10	- 30	0	0	0	- 150	121	120	+ 71
24													
TOTAUX	14,8	1,125	5,31	-1309	1,01	895	1556	1024	-106	-3614	2919	3059	+ 388
JOURNEE	14,8	1,12	5,39	-1309	1,01	895	1556	1024	-106	-3614	2919	3059	+ 427

TABLEAU n° 103 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 3.1.76

3/1/76	ΔE_{mb} LAC	U2 ABRI m.s ⁻¹	ELAC mm.J ⁻¹	LE J.J ⁻¹ Homog.	1+B	R _N J.J ⁻¹	R _G J.J ⁻¹	R _d J.J ⁻¹	aR _G J.J ⁻¹	L† J.J ⁻¹	Ra J.J ⁻¹ BRUNT	Ra J.J ⁻¹ BILAN	G+A J.J ⁻¹
0	12,5	0,4	3,68	- 37	1,16	- 30	0	0	0	- 150	118	120	+ 73
1	11,4	0,4	3,49	- 35	1,21	- 30	0	0	0	- 150	118	120	+ 72
2	11,9	0,4	3,58	- 36	1,21	- 30	0	0	0	- 150	117	120	+ 74
3	11,0	0,4	3,42	- 35	1,25	- 30	0	0	0	- 149	117	119	+ 74
4	10,2	0,4	3,27	- 33	1,26	- 30	0	0	0	- 149	118	119	+ 72
5	12,1	0,4	3,61	- 37	1,18	- 30	0	0	0	- 149	117	119	+ 74
6	18,2	0,4	4,67	- 47	1,01	- 29	1	1	- 1	- 149	115	120	+ 76
7	16,1	1,0	5,44	- 55	1,06	+ 3	37	31	- 2	- 149	115	117	+ 55
8	17,7	2,1	7,58	- 77	0,96	71	109	74	- 7	- 149	117	118	+ 3
9	18,9	3,4	9,88	-100	0,87	134	170	104	- 11	- 149	120	124	- 47
10	18,7	3,7	10,25	-104	0,82	194	221	231	- 11	- 149	123	133	- 109
11	18,6	2,8	8,89	- 90	0,79	216	242	143	- 12	- 150	126	136	- 145
12	18,6	3,1	9,34	- 95	0,76	225	148	145	- 11	- 150	128	138	- 153
13	17,3	2,2	7,62	- 77	0,76	199	215	137	- 7	- 151	131	142	- 140
14	17,0	1,7	6,78	- 69	0,77	150	170	114	- 7	- 153	133	140	- 97
15	16,7	1,9	7,01	- 71	0,76	87	105	80	- 5	- 152	134	139	- 33
16	14,0	1,5	5,75	- 58	0,78	21	39	35	- 2	- 152	133	136	+ 24
17	14,2	0,3	3,77	- 38	0,86	- 19	5	5	- 4	- 151	129	131	+ 52
18	10,8	0,2	2,98	- 30	0,93	- 24	0	0	0	- 151	128	127	+ 52
19	10,1	0,4	3,25	- 33	1,17	- 24	0	0	0	- 150	126	126	+ 63
20	8,3	0,2	2,58	- 26	1,09	- 23	0	0	0	- 151	126	128	+ 51
21	7,8	0,2	2,49	- 25	1,13	- 23	0	0	0	- 151	126	128	+ 51
22	11,1	0,2	3,03	- 31	1,13	- 23	0	0	0	- 150	122	127	+ 58
23	11,6	0,1	2,84	- 29	1,05	- 23	0	0	0	- 150	122	127	+ 53
24													
TOTAUX	13,9	1,16	5,22	-1272	1,00	932	1562	1000	- 80	-3604	2959	3054	+ 253
JOURNEE	13,9	1,2	5,23	-1272	1,00	932	1562	1000	- 80	-3604	2959	3054	+ 340

TABLEAU n° 104 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 4.1.76

4/1/76	ΔE_{mb} LAC	U2 ABRI	ELAC	LE	1+ β	R_N	R_G	Rd	aR _G	L↑	Ra	Ra	G+A
	m.s ⁻¹	m.s ⁻¹	mm.j ⁻¹	J.j ⁻¹ Homog.		J.j ⁻¹	J.j ⁻¹ BRUNT	J.j ⁻¹ BILAN	J.j ⁻¹				
0	8,8	0,1	2,43	- 25	1,13	- 19	0	0	0	- 149	123	130	+ 47
1	10,5	0,3	3,14	- 33	1,14	- 19	0	0	0	- 149	120	130	+ 57
2	13,5	0,6	4,23	- 44	0,99	- 19	0	0	0	- 149	121	130	+ 53
3	11,6	0,3	3,33	- 35	0,99	- 19	0	0	0	- 149	123	130	+ 54
4	11,5	0,3	3,31	- 35	0,96	- 19	0	0	0	- 149	124	130	+ 53
5	9,4	0,4	3,13	- 33	0,99	- 19	0	0	0	- 149	125	130	+ 52
6	8,0	0,5	3,02	- 31	0,98	- 14	3	3	3	- 149	126	135	+ 44
7	7,2	0,5	2,86	- 30	0,99	+ 22	35	32	5	- 149	127	141	+ 8
8	7,2	2,3	4,88	- 51	0,86	76	101	80	- 8	- 149	130	132	- 32
9	7,2	2,8	5,38	- 56	0,81	94	112	95	- 7	- 150	132	139	- 49
10	7,3	2,4	5,01	- 52	0,76	89	140	148	- 7	- 150	132	106	- 49
11	8,9	1,9	4,95	- 52	0,71	107	150	139	- 7	- 151	135	115	- 70
12	10,7	2,8	6,51	- 68	0,65	200	255	70	- 10	- 151	136	106	- 156
13	12,1	2,6	6,70	- 70	0,64	239	242	68	- 10	- 152	139	159	- 194
14	11,5	2,1	5,91	- 62	0,62	114	131	83	- 8	- 152	139	143	- 76
15	11,2	1,6	5,19	- 54	0,65	104	125	59	- 10	- 152	139	141	- 69
16	9,9	1,0	4,10	- 43	0,71	4	42	23	- 3	- 153	138	117	+ 27
17	8,3	0,9	3,62	- 38	0,86	- 20	1	1	- 1	- 154	137	134	+ 53
18	8,0	0,5	3,02	- 31	0,90	- 23	0	0	0	- 153	135	130	+ 51
19	7,3	0,2	2,41	- 25	0,90	- 23	0	0	0	- 152	134	129	+ 46
20	7,3	0,2	2,41	- 25	1,00	- 23	0	0	0	- 152	131	129	+ 48
21	6,6	0,3	2,46	- 26	1,05	- 23	0	0	0	- 152	131	129	+ 50
22	6,6	0,5	3,13	- 33	1,02	- 23	0	0	0	- 151	129	128	+ 57
23	9,2	0,2	2,72	- 28	1,07	- 23	0	0	0	- 151	127	128	+ 53
24													
TOTAUX	9,24	1,05	3,91	- 978	0,89	763	1337	801	- 79	-3616	3133	3121	+ 88
JOURNEE	9,2	1,1	4,02	- 978	0,89	763	1337	801	- 79	-3616	3133	3121	+ 107

TABLEAU n° 105 : BILAN ENERGETIQUE JOURNALIER DU 5.1.76

5/1/76	ΔE_{mb} LAC	U2 ABRI	ELAC	LE	1+ β	R_N	R_G	Rd	aR _G	L↑	Ra	Ra	G+A
	m.s ⁻¹	m.s ⁻¹	mm.j ⁻¹	J.j ⁻¹ Homog.		J.j ⁻¹	J.j ⁻¹ BRUNT	J.j ⁻¹ BILAN	J.j ⁻¹				
0	6,9	0,1	2,14	- 22	1,14	- 24	0	0	0	- 151	128	127	+ 49
1	8,2	0,2	2,56	- 26	1,11	- 24	0	0	0	- 151	127	127	+ 53
2	8,6	0,4	2,98	- 30	1,11	- 24	0	0	0	- 151	126	127	+ 57
3	7,2	0,4	2,72	- 28	1,20	- 24	0	0	0	- 150	125	126	+ 58
4	8,7	0,2	2,64	- 27	1,18	- 24	0	0	0	- 150	123	126	+ 56
5	10,9	0,5	3,57	- 36	1,12	- 24	0	0	0	- 150	121	126	+ 64
6	10,9	0,4	3,40	- 35	1,19	- 16	10	9	- 2	- 150	119	126	+ 58
7	11,0	0,3	3,23	- 33	1,16	+ 11	41	32	- 2	- 151	121	123	+ 27
8	12,0	0,5	3,78	- 38	1,10	59	102	59	- 7	- 151	123	115	- 17
9	14,7	1,1	5,31	- 53	1,01	144	181	83	- 7	- 152	125	122	- 89
10	14,4	1,7	6,14	- 62	0,94	184	251	114	- 10	- 154	131	97	- 126
11	12,9	2,1	6,29	- 64	0,89	239	249	122	- 11	- 154	134	155	- 182
12	14,5	1,4	5,72	- 58	0,86	239	256	95	- 7	- 157	139	147	- 189
13	15,4	1,2	5,62	- 57	0,92	207	218	95	- 10	- 158	139	158	- 155
14	14,0	1,1	5,15	- 52	0,91	162	176	84	- 9	- 159	141	154	- 115
15	14,6	1,3	5,59	- 57	0,88	104	130	59	- 9	- 159	142	142	- 54
16	11,3	1,1	4,55	- 46	0,84	24	41	31	- 5	- 158	144	146	+ 15
17	9,4	0,4	3,13	- 32	0,90	- 17	4	4	- 1	- 158	142	138	+ 46
18	9,5	0,3	2,97	- 30	0,99	- 24	0	0	0	- 157	138	133	+ 54
19	11,6	0,7	4,03	- 41	0,99	- 24	0	0	0	- 156	136	132	+ 65
20	9,7	0,6	3,50	- 36	1,06	- 24	0	0	0	- 156	135	132	+ 62
21	10,8	0,7	3,87	- 39	1,08	- 27	0	0	0	- 156	133	129	+ 69
22	11,5	0,3	3,31	- 34	1,07	- 27	0	0	0	- 156	131	129	+ 63
23	11,04	0,2	2,92	- 30	1,11	- 27	0	0	0	- 155	131	128	+ 60
24													
TOTAUX	11,21	0,72	3,96	- 967	1,03	1043	1659	787	- 80	-3701	3154	3165	- 71
JOURNEE	11,2	0,72	3,98	- 967	1,03	1043	1659	787	- 80	-3701	3154	3165	- 47

Compte tenu des différences d'ordre de grandeur des chaleurs spécifiques de l'un et de l'autre, c'est surtout l'eau qui cède son énergie calorifique là où elle est dépensée, c'est-à-dire à l'interface évaporante, même si des phénomènes d'advection latérale renforcent artificiellement la part de la phase gazeuse dans l'alimentation en énergie. Dans ce schéma l'apport du rayonnement solaire est donc indirect et n'est pas à court terme indispensable puisque par exemple l'évaporation continue pendant la nuit et a fortiori durant les épisodes nuageux. Il n'est donc pas contradictoire de mettre en évidence à long terme (année, mois, décade ou à la rigueur journée) des corrélations entre rayonnement global R_G ou rayonnement net R_N et l'évaporation LE d'une surface d'eau, mais il est inutile de tenter de telles corrélations directes à une échelle inférieure et notamment horaire. A cette échelle seules sont donc physiquement justifiées les approches de l'évaporation sous son aspect de diffusion gazeuse, à moins que l'on soit capable d'évaluer précisément et à cette échelle de temps l'énergie G cédée par l'eau et celle provenant de l'advection.

- Dans le cas des surfaces végétales évaporantes, le phénomène physique se trouve compliqué par l'intervention d'autres phénomènes :

- . L'évapotranspiration de la plante s'effectue au travers de stomates que la plante peut ouvrir ou fermer selon certaines stimulations extérieures liées à son rythme biologique (manque ou excès d'énergie solaire). Les conditions de la diffusion gazeuse sont donc biaisées dès l'origine.
- . Les surfaces évaporantes enfin baignent dans l'air et ne sont donc reliées que par les tiges au stock calorifique que pourrait constituer le sol. L'énergie nécessaire à l'évaporation ne peut donc être prise que dans l'air ambiant ou à la substance végétale elle-même, réceptrice du rayonnement.

La disponibilité en énergie immédiatement disponible devient alors le facteur limitant du système et le rayonnement solaire affirme sa prééminence même sur très courte période, puisque les possibilités de volant thermique de l'air ambiant restent très limitées et que l'inertie thermique du sol n'a que des effets indirects et donc retardés.

Dans le cas d'un couvert haut, il n'est alors donc pas étonnant d'obtenir de bonnes relations entre son évapotranspiration et les rayonnements net R_N ou global R_G , même à une très petite échelle de temps, car faute d'inertie thermique, ce système réagit très vite aux variations de la disponibilité en énergie, principalement due au rayonnement, en y adaptant son évapotranspiration. Un simple passage nuageux influe ainsi directement sur l'évapotranspiration instantanée, conjointement bien sûr à l'action régulatrice des stomates. Dans le cas d'une surface d'eau libre le système réagit aussi au passage nuageux en adaptant la température de la surface évaporante au nouvel équilibre énergétique, ce qui s'accompagne d'une diminution de la pression saturante de vapeur d'eau correspondante et donc de ΔE puis de l'évaporation. Mais cet effet est beaucoup moins drastique et le plus souvent masqué par l'influence du vent qui, en mélangeant les couches superficielles, rend leur température d'équilibre moins sensible aux variations de R_N qu'à la température moyenne de l'eau.

Cette comparaison sur de petits pas de temps de l'évaporation LE et du rayonnement net R_N met en évidence le caractère original et spécifique de l'évaporation des nappes d'eau libre.

4.4.1.2. LE RAPPORT DE BOWEN B_0

Nous avons vu (2-109) que le rapport de BOWEN compare le flux de chaleur sensible (échange d'énergie entre l'interface évaporante et l'air surplombant) et le flux de chaleur latente $L_e E$ (énergie utilisée pour l'évaporation) dans des conditions de neutralité atmosphérique :

$$\beta = B_0 = H / L_e E = \frac{cp(\bar{\theta}_s - \bar{\theta})}{L_e(\bar{q}_s - \bar{q})}$$

Dans les conditions climatiques qui nous intéressent, il y a presque toujours évaporation ($\bar{q}_s > \bar{q}$) et avec nos conventions de signe on peut toujours écrire $E < 0$.

Le signe de β est donc très significatif :

- . $\beta > 0$ signifie $H < 0$ (l'eau cède de l'énergie à l'air ambiant) et donc $\bar{\theta}_s > \bar{\theta}$
- . $\beta < 0$ signifie $H > 0$ (l'air cède de l'énergie à l'eau) et donc $\bar{\theta}_s < \bar{\theta}$
- . $\beta = 0$ signifie que $\bar{\theta}_s = \bar{\theta}$ (équilibre thermique entre l'air et l'eau).

L'examen des tableaux des bilans énergétiques journaliers montre que le rapport de BOWEN β varie considérablement en cours de journée en grandeur et en signe mais qu'il est possible de dégager des tendances homogènes pour chaque période climatique annuelle :

- . Saison sèche fraîche (Novembre à Février) :
 β varie de + 0,20 à + 0,30 en cours de nuit à - 0,25 à - 0,35 en cours de journée
- . Saison sèche chaude (Avril à Juin) :
 β varie de + 0,05 à + 0,10 la nuit à - 0,05 à - 0,15 le jour
- . Hivernage (Juillet à Septembre)
 β reste en quasi permanence positif il peut atteindre + 0,40 la nuit pour ne se réduire qu'à + 0,05 le jour.

Ces valeurs sont celles obtenues pour $\beta = 2 - S$, c'est-à-dire entre la surface de l'eau et le niveau 2 m. Nous verrons dans l'étude plus fine de certaines journées particulières que l'étude de $\beta = 0,2 - S$ et $\beta = 0,2 - 2$ permet des conclusions intéressantes sur l'évolution des profils de température et d'humidité.

4.4.1.3. LE RAYONNEMENT ATMOSPHERIQUE R_a

A l'échelle horaire les disparités entre la valeur de R_a calculée par la formule de BRUNT et celle de $R_a(1-a')$ obtenue par le bilan énergétique deviennent considérables. En saison sèche chaude et en hivernage la valeur calculée par BRUNT est presque systématiquement inférieure à celle obtenue par bilan, surtout durant la période diurne. En saison sèche fraîche le phénomène est moins tranché, et il semble que, si les deux évaluations sont proches en période nocturne, durant la journée par contre la valeur calculée par BRUNT est le matin systématiquement supérieure au terme obtenu par bilan, alors qu'en fin de journée c'est l'inverse et qu'en milieu de journée les deux valeurs sont à nouveau comparables.

Ainsi que nous l'avons déjà dit à l'échelle journalière, le fait que notre formule de BRUNT n'inclue pas la nébulosité peut être l'une des causes de cette mauvaise concordance des résultats obtenus par les deux méthodes, mais il est aussi certain que la formule de BRUNT ne peut être valablement appliquée à l'échelle horaire.

Nous savons par ailleurs que le niveau de mesure du rayonnement net R_N est situé 3 m au-dessus du lac. L'appareil intègre de ce fait tout ce qui au plan radiatif se passe entre la surface de l'eau et le niveau + 3 m, résumé dans les formules par le seul terme $c.o.TLAC^h$, en ce qui concerne les grandes longueurs d'onde. Or nous savons que les premiers décimètres au-dessus du lac sont concernés par les plus grandes variations d'humidité et de température, notamment lors des périodes de rapides modifications des gradients de températures et d'humidité en début et fin de journées, situées entre les périodes plus homogènes de la nuit et du jour. Il y a alors d'importants phénomènes de stockages et de déstockages énergétiques dans ces couches inférieures de l'atmosphère très proches de l'interface évaporante. L'évapotron installé sur le lac de BAM était malheureusement trop sommaire pour permettre une véritable analyse de ces phénomènes complexes, même s'il a pu toutefois les mettre en évidence.

4.4.1.4. LES FLUX $G + A$

Même lors des journées les plus chaudes le lac ne gagne de l'énergie, par conduction à partir de la surface, que durant les heures les plus chaudes et ensoleillées de la journée. Le solde journalier reste de plus le plus généralement négatif en raison des importantes pertes nocturnes, période durant laquelle la seule source d'énergie, avec l'advection, reste le considérable réservoir thermique que constitue le lac. Il demeure là encore impossible de séparer G de A . On peut toutefois remarquer que l'advection latérale est d'autant plus vraisemblable que le vent est important. Ainsi, si on remarque que le vent est en toute saison beaucoup plus faible en cours de nuit, faut-il conclure que l'essentiel de l'advection correspond aux périodes diurnes particulièrement venteuses.

Ainsi l'énergie nécessaire à l'évaporation durant la nuit proviendrait essentiellement de la baisse systématiquement observée de la température de la masse d'eau évaporante. Cette remarque doit être atténuée par l'existence de coups de vent nocturnes inopinés, qui remplacent parfois très brutalement le coin d'air humide installé au-dessus du lac par des masses d'air plus sèches et plus chaudes venues des alentours, restituant, à l'échelle du lac, les phénomènes bien connus de brise de terre et brise de mer.

4.4.2. ANALYSE FINE DE QUELQUES JOURNÉES REPRESENTATIVES

Le dispositif installé sur l'évapotron permettait la mesure en deux niveaux (0,2 m et 2,0 m) des paramètres climatiques principaux (température et humidité) ainsi que celle de la température superficielle de l'eau. Ainsi pouvaient être esquissées les formes des profils de températures et de pression de vapeur d'eau au-dessus du lac. Nous allons utiliser ces mesures pour décrire heure par heure plusieurs journées représentatives des 3 grandes catégories climatiques susceptibles de régner sur le lac de BAM :

Saison sèche chaude : Mars - Avril - Mai - Juin
2 Mai 1974 et 6 Mai 1974

Saison des pluies : Juin - Juillet - Août - Septembre
27, 28 et 31 Août 1975

Saison sèche fraîche : Octobre - Novembre - Décembre - Janvier - Février
2 Novembre 1975 et 4 Janvier 1976

Un tableau récapitulatif journalier reprend les paramètres des tableaux précédents, complétés des nouveaux paramètres suivants :

T 2 : Température sèche au niveau 2 m à l'évapotron (TEVAP), en °C.
T 0,2 : Température sèche au niveau 0,2 m à l'évapotron, en °C.
T LAC : Température superficielle de l'eau, en °C.
E 2 : Pression partielle de vapeur d'eau au niveau 2 m à l'évapotron (E2LAC), en mb.
E 0,2 : Pression partielle de vapeur d'eau au niveau 0,2 m à l'évapotron, en mb.
EWLAC : Pression de vapeur d'eau saturante à la température TLAC, en mb.
 β 2.S : Rapport de BOWEN B_0 entre le niveau 2 m et la surface.
 β 0,2.S : Rapport de BOWEN B_0 entre le niveau 0,2 m et la surface.
 β 2. 0,2 : Rapport de BOWEN B_0 entre le niveau 2 m et le niveau 0,2 m.

Pour chacune de ces journées les principaux termes du bilan radiatif et énergétique (R_N , R_G , R_R , LE et S) et les principaux paramètres climatiques (T_2 , $TLAC$, E_2 , $EWLAC$, $\Delta ELAC$, β 2. S et U_2) sont reportés heure par heure sur un graphe spécifique.

Nous avons de plus reporté sur un graphique triaxial les températures et pressions de vapeur d'eau à 06, 12, 18 et 24 h à ST PAUL, BAM, l'évapotron du lac et KONGOUSSI. Ces graphes permettent une visualisation sommaire de l'évolution, d'une station à l'autre, des profils de température et d'humidité, donc d'évaluer l'importance de l'advection dans diverses conditions météorologiques et à différentes heures de la journée.

Les paramètres représentés sur les graphes varient d'une station à l'autre :

ST PAUL : . Température et pression de vapeur sous abri
. Température sous sol nu (- 5 cm)
BAM et KONGOUSSI : . Température et pression de vapeur sous abri
Evapotron : . Température et pression de vapeur de l'air à 2,0 et 0,2 m
. Température superficielle de l'eau et pression saturante de vapeur d'eau correspondante.

Il nous est alors possible de présenter une description énergétique et climatique de chacune de ces journées en nous appuyant sur ces tableaux et ces graphiques, avant d'en tirer des conclusions plus générales.

4.4.2.1. ETUDE DES JOURNEES REPRESENTATIVES CHOISIES

. Saison sèche chaude

4.4.2.1.1. Le 2 Mai 1974 - Tableau n° 106 et graphe n° 76

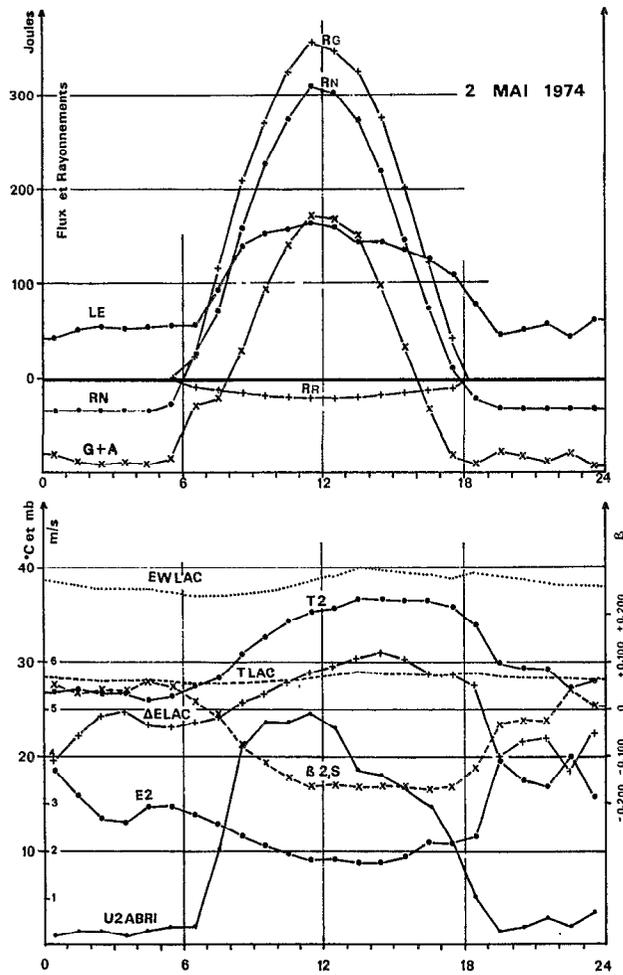
Cette journée est assez bien représentative de la saison sèche chaude, quoique la température maximale de l'air demeure modeste pour la saison (36,5°C). La symétrie presque parfaite des enregistrements de R_N et R_G et la faible valeur du rapport $R_d/R_G = 0,31$ montrent que la nébulosité est insignifiante. Le vent est très soutenu durant toute la période diurne (max 4,9 m.s⁻¹), ce qui induit une valeur moyenne journalière élevée (1,93 m.s⁻¹), malgré de très faibles vitesses nocturnes (0,3 m.s⁻¹). Le gradient de pression de vapeur d'eau $\Delta ELAC$ est modeste pour la saison (max 31 mb, min 18 mb, moy 25 mb) ; en effet les vagues, entretenues par le vent en cours de journée, restreignent la température superficielle de l'eau à des valeurs inférieures à 29°C. L'évaporation journalière est élevée néanmoins (9,3 mm.j⁻¹), variable dans le rapport 4 à 1 entre le jour et la nuit.

L'analyse des profils de température et de pression de vapeur à l'évapotron est significative :

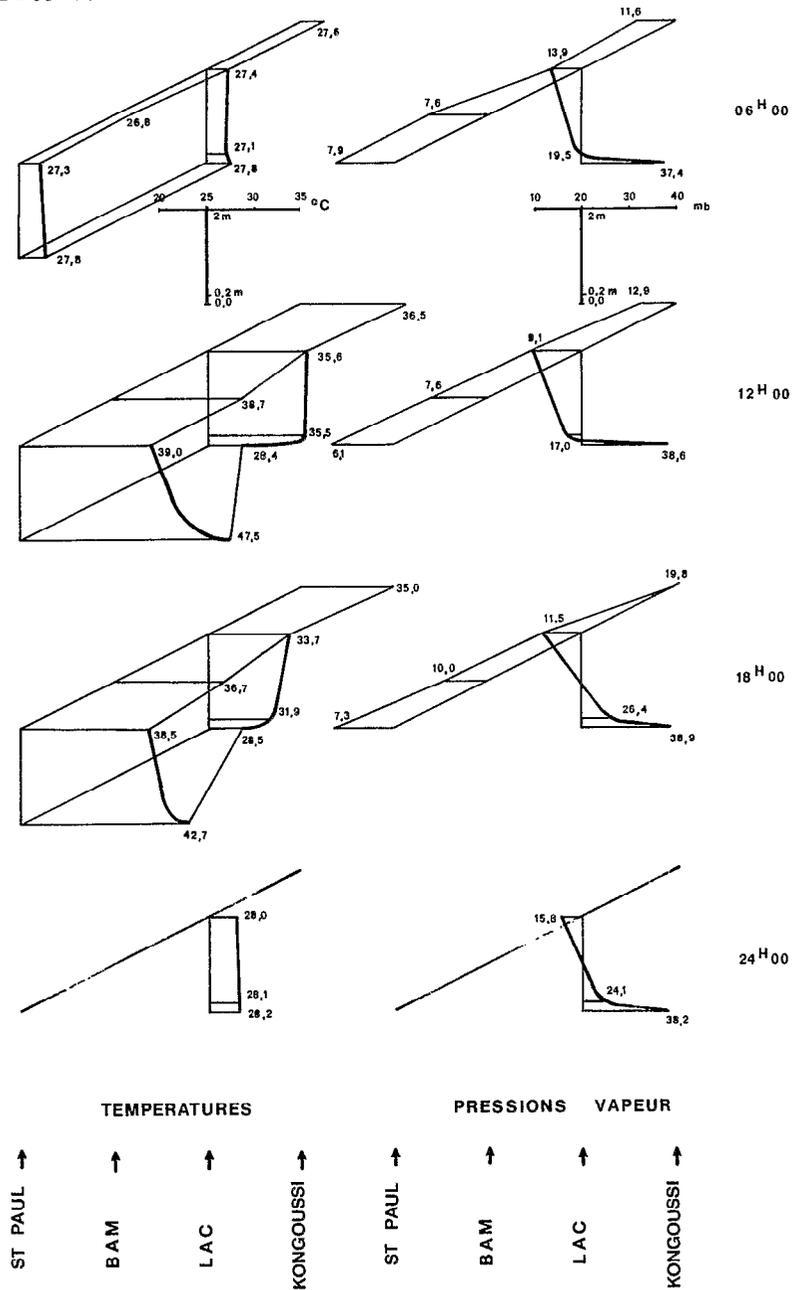
. Durant la journée, les vitesses de vent importantes sont la cause d'un profil de températures, presque constantes au-dessus d'un certain niveau (T_2 reste tout le jour faiblement supérieur à $T_{0,2}$, tandis que la variation de température entre $T_{0,2}$ et $TLAC$ est au contraire importante et brutale). β 2.S et β 0,2.S sont donc négatifs durant toute la période diurne et d'importance comparable. Ces profils de températures diurnes témoignent d'une bonne stabilité atmosphérique des couches d'air surplombant le lac en contraste total avec l'instabilité régnant au-dessus des rives où le sol en milieu de journée a une température très supérieure à celle de l'air. Les profils d'humidité de cette même période diurne sont fort homogènes, EW est naturellement très supérieur à $E_{0,2}$, mais ce dernier est encore très sensiblement supérieur à E_2 . Ce fort gradient de pression de vapeur, dans des couches déjà élevées, entre les niveaux 0,2 et 2,0 s'explique par les fortes vitesses de vent déjà notées. Cette forte turbulence alliée aux températures superficielles modestes permet une homogénéisation rapide des températures de l'air au-dessus du lac dont les couches, d'abord instables au-dessus des rives acquièrent, semble-t-il rapidement, une relative stabilité atmosphérique.

. Durant la nuit, le profil de température est remarquablement monotone correspondant à une homogénéisation rapide des températures de l'air et de l'eau, et à un faible gradient thermométrique. En cours de nuit la température superficielle de l'eau devient faiblement supérieure à celle de l'air, mais la température de l'air à 2 m reste en quasi permanence supérieure à celle à 0,2 m, niveau vers lequel paraît donc s'établir et se maintenir une couche d'inversion thermique qui semble traduire le maintien en régime stable de l'air surplombant le lac.

02-05-74



Graphique n° 76



Les très faibles vitesses nocturnes du vent expliquent aussi, malgré une baisse notable de l'intensité d'évaporation, un tassement du profil de vapeur d'eau et donc une élévation notable de la pression de vapeur d'eau à 2 m qui traduit la mise en place et la stabilisation d'un coin d'air humide au-dessus du lac. Durant toute la nuit $\beta 2.S$ et $\beta 0,2.S$ sont positifs, mais $\beta 2.0,2$ reste pour sa part négatif, situation caractéristique de la couche d'inversion précitée.

La comparaison des températures de l'air à l'évapotron et aux stations proches du lac témoignent de l'effet stabilisateur du lac (rafraîchissement durant le jour, réchauffement durant la nuit) :

- à 12 h 00, T2 passe de 39°C à ST PAUL à 38,7°C à BAM, 35,6°C à l'évapotron pour remonter à 36,5°C à KONGOUSSI. Au même moment les pressions de vapeur passent de 6,1 mb à ST PAUL à 9,1 mb à l'évapotron et 12,9 mb à KONGOUSSI.
- à 18 h 00, la situation n'a encore guère évolué puisque T2 passe de 38,5°C à ST PAUL, 36,7°C à BAM à 33,7°C à l'évapotron et 35,0°C à KONGOUSSI tandis que les pressions de vapeur sont de 7,3 mb à ST PAUL, 11,5 mb à l'évapotron et 19,8 mb à KONGOUSSI.
- durant la nuit l'air au-dessus du lac est plus chaud que sur les alentours et par suite de la chute de la vitesse du vent l'écart entre les pressions de vapeur au-dessus du lac et alentour s'accroît encore.

Ces comparaisons mettent ainsi en évidence une advection latérale importante, surtout en cours de journée, qui contribue à alimenter la forte évaporation diurne. L'énergie ainsi apportée à l'interface évaporante (G+A = +313) reste cependant modeste pour cette période climatique, ce qui peut s'expliquer partiellement par un net ralentissement de l'advection nocturne.

TABLEAU n° 106 : BILAN ENERGETIQUE FIN DU 2.5.74

2/5/74	T 2	TO,2	TLAC	E2	EO,2	EWLAC	$\beta 2.S$	$\beta 0,2S$	$\beta 2,0,2$	U2ABRI	$\Delta ELAC$	LE	RN	RG	Rd	aRG	Lt	Ra BRUNT	Ra(1-a')	G+A
0	26,7	25,7	28,3	18,6	22,9	38,4	0,054	0,109	-0,144	0,2	19,7	44	-35	0	0	0	-162	135	127	+ 81
1	27,0	25,9	28,1	15,9	20,9	38,0	0,095	0,084	-0,133	0,3	22,2	51	-35	0	0	0	-162	133	127	+ 86
2	26,6	25,3	28,0	13,4	18,9	37,7	0,039	0,094	-0,149	0,3	24,3	55	-35	0	0	0	-162	129	127	+ 92
3	26,6	26,0	28,0	13,1	18,3	37,7	0,037	0,066	-0,071	0,2	24,7	52	-35	0	0	0	-162	129	127	+ 89
4	25,9	24,9	28,0	14,7	19,5	37,7	0,060	0,112	-0,137	0,3	23,1	53	-35	0	0	0	-162	129	127	+ 91
5	26,3	25,5	28,0	14,7	19,7	37,7	0,048	0,091	-0,112	0,4	23,0	56	-27	1	1	0	-162	130	134	+ 85
6	27,4	27,1	27,8	13,9	19,5	37,4	0,012	0,025	-0,031	0,4	23,5	56	26	24	21	-10	-161	131	173	+ 30
7	28,2	28,0	27,7	12,9	18,4	37,0	-0,014	-0,009	-0,026	2,0	24,1	94	70	116	46	-12	-161	131	127	+ 23
8	30,7	30,9	27,7	11,5	17,7	37,0	-0,077	-0,106	0,012	4,2	25,6	140	159	208	62	-15	-161	134	127	- 30
9	32,6	32,8	27,8	10,6	17,5	37,2	-0,118	-0,165	0,018	4,7	26,6	152	228	271	78	-18	-161	136	136	- 94
10	34,2	34,2	27,9	9,7	16,9	37,5	-0,146	-0,199	0,004	4,7	27,9	157	275	323	80	-20	-162	138	134	-142
11	35,3	35,2	28,1	9,0	16,7	37,9	-0,163	-0,218	-0,013	4,9	28,9	165	310	357	79	-20	-162	139	137	-171
12	35,6	35,5	28,4	9,1	17,0	38,6	-0,160	-0,214	-0,012	4,6	29,5	161	304	348	80	-21	-163	140	140	-169
13	36,5	36,3	28,6	8,7	16,8	39,0	-0,169	-0,226	-0,013	3,7	30,4	146	274	325	83	-20	-163	140	132	-153
14	36,5	36,1	28,9	8,8	17,5	39,7	-0,161	-0,212	-0,030	3,6	30,9	146	221	277	84	-18	-164	141	126	- 98
15	36,4	36,1	28,8	9,4	19,0	39,6	-0,163	-0,231	-0,020	3,3	30,2	137	149	203	89	-15	-164	142	125	- 34
16	36,3	35,9	28,8	10,9	23,4	39,5	-0,170	-0,286	-0,021	3,0	28,6	126	73	124	69	-12	-163	144	124	+ 32
17	35,8	35,0	28,7	10,7	26,0	39,2	-0,163	-0,311	-0,034	2,2	28,6	110	11	44	28	-11	-163	142	141	+ 81
18	33,7	31,9	28,5	11,5	26,4	38,9	-0,123	-0,175	-0,080	1,0	27,4	79	-21	0	0	0	-163	140	142	+ 91
19	29,9	28,8	28,6	19,6	29,5	39,5	-0,032	-0,002	-0,064	0,3	19,9	48	-31	0	0	0	-163	141	132	+ 77
20	29,3	28,6	28,5	17,5	27,0	39,0	-0,021	-0,001	-0,046	0,4	21,5	53	-31	0	0	0	-163	138	132	+ 83
21	29,3	29,1	28,4	16,9	26,3	38,7	-0,024	-0,030	-0,016	0,6	21,8	59	-31	0	0	0	-163	138	132	+ 89
22	27,2	27,0	28,3	20,0	26,7	38,4	-0,040	-0,074	-0,019	0,3	18,3	45	-31	0	0	0	-162	137	132	+ 76
23	28,0	28,1	28,2	15,8	24,1	38,2	0,009	0,007	0,009	0,7	22,4	62	-31	0	0	0	-162	134	132	+ 94
24	30,9	30,4	28,3	13,2	21,1	38,3	-0,057	-0,072	-0,047	1,93	25,13	2247	1722	2620	800	-194	-3896	3271	3193	+313

4.4.2.1.2. Le 6 Mai 1974 - Tableau n° 107 et graphe n° 77

Il s'agit encore d'une journée caractéristique de la saison sèche chaude (Max 35,3°C) mais à nébulosité plus forte que la journée du 2 Mai (puisque le rapport R_d/R_g dépasse 0,40), essentiellement en cours d'après-midi. Le vent est soutenu (moy. 1,84 m.s⁻¹), mais beaucoup mieux réparti entre la nuit et le jour. Les vitesses diurnes sont plus faibles (max 3,9 m.s⁻¹). La moyenne journalière du gradient de pression de vapeur d'eau est importante (27,6 mb); les maxima journaliers de ΔE également plus élevés (35,9 mb) proviennent d'une température superficielle de l'eau qui atteint des maxima déjà conséquents (31,1°C) faute de vitesses du vent suffisantes pour créer des vagues importantes.

Ces paramètres contradictoires (vitesse du vent inférieure et gradient de pression de vapeur supérieur) fournissent une évaporation journalière très soutenue (9,57 mm.j⁻¹), mieux répartie sur la journée, puisque le rapport entre l'évaporation diurne et l'évaporation nocturne ne dépasse pas 2.

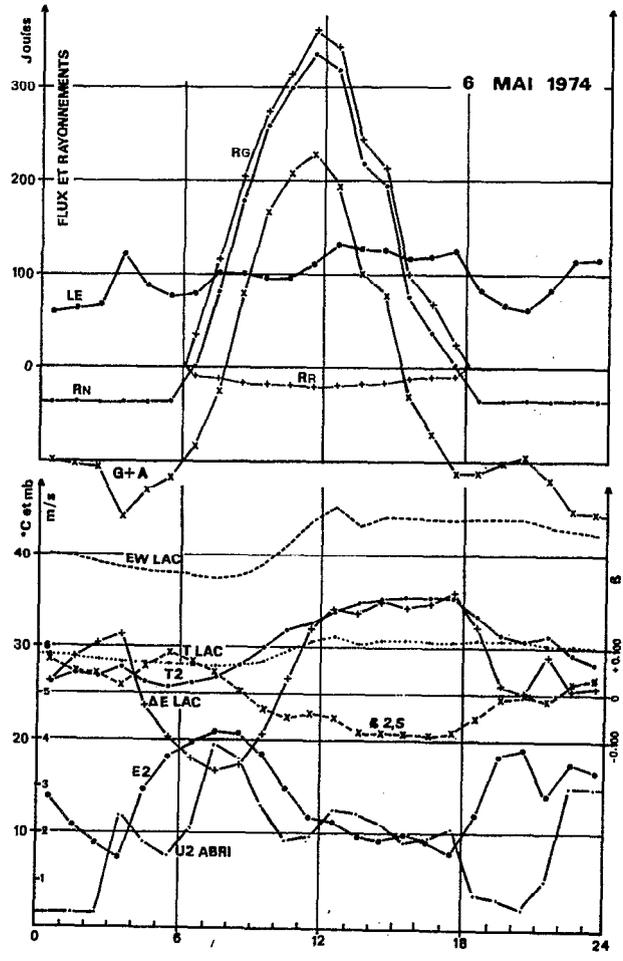
L'analyse des profils de température et leur comparaison avec ceux du 2 Mai est instructive :

. En cours de journée les profils de températures au-dessus du lac restent remarquablement homogènes (à 12 h 00 T₂ = 33,9°C et T_{0,2} = 33,6°C) et beaucoup plus proches de la température superficielle de l'eau (31,1°C). $\beta_{2,S}$ et $\beta_{0,2,S}$ restent donc négatifs et d'un ordre de grandeur très voisin, traduisant une assez bonne stabilité atmosphérique au-dessus du lac qui contraste avec la forte instabilité au-dessus des rives correspondant à une différence de température entre le sol (49,4°C à 12 h 00) et l'air (36,9°C à 12 h 00 à ST PAUL) encore plus élevée que le 2 Mai. Les températures de surface plus élevées induisent une pression de vapeur E_w importante (45,2 mb à 12 h 00) à l'origine d'un fort gradient d'humidité avec E_{0,2} et E₂.

. Durant la nuit le profil de température n'est plus aussi plat que le 2 Mai car la température de l'air est de près de 2° inférieure à celle de l'eau. On ne continue pas moins à observer une curieuse inversion de température au niveau 0,2 m qui se révèle simultanément plus froid que le niveau 2 m et que la surface du lac. Ce phénomène est encore plus apparent cette journée du 6 Mai que pour celle du 2 Mai et ne peut s'expliquer que par l'irruption des masses d'air riveraines, déjà instables, au-dessus d'une nappe d'eau plus chaude qui va encore accroître cette instabilité, d'autant que le fort gradient d'humidité continue à entretenir une importante évaporation et donc une demande d'énergie considérable au voisinage de la surface. En cours de nuit $\beta_{2,S}$ et $\beta_{0,2,S}$ sont donc positifs alors que $\beta_{2,0,2}$ reste pour sa part négatif. La surface de l'eau et les couches d'air élevées semblent donc simultanément céder de l'énergie aux basses couches proches de l'interface évaporantes représentées par le niveau 0,2 m.

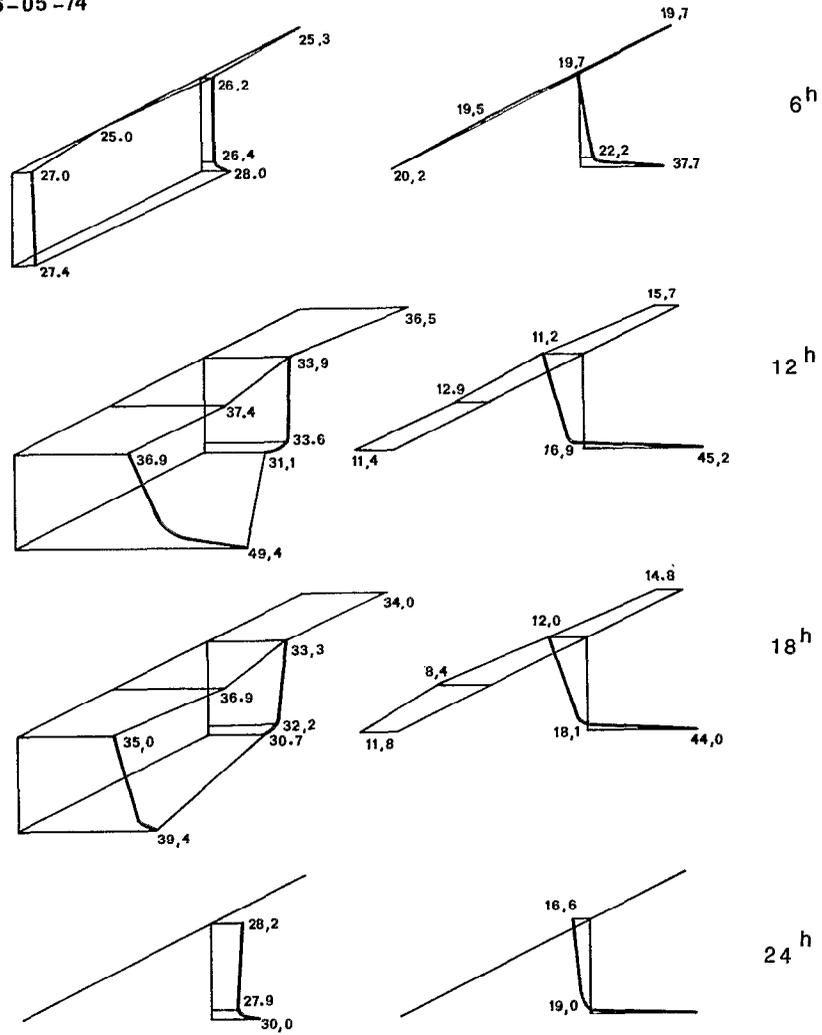
TABLEAU n° 107 : BILAN ENERGETIQUE FIN DU 6.5.74

6/5/74	T 2	T0,2	TLAC	E2	EO,2	EWLAC	$\beta_2 S$	$\beta_{0,2S}$	$\beta_{2,0,2}$	UZABRI	$\Delta ELAC$	LE	RN	RG	Rd	ERG	L↑	Ra BRUNT	Ra(1-a') BILAN	G+A
0																				
1	26,1	25,7	29,0	13,8	16,6	40,0	0,071	0,093	-0,111	0,3	26,2	- 59	- 37	0	0	0	-164	129	127	+100
2	27,1	26,6	28,9	10,8	14,5	39,7	0,041	0,058	-0,080	0,3	28,9	- 63	- 37	0	0	0	-164	127	127	+102
3	26,7	26,5	28,6	8,9	12,9	39,1	0,040	0,052	-0,034	0,3	30,2	- 66	- 37	0	0	0	-163	124	126	+106
4	27,7	27,8	28,3	7,3	11,4	38,5	0,015	0,014	0,016	2,4	31,2	-121	- 37	0	0	0	-162	123	125	+160
5	26,2	26,4	28,2	14,7	17,6	38,2	0,058	0,061	0,035	1,8	23,6	- 89	- 37	0	0	0	-162	130	125	+131
6	25,5	25,6	28,1	18,0	20,4	38,0	0,085	0,092	0,033	1,5	20,1	- 75	- 37	0	0	0	-162	132	125	+118
7	26,2	26,4	28,0	19,7	22,2	37,7	0,085	0,067	0,052	2,1	18,0	- 79	0	35	24	-10	-162	135	137	+ 84
8	26,7	26,8	27,9	20,9	23,4	37,4	0,046	0,049	0,028	3,9	16,5	-102	80	116	42	-12	-161	137	137	+ 27
9	27,9	27,9	28,0	20,6	23,1	37,8	0,005	0,007	-0,006	3,6	17,2	-100	179	205	57	-17	-162	139	153	- 78
10	29,8	29,7	28,5	18,4	21,6	38,9	-0,038	-0,041	-0,021	2,6	20,6	- 95	259	272	67	-18	-163	140	168	-168
11	31,7	31,6	29,5	14,6	18,3	41,1	-0,056	-0,063	-0,018	1,8	26,5	- 96	299	315	84	-20	-165	140	169	-209
12	32,5	32,2	30,5	11,7	16,3	43,6	-0,041	-0,041	-0,039	1,9	31,9	-111	338	361	79	-21	-167	138	163	-229
13	33,9	33,6	31,1	11,2	16,9	45,2	-0,053	-0,056	-0,034	2,5	34,0	-131	320	343	103	-20	-168	139	165	-196
14	34,7	34,3	30,3	9,6	15,5	43,1	-0,086	-0,095	-0,043	2,4	33,5	-127	216	244	167	-18	-167	139	157	-100
15	35,2	34,8	30,7	9,1	15,7	44,1	-0,085	-0,095	-0,040	2,2	35,0	-126	195	214	150	-17	-168	139	166	- 79
16	35,3	34,7	30,7	9,9	16,9	44,1	-0,087	-0,096	-0,053	1,8	34,2	-115	74	99	85	-12	-168	140	155	+ 31
17	35,4	34,6	30,6	9,2	16,4	43,9	-0,090	-0,099	-0,052	1,9	34,6	-118	37	67	52	-10	-167	139	147	+ 70
18	35,3	34,8	30,6	7,8	13,9	43,9	-0,085	-0,091	-0,054	2,1	35,9	-126	2	25	19	-10	-167	137	154	+114
19	33,3	32,2	30,7	12,0	18,2	44,0	-0,052	-0,036	-0,117	0,7	32,1	- 82	- 35	0	0	0	-167	139	132	+113
20	31,2	30,5	30,7	16,3	21,5	44,0	-0,011	0,008	-0,140	0,6	25,8	- 67	- 35	0	0	0	-168	143	133	+101
21	30,5	30,3	30,6	19,0	21,5	43,9	-0,003	0,010	-0,074	0,4	25,0	- 60	- 35	0	0	0	-167	142	132	+ 95
22	31,2	30,6	30,3	14,1	19,6	43,2	-0,019	-0,006	-0,071	1,0	29,1	- 84	- 35	0	0	0	-167	138	132	+117
23	29,1	28,7	30,2	17,5	20,4	42,8	0,028	0,043	-0,083	3,0	25,3	-116	- 35	0	0	0	-166	138	131	+154
24	28,2	27,9	30,0	16,6	19,0	42,3	0,045	0,059	-0,097	3,0	25,7	-117	- 35	0	0	0	-166	136	131	+157
	30,3	30,0	29,6	13,9	18,1	41,4	-0,008	-0,004	-0,042	1,84	27,55	-2325	1565	2296	909	-185	-3963	3263	3417	+ 721



Graphique n° 77

06-05-74



TEMPERATURES				PRESSIONS VAPEUR			
↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑	↑
ST PAUL	BAM	LAC	KONGOUSSI	ST PAUL	BAM	LAC	KONGOUSSI

Graphique n° 77 (suite)

Les valeurs plus modérées de la vitesse du vent font que l'effet modérateur du lac sur les températures est moins apparent que pour la journée du 2 Mai tout en restant notable (à 12 h 00: 36,9°C à ST PAUL, 37,4°C à BAM, 33,9°C à l'évapotron et 36,5°C à KONGOUSSI). L'élévation de la pression de vapeur à 2 m est également moins importante (à 18 h 00 11,8 mb à ST PAUL, 8,4 à BAM, 12,0 au lac et 14,8 à KONGOUSSI).

D'une façon plus générale, au cours de cette journée les vitesses de vent variables et mal établies, l'ennuage passager, empêchent l'établissement d'un régime climatique régulier tel que celui observé le 2 Mai, même si l'on peut néanmoins en retrouver les principales composantes déjà décrites.

La forte demande évaporatoire, alliée à des vitesses de vent suffisantes de jour, mais aussi de nuit, explique que le considérable total journalier de G+A (+721 J.) ne soit pas seulement dû aux prélèvements effectués sur le stock calorifique du lac, mais également à une advection latérale particulièrement importante de jour comme de nuit.

. Saison des pluies

4.4.2.1.3. Le 27 Août 1974 - Tableau n° 108 et graphe n° 78

Il s'agit bien cette fois d'une journée caractéristique de l'hivernage. Les températures de l'air sont modérées (Max : 28,0°C) et restent presque continuellement inférieures à la température superficielle de l'eau, de jour comme de nuit. Malgré les nombreux passages nuageux l'ensoleillement est correct ($R_N = 1425 \text{ J.cm}^{-2}.\text{j}^{-1}$). Les rapports de BOWEN, $\beta 2.S$, $\beta 0,2.S$ et $\beta 0,2.2$, sont presque systématiquement positifs (moy. journalière de $\beta 2.S = 0,141$, mini de $\beta 2.S : 0$ le jour, maxi : 0,205 la nuit). L'évaporation, quoique réduite ($4,6 \text{ mm.j}^{-1}$), restant toujours effective, la nuit approximativement moitié de celle du jour, un β positif signifie que la surface de l'eau cède en permanence de l'énergie à l'air surplombant le lac, qui se trouve donc dans un état permanent d'instabilité, situation comparable à celle qui prévaut aussi au-dessus des rives où la température du sol est systématiquement supérieure à celle de l'air.

Les gradients de pression de vapeur d'eau sont modestes; encore cela vient-il de pressions de vapeur superficielles correctes, alors que les gradients entre les niveaux 0,2 m et 2 m restent en général peu importants, gage d'une évaporation modeste compte tenu des faibles vitesses de vent diurnes ou nocturnes.

L'advection latérale est probablement minime, mais on note toutefois toujours le rôle de volant thermique du lac au-dessus duquel l'air est plus frais le jour et plus chaud la nuit qu'au-dessus des alentours. Par contre, aux erreurs de mesure près, les pressions de vapeur sont moins élevées durant le jour au-dessus du lac que sur les berges. On peut y voir un effet de la rugosité supérieure des berges qui, avec leur végétation, maintient, à un même niveau, de plus fortes pressions de vapeur d'eau au voisinage de cette végétation qu'au-dessus de l'eau beaucoup plus lisse, au sens aérodynamique du terme.

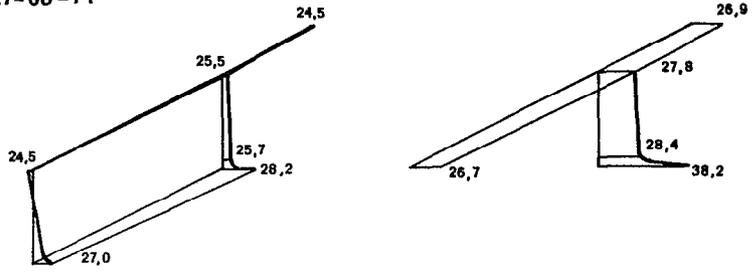
La somme G+A est positive la nuit, négative le jour, et le lac stockant finalement plus d'énergie le jour qu'il n'en restitue la nuit le solde est finalement négatif pour la journée du 27 Août.

En fin de journée (19 h 30) survient brutalement une tornade caractéristique de l'hivernage qui provoque un très brutal abaissement de la température de l'air qui descend au-dessous de 20°C. Les rapports de BOWEN s'élèvent alors considérablement ($\beta 2.S$ atteint 0,375), illustrant la part croissante de S par rapport à LE.

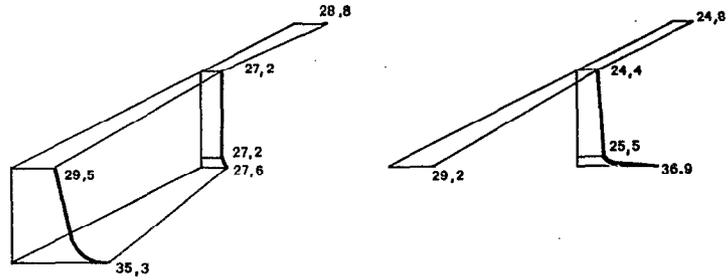
TABLEAU n° 108 : BILAN ENERGETIQUE FIN DU 27.08.75

27/8/75	T 2	TD,2	TLAC	E2	ED,2	EWLAC	$\beta 2 S$	$\beta 0,2S$	$\beta 2,0,2$	UZABRI	$\Delta ELAC$	LE	RN	RG	Rd	aRG	L†	Ra BRUNT	Ra(1-a') BILAN	G+A
0	26,0	26,5	29,0	28,5	29,6	40,0	0,169	0,156	0,281	0,61	11,5	-37	-17	0	0	0	-164	142	147	60
1	26,2	26,4	28,5	29,1	29,7	38,9	0,153	0,149	0,212	0,92	9,8	-39	-20	0	0	0	-163	143	143	65
2	26,0	26,3	28,4	28,2	29,0	38,6	0,150	0,142	0,249	0,44	10,4	-32	-21	0	0	0	-163	142	142	58
3	25,2	25,7	28,4	28,0	28,9	38,6	0,196	0,180	0,367	0,47	10,6	-33	-21	0	0	0	-163	140	142	61
4	25,4	26,0	28,4	29,1	30,5	38,6	0,205	0,191	0,289	0,67	9,5	-34	-21	0	0	0	-163	141	142	62
5	25,3	25,5	28,3	27,7	28,3	38,4	0,182	0,160	0,220	0,28	10,7	-28	-21	0	0	0	-162	140	141	54
6	25,5	25,7	28,2	27,8	28,4	38,2	0,169	0,166	0,219	1,31	10,4	-47	10	0	0	0	-162	141	172	45
7	24,5	24,8	27,2	26,1	26,6	36,0	0,178	0,166	0,389	0,94	9,9	-40	42	73	68	-8	-160	137	137	5
8	24,8	25,3	27,3	26,4	27,5	36,2	0,165	0,148	0,299	1,33	9,8	-46	81	115	108	-8	-160	138	134	-27
9	25,5	25,9	27,5	26,4	27,3	36,6	0,127	0,112	0,282	2,59	10,2	-64	197	250	143	-34	-161	139	142	-125
10	26,3	26,9	27,5	25,9	26,5	36,6	0,079	0,071	0,225	2,86	10,7	-69	194	231	162	-27	-161	140	151	-119
11	26,6	27,2	27,4	25,5	27,0	36,4	0,047	0,014	0,259	1,92	11,0	-58	200	231	151	-31	-160	141	160	-139
12	27,2	27,2	27,6	24,4	25,5	36,9	0,021	0,023	0	1,61	12,5	-57	230	270	197	-31	-161	141	152	-172
13	27,3	27,9	27,5	24,1	26,7	36,6	0,010	-0,026	0,146	1,06	12,6	-48	164	212	162	-31	-161	141	144	-115
14	27,6	28,2	27,9	23,9	26,3	37,5	0,014	-0,017	0,160	1,36	13,6	-56	212	251	143	-42	-161	141	164	-155
15	27,6	28,1	27,9	24,1	26,4	37,5	0,015	-0,012	0,143	1,22	13,4	-53	200	251	126	-42	-161	142	152	-146
16	27,9	28,0	27,6	23,5	25,0	36,9	-0,015	-0,022	0,042	1,40	13,4	-58	73	115	97	-23	-161	142	142	-16
17	27,5	27,4	27,5	24,6	26,1	36,6	0	0,006	-0,04	1,39	12,0	-52	19	31	29	0	-161	142	149	33
18	26,9	27,5	27,2	24,6	27,0	36,0	0,017	-0,022	0,160	0,72	11,4	-39	-14	0	0	0	-160	141	146	54
19	26,9	27,2	27,3	25,5	27,2	36,2	0,024	0,007	0,114	0,97	10,7	-42	-11	0	0	0	-160	141	149	54
20	19,6	20,6	27,2	22,8	24,2	36,0	0,373	0,364	0,451	1,11	13,2	-51	-10	0	0	0	-160	126	150	80
21	19,9	21,1	26,9	23,2	24,8	35,4	0,374	0,355	0,502	0,69	12,2	-41	-12	0	0	0	-159	127	147	68
22	20,2	21,4	26,9	23,6	25,0	35,4	0,371	0,344	0,573	0,53	11,7	-36	-14	0	0	0	-159	128	145	63
23	20,2	20,8	27,0	23,2	24,1	35,6	0,357	0,351	0,446	0,97	12,4	-46	-15	0	0	0	-160	127	145	78
24	25,2	25,7	27,7	25,7	27,1	37,1	0,141	0,126	0,251	1,14	11,4	-1106	1425	2030	1386	-277	-3866	3323	3538	-164

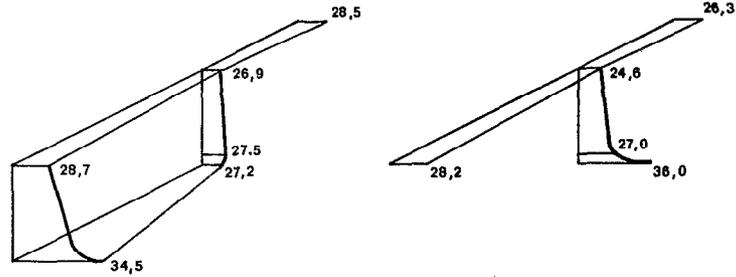
27-08-74



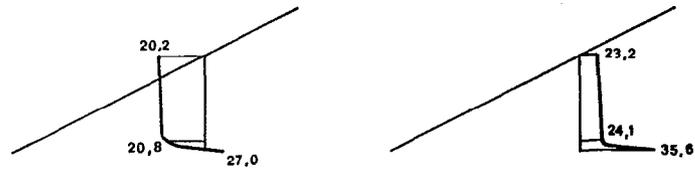
6 h



12 h



18 h



24 h

TEMPERATURES

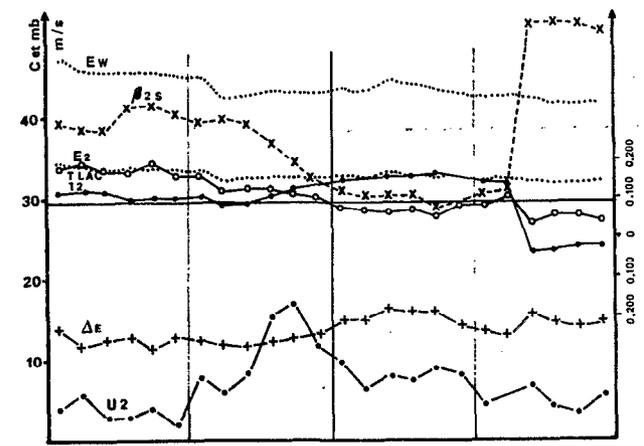
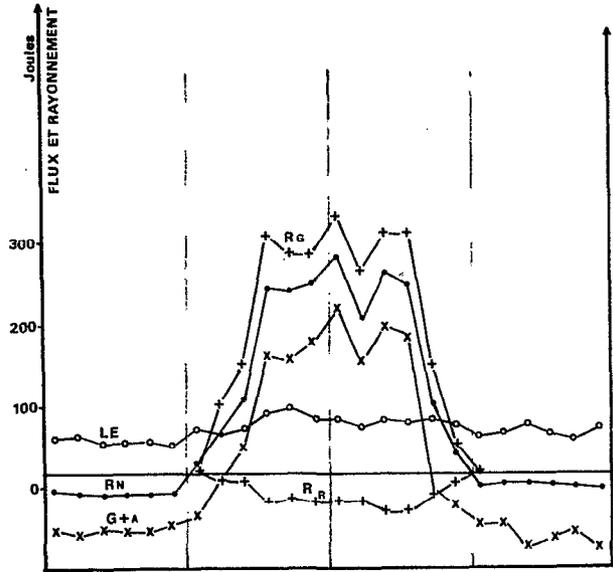
↑ ST PAUL
↑ BAM
↑ LAC
↑ KONGOUSSI

PRESSIONS

↑ ST PAUL
↑ BAM
↑ LAC
↑ KONGOUSSI

VAPEUR

27-08-75



Graphe n° 78

4.4.2.1.4. Le 28 Août 1974 - Tableau n° 109 et graphe n° 79

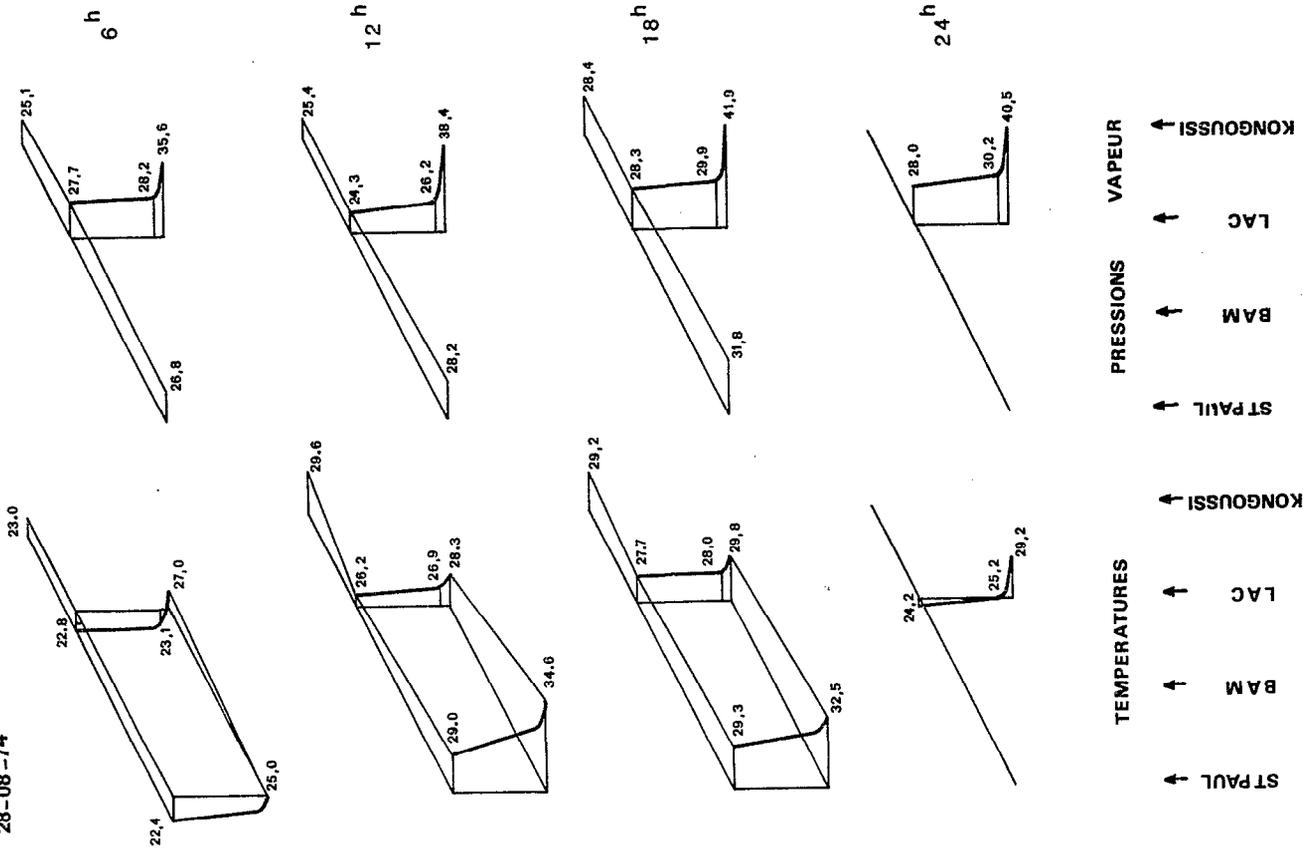
Cette journée est, elle aussi, très représentative de l'hivernage, avec cependant un ensoleillement plus intense ($R_N = 1716 \text{ J.cm}^{-2}.\text{j}^{-1}$), certainement dû à la proximité de la tornade de la veille qui a "nettoyé" le ciel. Malgré cela, et en partie grâce au vent plus soutenu ($U_2 = 2,38 \text{ m.s}^{-1}$) les températures maximales sous abri ($28,7^\circ\text{C}$) ne sont guère supérieures à celles de la veille. La température superficielle de l'eau atteint 31°C et reste toujours supérieure à celle de l'air. Les rapports de BOWEN, $\beta_{2,S}$ et $\beta_{0,2,S}$, prennent des valeurs très importantes (0,35 pour $\beta_{2,S}$ au cours de la nuit) et ne diminuent que très modérément en milieu de journée sans jamais devenir négatifs. En fin d'après-midi on retrouve des $\beta_{0,2,S}$ négatifs caractéristiques d'un niveau d'inversion thermique au voisinage du niveau 0,2 m. A part cette anomalie (entre 15 et 17 h) les profils de températures sont caractéristiques d'une situation instable qui fait pendant aux conditions également instables de l'atmosphère au-dessus des alentours (la température de sol à ST PAUL atteint $34,6^\circ\text{C}$ à 12 h 00). Les profils de pression de vapeur témoignent de fortes températures superficielles et expliquent, avec les vitesses de vent assez élevées, l'évaporation importante pour cette période de l'année ($6,6 \text{ mm.j}^{-1}$).

La comparaison des températures et pression de vapeurs à l'évapotron et aux stations de ST PAUL et de KONGOUSSI, laissent encore faiblement apparaître le rôle tampon du lac au plan thermique, mais plus au plan des pressions de vapeurs. Dans ces conditions peut s'expliquer la valeur, certes positive mais modeste, de G+A ($+244 \text{ J.j}^{-1}$) qui est beaucoup plus probablement due à la perte de chaleur calorifique du lac, qu'à un apport advectif latéral.

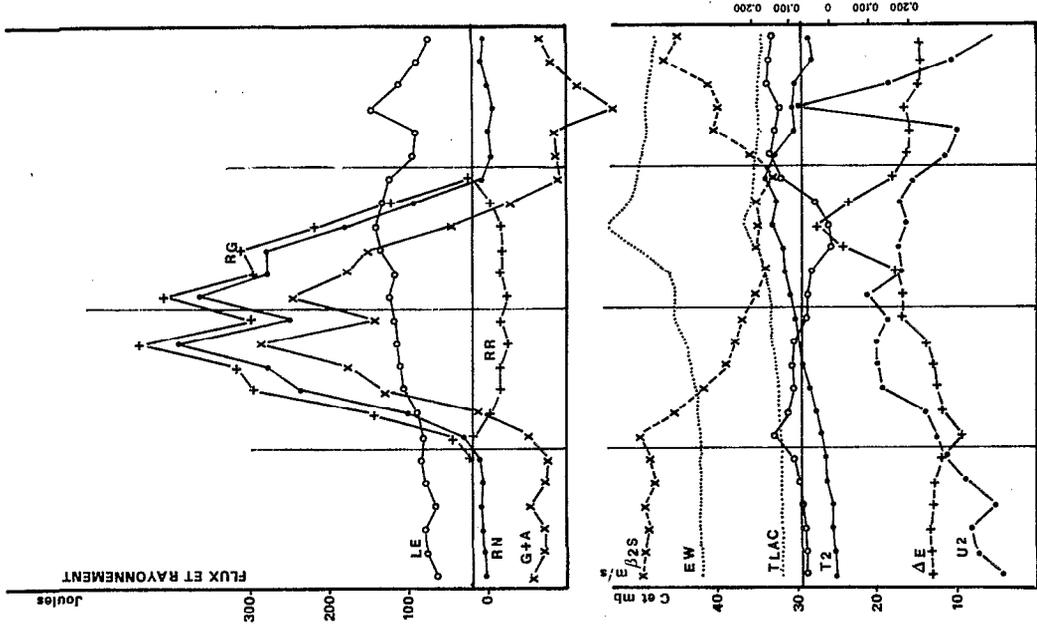
TABLEAU n° 109 : BILAN ENERGETIQUE FIN DU 28.08.75

20/8/75	T	To,2	TLAC	E2	EO,2	EWLAC	$\beta_2 S$	$\beta_{0,2,S}$	$\beta_{2,0,2}$	UZABRI	$\Delta ELAC$	LE	RN	RG	Rd	aRG	L†	Ra BRUNT	Ra(1-a') BILAN	G+A
0	21,2	21,4	27,0	24,5	25,0	35,6	0,339	0,344	0,249	0,64	11,1	-37	-15	0	0	0	-160	130	145	65
1	21,3	21,3	27,0	24,4	24,4	35,6	0,332	0,332	0	1,28	11,2	-48	-14	0	0	0	-160	130	146	78
2	21,5	21,6	27,0	24,5	24,6	35,6	0,322	0,321	0,427	1,39	11,1	-50	-12	0	0	0	-160	131	148	78
3	21,5	21,5	27,0	24,9	25,2	35,6	0,336	0,343	0	0,81	10,7	-39	-10	0	0	0	-160	131	150	62
4	22,1	22,4	27,0	25,2	25,7	35,6	0,307	0,302	0,414	1,44	10,4	-49	-14	0	0	0	-160	132	146	78
5	22,2	22,3	27,0	25,8	26,0	35,6	0,319	0,317	0,409	1,92	9,8	-54	-10	0	0	0	-160	133	150	81
6	22,8	23,1	27,0	27,7	28,2	35,6	0,346	0,343	0,385	2,11	7,9	-51	+ 9	20	18	- 2	-160	135	151	60
7	23,2	23,5	27,2	26,3	27,0	36,0	0,267	0,267	0,269	2,36	9,7	-59	+67	105	79	-20	-160	135	142	8
8	24,0	24,6	27,3	25,8	26,8	36,2	0,205	0,185	0,392	3,25	10,5	-73	181	231	75	-31	-160	136	141	- 93
9	24,9	25,5	27,5	25,9	26,9	36,6	0,157	0,133	0,386	3,36	10,8	-76	218	250	143	-31	-161	138	160	-130
10	25,3	25,8	27,8	25,6	26,7	37,3	0,139	0,122	0,302	3,39	11,7	-79	315	354	105	-39	-161	138	161	-225
11	25,6	26,2	28,3	24,3	25,3	38,4	0,124	0,104	0,397	3,14	14,1	-83	194	235	136	-31	-162	138	152	-101
12	26,2	26,9	28,3	24,3	26,2	38,4	0,097	0,075	0,243	3,53	14,1	-88	290	328	114	-39	-162	139	163	-193
13	26,8	27,5	28,5	23,9	25,6	38,9	0,074	0,049	0,279	2,83	14,9	-81	218	231	108	-31	-163	140	181	-131
14	26,8	26,7	29,9	21,7	23,6	42,2	0,089	0,112	-0,035	2,94	20,4	-98	218	245	88	-33	-169	140	175	-110
15	28,0	27,6	31,2	22,0	23,9	45,4	0,089	0,109	-0,141	2,72	23,4	-103	133	166	61	-31	-169	140	167	- 21
16	27,5	27,3	30,3	23,5	24,8	43,1	0,093	0,106	-0,101	2,89	19,6	-95	60	89	36	-20	-167	141	158	44
17	28,7	28,5	30,0	27,2	28,1	42,4	0,056	0,068	-0,149	2,58	15,2	-79	-11	0	0	0	-166	146	155	95
18	27,7	28,0	29,8	28,3	29,9	41,9	0,101	0,098	0,125	1,86	13,6	-64	-21	0	0	0	-165	145	144	91
19	25,6	25,4	29,5	27,7	28,4	41,2	0,189	0,208	-0,213	1,64	13,4	-60	-18	0	0	0	-165	141	147	89
20	25,8	25,8	29,6	27,4	27,9	41,4	0,176	0,182	0	5,19	14,0	-109	-22	0	0	0	-165	141	143	151
21	25,7	26,8	29,5	28,7	31,2	41,2	0,197	0,176	0,282	3,11	12,5	-78	-17	0	0	0	-165	142	148	111
22	23,8	24,9	29,3	28,5	30,9	40,7	0,292	0,292	0,291	1,81	12,3	-59	-10	0	0	0	-165	138	155	86
23	24,2	25,2	29,2	28,0	30,2	40,5	0,260	0,254	0,287	0,97	12,5	-46	-13	0	0	0	-164	138	151	71
24	24,7	25,0	28,4	25,7	26,8	38,8	0,205	0,202	0,187	2,38	13,12	-1658	1716	2254	963	-308	-3909	3298	3679	+244

28-08-74



28-08-75



Graphe n° 79

4.4.2.1.5. Le 31 Août 1974 - Tableau n° 110 et graphe n° 80

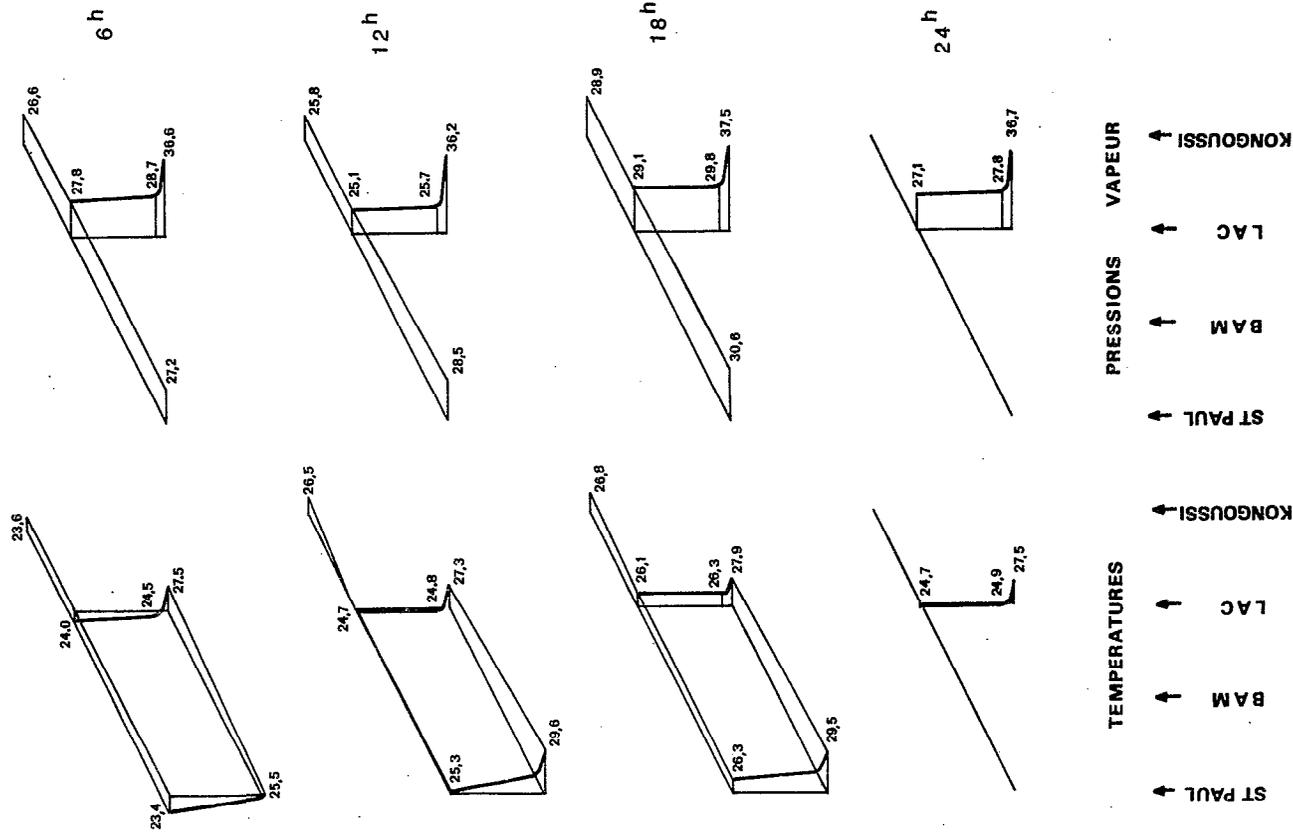
Cette journée, elle aussi représentative de l'hivernage, est tout à fait opposée à la journée précédemment décrite du 28 Août. En effet l'ensoleillement est très déficitaire ($R_N = 671 \text{ J.cm}^{-2}.\text{j}^{-1}$) surtout en cours d'après-midi. Les températures de l'air atteignent tout juste 26°C et la température superficielle de l'eau est plus forte à 0 h qu'au milieu de la journée, malgré la très faible vitesse du vent. Le gradient ΔELAC (9,58 mb) est particulièrement modeste. Aussi l'évaporation est-elle l'une des plus basses observées ($3,95 \text{ mm.j}^{-1}$). Les profils de températures et de vapeur d'eau sont presque verticaux entre les deux niveaux 0,2 m et 2 m, et ne s'évasent guère dans les couches inférieures, compte tenu des médiocres températures de surface. Les rapports de BOWEN $\beta_{2.S}$ et $\beta_{0,2.S}$ sont élevés durant la nuit (0,25 à 0,29) et ne diminuent guère en cours de journée (min. 0,08 pour $\beta_{2.S}$). Quelques valeurs négatives de $\beta_{0,2.2}$ indiquent encore une inversion thermique au niveau 0,2 m, mais la faible amplitude de cette inversion peut laisser supposer une imprécision des mesures.

Les comparaisons des températures et pressions de vapeur à l'évapotron et aux deux stations de ST PAUL et KONGOUSSI ne sont guère significatives et il est probable que l'apport d'énergie nécessaire au système ($+459 \text{ J.j}^{-1}$) provient là encore beaucoup plus du stock calorifique du lac que d'énergie advective en provenance des alentours.

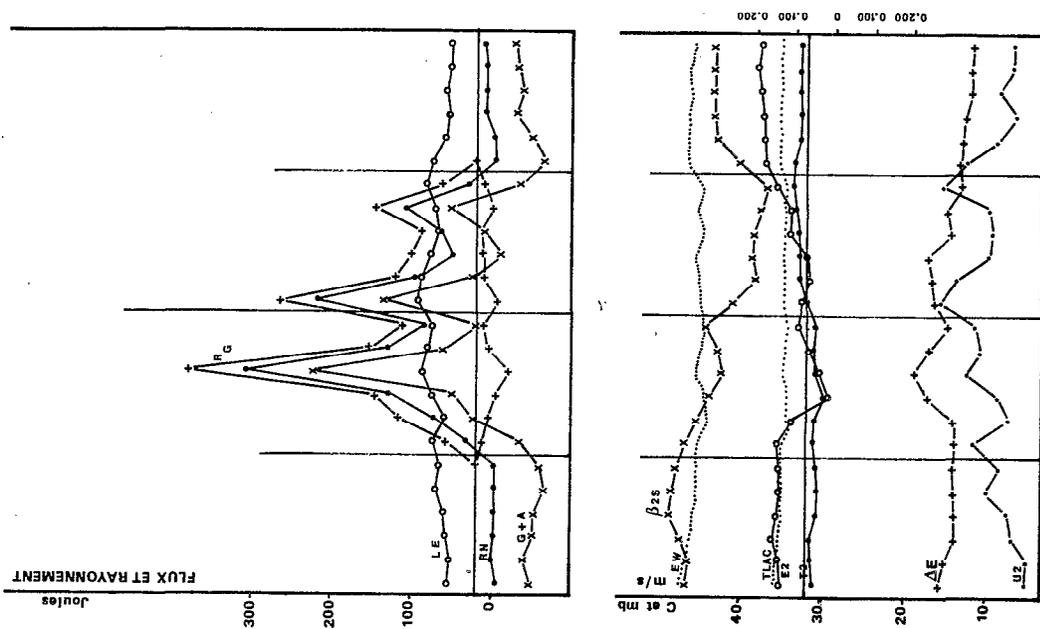
TABLAU N° 110 : BILAN ENERGETIQUE FIN DU 31.08.75

31/8/75	T 2	TO,2	TLAC	E2	EO,2	EWLAC	$\beta_{2.S}$	$\beta_{0,2S}$	$\beta_{2,0,2}$	U2ABRI	ΔELAC	LE	RN	RG	Rd	aRG	L†	Ra BRUNT	Re(1-a') BILAN	G+A
0	24,0	24,1	28,2	27,6	27,8	38,2	0,258	0,256	0,381	0,28	10,6	-28	-24	0	0	0	-162	138	138	59
1	24,2	24,3	28,0	27,7	28,1	37,7	0,246	0,250	0,159	0,22	10,0	-25	-19	0	0	0	-162	138	143	50
2	24,2	24,5	27,8	28,4	29,2	37,3	0,263	0,265	0,254	0,56	8,9	-31	-23	0	0	0	-161	139	138	62
3	23,6	23,8	27,6	27,9	28,2	36,9	0,269	0,286	0,380	0,64	9,0	-32	-22	0	0	0	-161	137	139	63
4	23,6	23,8	27,5	27,6	28,2	36,6	0,281	0,285	0,225	1,17	9,0	-41	-22	0	0	0	-161	137	139	74
5	23,7	24,0	27,5	27,6	28,3	36,6	0,272	0,273	0,260	0,83	9,1	-36	-22	0	0	0	-161	137	139	68
6	24,0	24,5	27,5	27,8	28,7	36,6	0,259	0,246	0,375	1,39	8,8	-44	8	31	29	-8	-161	138	146	47
7	23,8	23,9	27,0	26,6	27,0	35,6	0,231	0,234	0,163	0,61	9,0	-32	43	84	65	-12	-160	136	131	-4
8	22,9	23,5	27,0	22,7	23,6	35,6	0,207	0,190	0,431	0,89	12,9	-46	79	108	71	-20	-160	132	151	-23
9	23,9	24,4	27,5	23,4	24,4	36,6	0,176	0,164	0,325	1,56	13,3	-58	242	308	168	-35	-161	134	130	-174
10	24,0	24,1	27,3	24,6	25,2	36,2	0,185	0,189	0,107	1,25	11,6	-49	91	115	108	-12	-160	135	148	-33
11	23,8	24,0	27,0	25,9	26,4	35,6	0,215	0,213	0,233	1,36	9,7	-46	53	77	71	-8	-160	136	144	3
12	24,7	24,8	27,3	25,1	25,7	36,2	0,152	0,154	0,104	2,11	11,1	-61	169	208	186	-23	-160	137	144	-99
13	25,5	25,3	27,3	24,7	25,8	36,2	0,102	0,125	-0,124	1,78	11,4	-57	64	85	79	-8	-160	138	147	-1
14	25,4	25,3	27,5	24,6	26,3	36,6	0,116	0,138	-0,045	1,08	11,8	-47	24	69	65	-8	-161	138	124	29
15	25,6	25,8	27,2	26,6	27,9	36,0	0,110	0,112	0,100	1,00	9,4	-39	36	58	54	-5	-160	140	143	7
16	26,0	26,1	27,4	26,5	27,2	36,4	0,092	0,091	0,100	1,06	9,9	-42	73	108	100	-19	-160	140	144	-27
17	26,2	26,1	27,2	27,9	28,4	36,0	0,080	0,094	-0,118	2,06	8,2	-52	8	35	32	-8	-160	142	141	48
18	26,1	26,3	27,9	29,1	29,8	37,5	0,140	0,134	0,212	1,58	8,4	-45	-22	0	0	0	-161	143	139	73
19	25,5	25,7	27,9	29,3	29,9	37,5	0,189	0,188	0,213	0,78	8,2	-33	-21	0	0	0	-161	142	140	60
20	25,5	25,7	27,8	29,5	29,8	37,5	0,195	0,182	1,109	0,50	8,0	-27	-11	0	0	0	-161	142	150	43
21	25,5	25,7	27,7	29,8	30,1	37,1	0,196	0,187	0,354	0,89	7,3	-32	-12	0	0	0	-161	142	149	50
22	25,6	26,2	27,8	30,0	31,3	37,3	0,195	0,174	0,284	0,56	7,3	-27	-12	0	0	0	-161	142	149	44
23	25,5	26,1	27,6	29,8	30,9	36,9	0,193	0,163	0,350	0,56	7,1	-26	-9	0	0	0	-161	142	152	40
24	24,7	24,9	27,5	27,1	27,8	36,7	0,193	0,191	0,243	1,03	9,58	-956	671	1286	1028	-166	-3857	3325	3408	+459

31-08-74



31-08-75



Graphe n° 80

4.4.2.1.6. Le 2 Novembre 1975 - Tableau n° 111 et graphe n° 81

Nous analysons cette fois une journée caractéristique de début de saison sèche fraîche. L'ensoleillement, malgré la brume sèche est important ($R_N = 1359 \text{ J.cm}^{-2}.\text{j}^{-1}$ et $R_G = 2513 \text{ J.cm}^{-2}.\text{j}^{-1}$). Le maximum de température, 34°C , est encore important, et le minimum, $17,1^\circ\text{C}$, déjà caractéristique de cette saison. La température superficielle de l'eau varie relativement peu en cours de journée de 26°C la nuit à près de 29°C la journée. Le vent est quasi inexistant la nuit, mais très soutenu durant la journée. Le gradient de pression de vapeur d'eau est important de jour et de nuit (15 à 27 mb). Les rapports de BOWEN, $\beta_2.S$ et $\beta_0,2.S$ sont positifs la nuit (jusqu'à $+0,3$ pour $\beta_2.S$) et négatifs la journée (jusqu'à $-0,10$ pour $\beta_2.S$). Leur moyenne journalière est positive. L'analyse de $\beta_0,2.2$ est instructive :

- Durant la journée $\beta_0,2.2$ est négatif en même temps que $\beta_2.S$ et $\beta_0,2.S$, ce qui correspond à un profil de températures régulier ($T_2 > T_{0,2} > T_{LAC}$) qui témoigne d'un état stable de la basse atmosphère au-dessus du lac. Pendant cette même période le profil de pression de vapeur d'eau est caractéristique d'un fort gradient dans les couches surplombant immédiatement la surface du lac.

- Durant la nuit le rapport $\beta_0,2.2$ est toujours négatif, contrairement à $\beta_2.S$ et $\beta_0,2.S$ qui sont positifs. On retrouve donc là, sous une forme particulièrement sévère, l'inversion thermique déjà notée à la proximité immédiate de la surface, qui recrée, en quelque sorte, une stabilité atmosphérique au-dessus du lac.

La comparaison des profils de température et de pression de vapeur au-dessus du lac et aux stations de ST PAUL et KONGOUSSI, n'est pas très significative :

- On observe toutefois en cours de journée l'influence rafraîchissante du lac ($31,5$ à KONGOUSSI sous le vent du lac, contre $34,3$ à ST PAUL à $12 \text{ h } 00$), mais rien de tel la nuit.

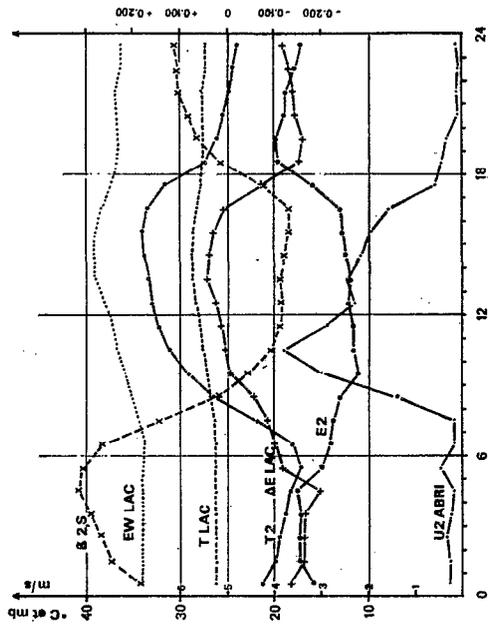
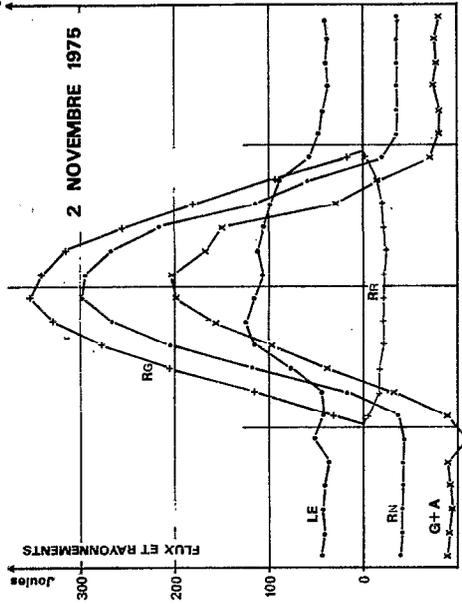
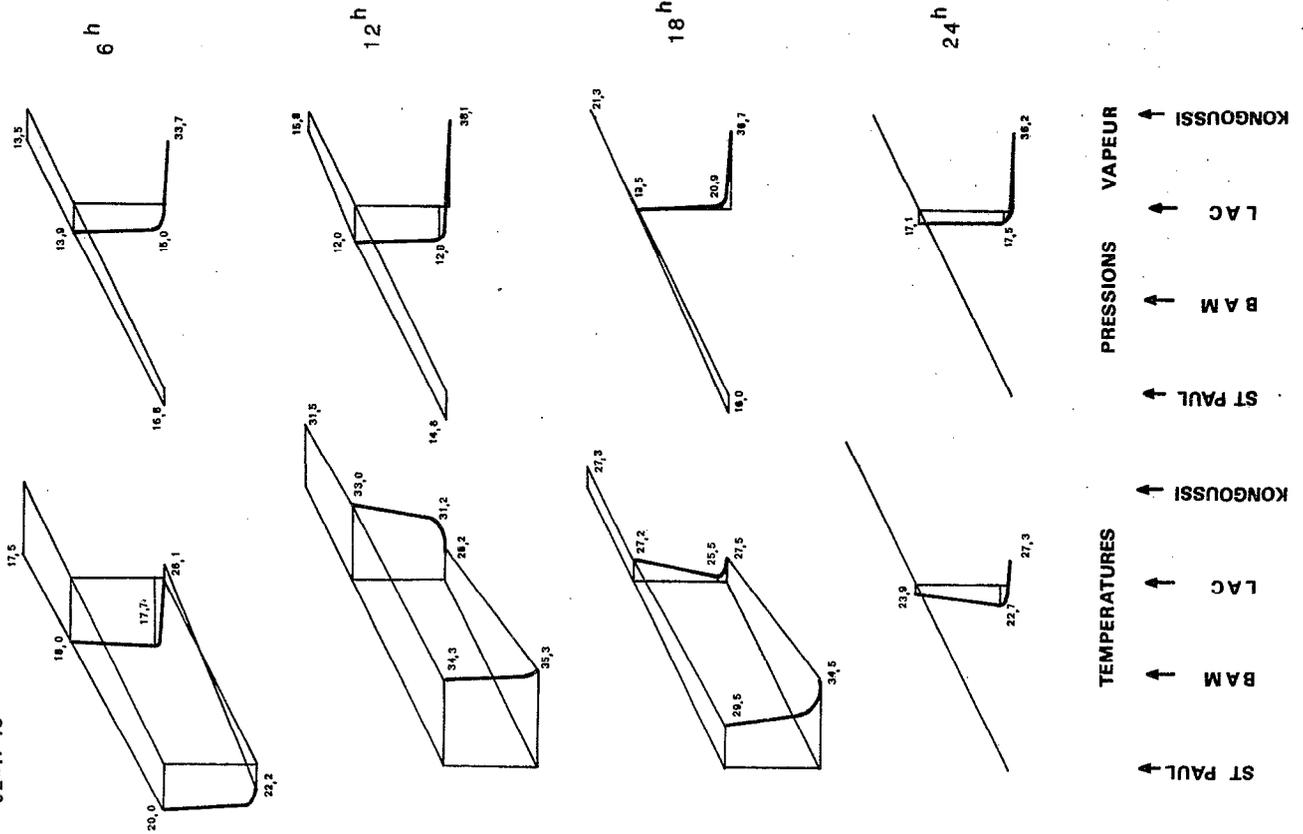
- Les pressions de vapeur au-dessus du lac à $6 \text{ h } 00$ et à $12 \text{ h } 00$ sont curieusement plus basses que celles sous abri à ST PAUL et, là encore, seules les différences de rugosité permettent une ébauche d'explication de ce phénomène.

L'évaporation est assez élevée ($6,5 \text{ mm.j}^{-1}$), le maximum journalier 3 fois plus important que le minimum nocturne. Grâce à un bilan radiatif abondant, la somme $G+A$ est certes positive ($+255 \text{ J.j}^{-1}$) mais relativement réduite. Le système a donc reçu de l'énergie extérieure, beaucoup plus certainement sous une forme advective puisque l'examen des températures de surface semble montrer que le lac a lui-même accumulé de l'énergie.

TABLEAU n° 111 : BILAN ENERGETIQUE FIN DU 2.11.75

2/11/75	T 2	T _{0,2}	T _{LAC}	E2	E _{0,2}	E _{WLAC}	$\beta_2.S$	$\beta_0,2.S$	$\beta_2,0,2$	UZABRI	ΔE_{LAC}	LE	RN	RG	Rd	aRG	L†	Ra BRUNT	Ra(†-a†) BILAN	G+A
0																				
1	21,2	20,5	26,2	15,8	16,9	33,9	0,181	0,219	-0,409	0,25	18,1	- 43	- 40	0	0	0	-158	123	118	+ 91
2	19,8	19,6	26,2	17,1	17,9	33,9	0,246	0,267	-0,198	0,25	16,8	- 41	- 41	0	0	0	-158	122	117	+ 92
3	19,3	19,2	26,2	17,2	17,8	33,9	0,267	0,284	-0,192	0,31	16,7	- 43	- 41	0	0	0	-158	121	117	+ 96
4	18,7	18,6	26,2	17,1	17,5	33,9	0,290	0,300	-0,100	0,22	16,8	- 40	- 42	0	0	0	-158	120	116	+ 94
5	18,1	18,1	26,2	17,5	17,7	33,9	0,318	0,324	0,000	0,17	15,1	- 36	- 43	0	0	0	-158	119	115	+ 91
6	17,1	17,1	26,2	14,9	15,5	33,9	0,309	0,323	-0,092	0,47	19,0	- 51	- 44	0	0	0	-158	115	114	+111
7	18,0	17,7	26,1	13,9	15,0	33,7	0,264	0,290	-0,167	0,14	19,9	- 42	- 38	32	6	- 6	-158	116	94	+ 91
8	21,8	20,9	26,3	13,6	15,2	34,2	0,142	0,184	-0,360	0,14	20,6	- 43	+ 16	115	39	-17	-158	122	77	+ 33
9	26,3	25,0	26,8	13,0	14,0	35,1	0,015	0,057	-0,914	1,39	22,1	- 77	117	205	65	-17	-159	128	88	- 39
10	29,0	27,8	27,0	11,0	11,5	35,8	-0,049	-0,019	-1,325	3,00	24,8	-115	205	279	83	-21	-160	130	107	- 96
11	31,1	30,0	27,5	11,5	12,2	36,6	-0,095	-0,061	-1,274	3,39	25,1	-123	266	329	83	-21	-161	135	118	-155
12	32,3	30,8	27,7	11,6	12,3	37,1	-0,116	-0,079	-1,394	2,86	25,6	-115	299	354	77	-21	-161	137	127	-198
13	33,0	31,2	28,2	12,0	12,8	38,1	-0,119	-0,077	-1,347	2,28	26,2	-105	295	342	80	-24	-162	139	139	-203
14	33,3	31,5	28,6	11,9	13,6	39,0	-0,113	-0,073	-0,745	2,47	27,1	-112	268	315	70	-25	-163	139	141	-166
15	33,7	31,8	28,7	12,3	13,6	39,2	-0,122	-0,080	-0,966	2,17	26,9	-105	216	255	66	-23	-163	141	147	-124
16	33,9	32,0	28,5	12,6	14,0	38,9	-0,132	-0,090	-0,981	1,92	26,4	- 98	114	180	56	-21	-163	141	148	- 29
17	33,4	31,3	28,2	12,9	14,8	38,2	-0,134	-0,087	-0,724	1,58	25,3	- 88	59	91	41	-15	-162	141	146	+ 18
18	30,6	28,5	27,8	15,8	18,1	37,3	-0,078	-0,014	-0,604	0,56	21,5	- 57	- 21	16	10	- 3	-161	139	127	+ 73
19	27,2	25,5	27,5	19,5	20,9	36,7	0,012	0,084	-1,042	0,42	17,2	- 46	- 36	0	0	0	-161	137	125	+ 82
20	26,0	24,7	27,5	19,8	20,1	36,6	0,061	0,113	-2,686	0,31	16,9	- 43	- 36	0	0	0	-161	135	125	+ 82
21	25,3	23,6	27,5	18,9	19,4	36,7	0,082	0,146	-2,257	0,08	17,7	- 37	- 36	0	0	0	-161	133	125	+ 76
22	24,7	23,2	27,6	18,8	19,3	36,8	0,103	0,164	-2,441	0,11	18,8	- 39	- 36	0	0	0	-161	131	125	+ 79
23	24,3	22,9	27,3	17,9	18,4	36,3	0,107	0,160	-1,519	0,06	18,4	- 37	- 36	0	0	0	-160	130	124	+77
24	23,9	22,7	27,3	17,1	17,5	36,2	0,115	0,161	-2,639	0,11	19,1	- 40	- 36	0	0	0	-160	129	124	+ 81
	25,9	24,8	27,2	15,1	16,1	36,1	0,065	0,104	-1,007	1,03	20,92	-1579	1359	2513	684	-214	-3844	3122	2904	+255

02-11-75



Graphe n° 81

4.4.2.1.7. Le 4 Janvier 1976 - Tableau n° 112 et graphe n° 82

Cette journée est caractéristique d'une période beaucoup plus fraîche de la saison sèche avec un ensoleillement considérablement réduit par la brume sèche ($R_N = 763 \text{ J.j}^{-1}$ et $R_G = 1337 \text{ J.j}^{-1}$). Le maximum de température, 30°C , est modeste. La température superficielle du lac est peu élevée (22 à 24°C) et presque toujours inférieure à celle de l'air, sauf une brève partie de la nuit. La pression de vapeur d'eau au-dessus du lac est anormalement élevée, aussi le gradient de pression de vapeur d'eau n'est-il guère important, ce qui, allié à de faibles vitesses de vent essentiellement diurnes, entraîne une évaporation modeste ($4,0 \text{ mm.j}^{-1}$).

$\beta 2.S$ et $\beta 0,2.S$ sont négatifs toute la journée et une partie de la nuit ($\beta 2.S$ atteint $-0,38$ en cours de journée). $\beta 0,2.2$ est, quant à lui, systématiquement négatif, d'où l'inversion thermique habituelle en cours de nuit.

Le profil de température en cours de journée est régulier aussi bien sur le lac que sur les rives, au moins en début de journée. Ainsi les basses couches de l'atmosphère paraissent en état de stabilité au-dessus du lac où persiste un panache d'air humide que ne peuvent chasser les faibles vitesses de vent.

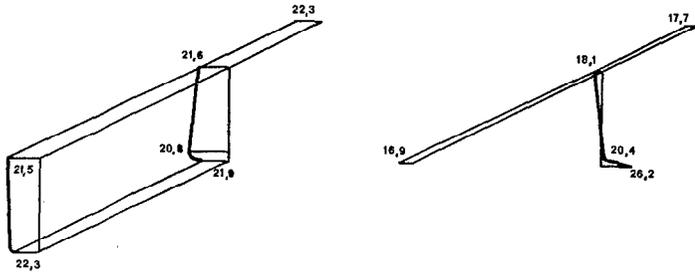
La comparaison de pressions de vapeur d'eau au-dessus du lac et aux stations de ST PAUL et KONGOUSSI en témoigne : à 12 h , $17,2 \text{ mb}$ à l'évapotron contre $12,4$ à ST PAUL et $17,3$ à KONGOUSSI ; à 18 h $21,5 \text{ mb}$ à l'évapotron contre $18,0$ à ST PAUL et $18,7$ à KONGOUSSI.

Compte tenu de la faible importance de l'évaporation le système évaporant fait néanmoins faiblement appel à un apport extérieur d'énergie et la somme $G+A = +68 \text{ J.j}^{-1}$ reste modeste.

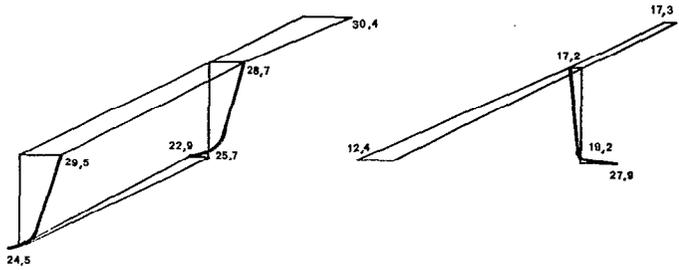
TABLEAU n° 112 : BILAN ENERGETIQUE FIN DU 4.1.76

4/1/76	T 2	TO,2	TLAC	E2	EO,2	EWLAC	$\beta 2 S$	$\beta 0,2S$	$\beta 2,0,2$	UZABRI	$\Delta ELAC$	LE	RN	RG	Rd	aRG	L†	Ra BRUNT	Re(1-a*) BILAN	G+A
0	20,4	20,4	22,2	17,9	19,8	26,6	0,133	0,169	-0,097	0,1	8,8	-25	-19	0	0	0	-149	123	130	+ 47
1	19,8	19,1	22,0	15,9	17,8	26,4	0,139	0,219	-0,216	0,3	10,5	-33	-19	0	0	0	-149	120	130	+ 57
2	22,2	21,0	22,0	12,9	15,1	26,4	-0,010	0,059	-0,348	0,6	13,5	-44	-19	0	0	0	-149	121	130	+ 53
3	22,2	21,6	21,9	14,7	18,9	26,3	-0,011	0,014	-0,044	0,3	11,6	-35	-19	0	0	0	-149	123	130	+ 54
4	22,6	20,8	21,9	14,8	18,0	26,2	-0,036	0,087	-0,428	0,3	11,5	-35	-19	0	0	0	-149	124	130	+ 53
5	22,2	20,9	21,9	16,9	19,9	26,3	-0,013	0,112	-0,286	0,4	9,4	-33	-19	0	0	0	-149	125	130	+ 52
6	21,6	20,8	21,9	18,1	20,4	26,2	0,022	0,113	-0,262	0,5	8,0	-31	-14	3	3	-3	-149	126	135	+ 44
7	22,0	21,4	21,9	18,9	20,7	26,2	-0,014	0,054	-0,248	0,5	7,2	-30	+22	35	32	-5	-149	127	141	+ 8
8	23,7	22,5	22,1	19,3	20,9	26,6	-0,144	-0,049	-0,491	2,3	7,2	-51	76	101	80	-8	-149	130	132	- 32
9	24,4	23,0	22,3	19,6	20,9	26,8	-0,195	-0,083	-0,931	2,8	7,2	-56	94	112	95	-7	-150	132	139	- 49
10	25,1	23,1	22,4	19,8	20,0	27,1	-0,240	-0,061	-0,707	2,4	7,3	-52	89	140	148	-7	-150	132	106	- 49.
11	26,8	23,8	22,8	18,9	19,5	27,8	-0,289	-0,076	-1,910	1,9	8,9	-52	107	150	139	-7	-151	135	115	- 70
12	28,7	25,7	22,9	17,2	19,2	27,9	-0,348	-0,205	-1,937	2,8	10,7	-68	200	255	70	-10	-151	136	106	-156
13	29,9	26,4	23,3	16,5	18,5	28,6	-0,355	-0,205	-1,329	2,6	12,1	-70	239	242	68	-10	-152	139	159	-194
14	30,0	26,4	23,3	17,0	19,3	28,5	-0,379	-0,219	-1,067	2,1	11,5	-62	114	131	83	-8	-152	139	143	- 76
15	29,4	27,1	23,4	17,5	19,7	28,6	-0,351	-0,270	-0,545	1,6	11,2	-54	104	125	59	-10	-152	139	141	- 69
16	28,0	27,8	23,6	19,1	19,0	29,0	-0,289	-0,279	-0,406	1,0	9,9	-43	4	42	23	-3	-153	138	117	+ 27
17	26,1	25,6	24,3	21,9	22,8	30,2	-0,141	-0,119	-0,576	0,9	8,3	-38	-20	1	1	-1	-154	137	134	+ 53
18	25,1	24,3	23,9	21,5	25,0	29,6	-0,097	-0,061	-0,148	0,5	8,0	-31	-23	0	0	0	-153	135	130	+ 51
19	24,5	23,4	23,4	21,4	23,7	28,7	-0,100	0,002	-0,355	0,2	7,3	-25	-23	0	0	0	-152	134	129	+ 46
20	23,4	22,8	23,4	21,4	23,0	28,7	0,000	0,064	-0,234	0,2	7,3	-25	-23	0	0	0	-152	131	129	+ 48
21	22,7	22,2	23,2	21,8	22,8	28,3	0,051	0,115	-0,407	0,3	6,6	-26	-23	0	0	0	-152	131	129	+ 50
22	22,6	21,9	23,0	19,5	21,6	28,0	0,324	0,100	-0,219	0,5	8,6	-33	-23	0	0	0	-151	129	128	+ 57
23	22,1	21,4	23,0	18,8	20,1	28,0	0,067	0,133	-0,366	0,2	9,2	-28	-23	0	0	0	-151	127	128	+ 53
24	24,4	23,1	22,7	18,4	20,3	27,6	-0,109	-0,016	-0,483	1,05	9,24	-878	763	1337	801	-79	-3616	3133	3121	+ 58

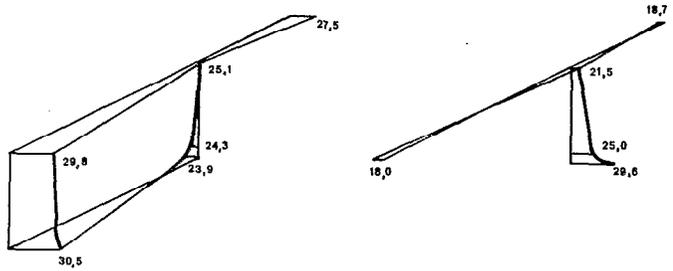
04-01-76



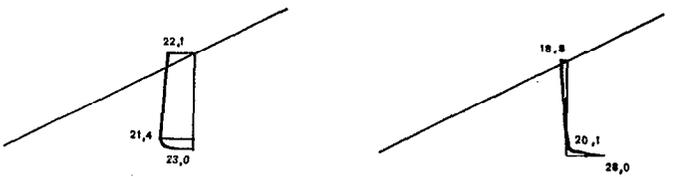
6h



12h



18h

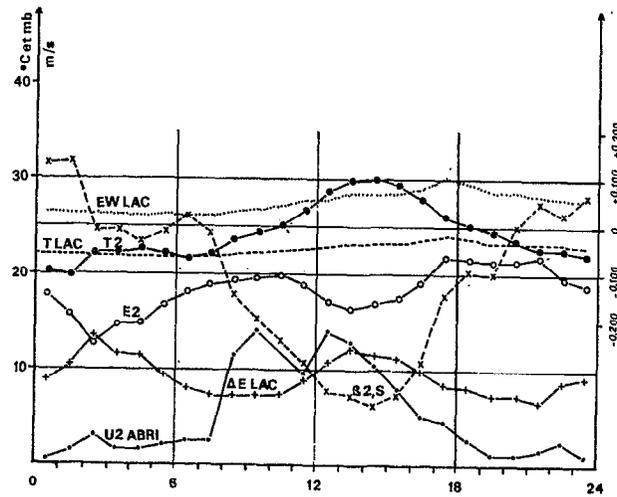
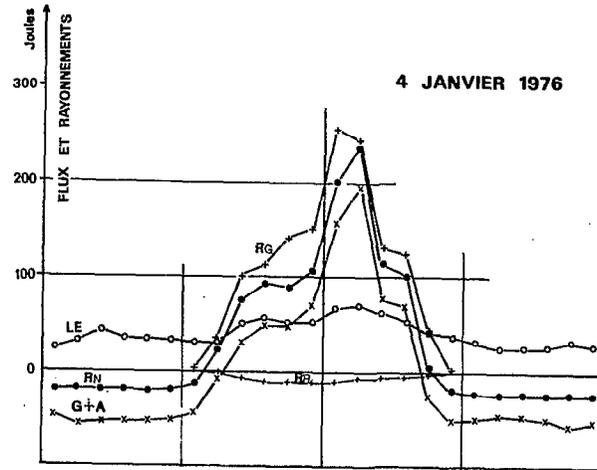


24h

TEMPERATURES

PRESSIONS VAPEUR

↑ ST PAUL ↑ BAM ↑ LAC ↑ KONGOUSSI
 ↑ ST PAUL ↑ BAM ↑ LAC ↑ ST PAUL



Graphe n° 82

4.4.2.2. Synthèse des observations précédentes

L'examen approfondi de ces 7 journées, retenues comme représentatives des diverses situations climatiques du lac de BAM, confirme bien qu'il est possible de les classer en trois situations climatiques "type", dotées chacune d'une amplitude plus ou moins contrastée de variations propres. Ces situations climatiques type peuvent être décrites par un éventail des valeurs de leurs principales caractéristiques climatologiques, notamment par les profils de températures et d'humidités au-dessus du lac, mais aussi par la présence ou l'absence d'advection latérale et une définition de l'état de stabilité ou d'instabilité atmosphérique des couches d'air surplombant ou jouxtant le lac, cela dans les cas diurne et nocturne, le plus souvent très nettement différenciés.

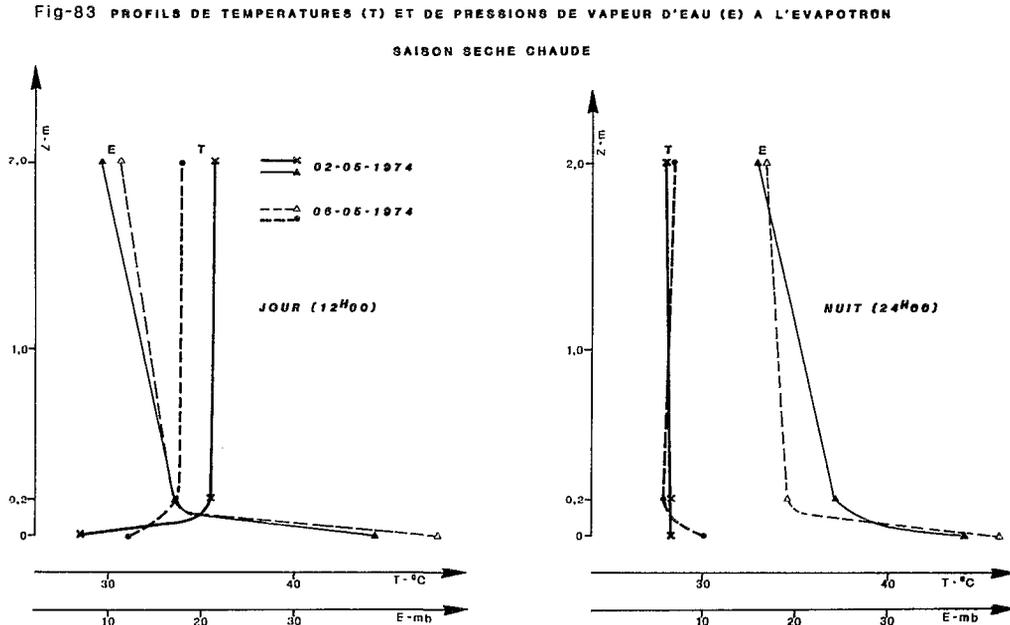
Nous allons donc nous attacher à définir chacune de ces trois familles de situations climatiques types

4.4.2.2.1. La saison sèche chaude

La décade représentative choisie est celle du 1 au 10 mai 1974.

En valeurs moyennes journalières, les températures de l'air sont élevées (>30°C) et toujours supérieures de 1 à 2°C à celles de la surface du lac. Le gradient de pression de vapeur d'eau est toujours important (20 à 30 mb), provoqué autant par les fortes températures superficielles de l'eau que par les faibles pressions de vapeur d'eau de l'air ambiant. La vitesse du vent est élevée (1,5 à 2,5 ms⁻¹). Le rayonnement net est très élevé (1300 à 2000 J.j⁻¹). L'eau est relativement propre, l'albedo conserve donc de faibles valeurs. Le coefficient de BOWEN est le plus souvent négatif (-0,075 < β < 0,02).

L'examen des valeurs moyennes horaires des températures et des pressions de vapeur d'eau, fait dans les paragraphes précédents 4.4.2.1.1. et 4.4.2.1.2., montre des comportements diurne et nocturne parfaitement représentatifs des journées que domine cette situation climatique :



Le jour est caractérisé par des profils (graphe n°83) de températures typiques d'une stabilité atmosphérique relative établie rapidement au-dessus du lac grâce à des températures superficielles qui restent relativement fraîches, a contrario des couches d'air au-dessus des rives, que des températures superficielles de sol très importantes maintiennent dans un état d'extrême instabilité. Les fortes vitesses du vent sont à l'origine de cette rapide stabilisation de l'atmosphère dominant le lac, mais aussi des profils de températures particulièrement plats qui l'accompagnent, en contraste avec les profils de pression de vapeur d'eau, écrasés, qui traduisent une évaporation particulièrement soutenue. Ces journées se singularisent aussi par un apport calorifique advectif très significatif.

La nuit présente des profils de températures également pratiquement plats, puisque la température de l'eau voisine celle de l'air ou lui est même légèrement supérieure, induisant alors l'apparition d'un niveau d'inversion thermique au voi-

sinage de la surface de l'eau, séparant des couches minces inférieures instables du reste des couches atmosphériques plus stables. Nous avons attribué ce phénomène, que nous retrouverons dominant dans une autre situation-type, à une réaction de stabilisation des couches de la basse atmosphère, suite à l'apparition de températures superficielles de l'eau du lac supérieures à celles de l'air dominant, réaction permise par la chute nocturne des vitesses de vent qui permet la mise en place d'un "coin" d'air humide surplombant le lac. Ainsi l'existence d'un niveau d'inversion du profil de températures nocturne s'observerait, semble-t-il, systématiquement lorsque s'établirait un profil stable en cours de journée, qui se refroidirait globalement jusqu'à devenir inférieur à la température de surface, déterminant ce niveau d'inversion. Alors que la simple comparaison de la température à 2 m et de la température superficielle pourrait laisser croire à un profil instable, la prise en compte du niveau 0,2 m indique au contraire la coexistence d'une couche inférieure instable de faible épaisseur, coincée sous une couche d'air stable, relativement plus humide qu'en cours de journée ou qu'au-dessus des sols environnants.

Les faibles vitesses de vent font que l'advection lors de cette phase nocturne, reste probablement modeste, excepté lors des coups de vent susceptibles de renouveler brutalement tout ou partie du "coin" d'air humide surplombant le lac.

On caractérisera en résumé cette situation climatique par des températures de l'air et de l'eau élevées, une forte évaporation diurne et nocturne et donc des vitesses de vent et une advection latérale également soutenues. Néanmoins, alors que l'instabilité atmosphérique, surtout diurne, est très importante sur les sols alentour, la basse atmosphère surplombant le lac reste remarquablement stable en cours de journée et même en période nocturne, grâce à l'éventuelle mise en place du niveau d'inversion thermique précité.

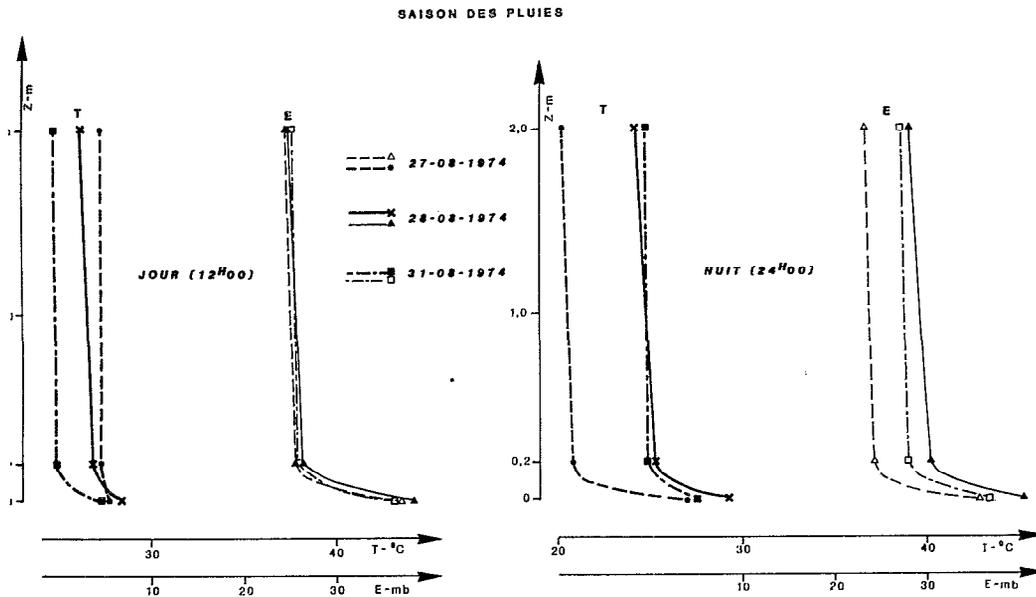
4.4.2.2. La saison des pluies ou "hivernage"

La période représentative est celle du 27 au 31 août 1975.

En ce qui concerne d'abord les valeurs moyennes journalières on constate que la température de l'air (~25°C) reste systématiquement très nettement inférieure à la température superficielle du lac (~28°C) de plusieurs degrés. Les pressions de vapeur d'eau de l'air (~25 mb) restent fortes, induisant des gradients de pressions de vapeur d'eau médiocres (10 à 12 mb). Les vitesses de vent (~1,5 m.s-1) restent également très moyennes en dehors des épisodes orageux. Les valeurs prises pour le rayonnement net sont aussi très modestes (~1300 J.j-1) et la couleur de l'eau très chargée en sédiments conduit à des albedo très élevés (>10%). L'évaporation résultante reste très faible, voisine des plus mauvaises performances annuelles (~5 mm.j-1). Le rapport de BOWEN β est systématiquement positif, autour de 0,20.

Les profils moyens horaires types (graphe n°84) de températures et de pressions de vapeur d'eau sont très comparables de jour comme de nuit, et il n'est plus possible de différencier par leurs seules formes les profils diurnes et nocturnes.

Fig-84 PROFILS DE TEMPERATURES (T) ET DE PRESSIONS DE VAPEUR D'EAU (E) A L'EVAPOTRON



Les profils thermiques restent remarquablement plats entre les niveaux 0,2 et 2 m, témoins d'une couche d'air faiblement instable dominant une tranche d'air superficielle du lac, plus épaisse, beaucoup plus instable de jour et surtout de nuit, caractérisée donc par un important gradient thermique.

Les profils de pression de vapeur d'eau sont aussi particulièrement plats, interprètes, de nuit comme de jour, d'un flux évaporatoire médiocre.

L'advection latérale est certainement très réduite, les différences de températures entre le lac et son environnement et d'humidité des couches d'air correspondantes étant à cette période à leurs plus bas niveaux.

En dehors des épisodes pluvieux, cette situation climatique se caractérise donc par des températures de l'air relativement fraîches, toujours inférieures aux températures de l'eau du lac, et par des humidités atmosphériques relativement importantes pour ces latitudes sahéliennes. Les basses couches atmosphériques, relativement fraîches, sont alors au contact d'une surface nettement plus chaude et sont le siège d'une instabilité intense, aussi bien en phase diurne qu'en phase nocturne. Les valeurs de l'évaporation sont modestes, parmi les plus faibles à l'échelle annuelle.

Durant les épisodes pluvieux, souvent brefs et brutaux, la température de l'air s'effondre (jusqu'à 15 à 18°C), pendant que s'accroissent considérablement les pressions de vapeur d'eau qui deviennent saturantes et que cesse pratiquement toute évaporation.

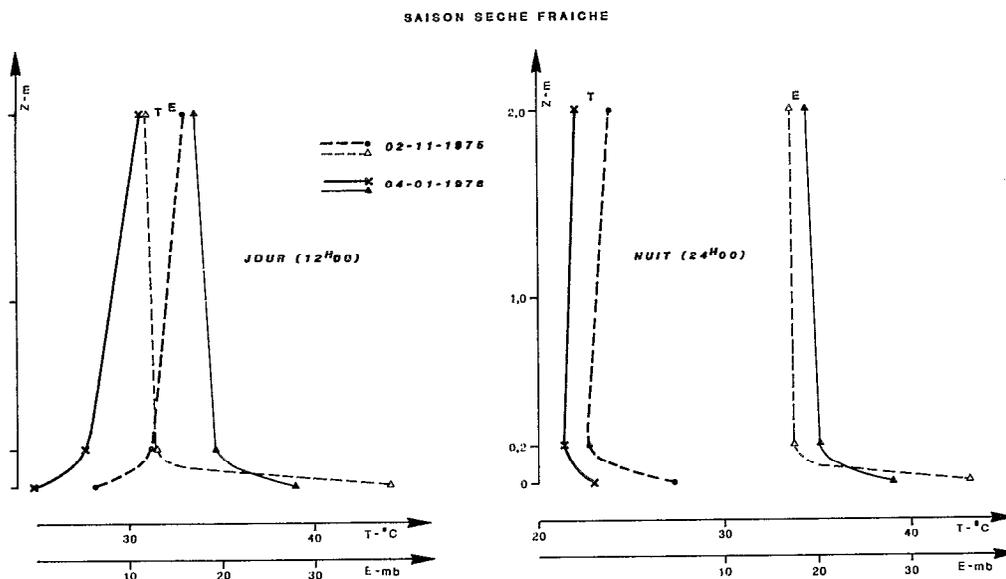
4.4.2.2.3. La saison sèche "fraîche"

Cette appellation recouvre en fait une très longue période qui sépare la fin de l'hivernage (octobre) du début de la saison sèche chaude (mars). Les trois décades représentatives sont celles du 1 au 10 novembre 1975, du 1 au 10 décembre 1975 et du 27 décembre 1975 au 5 janvier 1976. Il est cependant possible de dégager une synthèse suffisamment homogène de ces situations climatiques évoluant pourtant sur une longue période.

Au plan des valeurs moyennes journalières, les températures journalières s'abaissent progressivement (de 26°C en novembre à 22°C en janvier), et restent presque toujours légèrement inférieures à celles de la surface du lac. Les pressions de vapeur d'eau diminuent elles aussi progressivement (15 à 10 mb) alors que la vitesse du vent (~1,0 m.s-1) et rayonnement net (1300 à 900 J.j-1) restent très modestes. La couleur de l'eau du lac s'éclaircit rapidement et l'albedo atteint vite des valeurs caractéristiques de l'eau propre (5 à 7%). Le rapport de BOWEN, β , conserve des valeurs légèrement positives, oscillant entre 0 et 0,08. Les évaporations sont donc très réduites et atteignent en décembre-janvier les plus faibles valeurs annuelles (moins de 5 mm.j-1).

Comme pour la saison sèche chaude qui lui succède, la saison sèche fraîche montre des profils de températures et d'humidité (graphe n°85) témoins de comportements diurnes et nocturnes extrêmement contrastés.

Fig-85 PROFILS DE TEMPERATURES (T) ET DE PRESSIONS DE VAPEUR D'EAU (E) A L'EVAPOTRON



Durant la journée le profil de température fait état d'une stabilité permanente, qui se traduit par des profils thermiques beaucoup plus évasés qu'en saison chaude; le gradient thermique entre les niveaux 0,2 et 2 m est notamment beaucoup plus important, traduisant une stabilité beaucoup plus forte. Il faut dire que l'instabilité diurne régnant sur les berges est bien moins marquée que celle de saison sèche chaude. Les profils de pression de vapeur d'eau entre ces deux mêmes niveaux sont par contre beaucoup plus faibles et plats qu'en saison chaude, caractéristiques aussi d'une évaporation bien moindre. L'advection diurne, quoique évidemment bien inférieure à celle de saison sèche chaude, joue néanmoins un rôle considérable, compte tenu des faibles niveaux d'échanges énergétiques.

La nuit, s'observent des inversions dans les profils thermiques que l'on peut qualifier de systématiques. Elles traduisent là encore une stabilisation autonome de la tranche d'air supérieure au niveau d'inversion, alliée à des profils de pression de vapeur d'eau extrêmement plats, significatifs d'une évaporation très limitée malgré une advection qui reste encore notable.

La saison sèche fraîche peut donc être caractérisée par une bonne stabilité diurne des couches d'air surplombant le lac, stabilité qui se conserve en phase nocturne, malgré des températures supérieures de la surface du lac, grâce à l'établissement d'un niveau d'inversion thermique systématique. Cette bonne stabilité diurne de la basse atmosphère, qui s'observe aussi sur les sols environnants, souvent plus froids que l'air, caractérise cette période climatique. L'advection latérale reste importante, surtout en cours de journée, sans atteindre bien sûr l'intensité de l'advection de la saison sèche chaude.

Ainsi l'examen détaillé de l'évolution des profils de températures et de pressions de vapeur d'eau de quelques journées-type, caractéristiques de ces trois situations climatiques remarquables (et leurs comparaisons) permet de préciser l'évolution des différents contextes climatiques envisageables et leurs conséquences sur l'évaporation du lac de BAM, représentatif d'une nappe d'eau en zone soudano-sahélienne.

CONCLUSION

5.

CONCLUSION GENERALE

Nous avons donc construit cette "contribution à l'évaluation de l'évaporation en climat tropical sec" en quatre parties d'inégale importance :

- La première, très hydrologique, fournit les bases de données hydro-climatologiques des quatre exemples utilisés, et débouche notamment sur une évaluation des évaporations par bilan hydrologique dans chacun des cas.

- La seconde, théorique, consiste en une présentation des lois de la thermodynamique de la couche limitée de la basse atmosphère, qui régissent les transferts énergétiques qui y règnent, en premier lieu le flux évaporatoire. Cette partie est directement inspirée de l'ouvrage de BRUTSAERT (1982).

- La troisième partie utilise tour à tour, pour les quatre exemples retenus, les possibilités diverses d'approches déterministes ou statistiques qui permettent une estimation de l'évaporation, abordées dans la deuxième partie.

- La quatrième partie, enfin, analyse plus finement, à partir des résultats de l'évapotron du lac de BAM, le phénomène évaporatoire jusqu'à l'échelle journalière et horaire dans certaines situations climatiques types, représentatives des conditions climatologiques de la zone étudiée.

En fait, seules les première, troisième et quatrième parties présentent une contribution vraiment originale à la connaissance en climat tropical sec de l'évaporation, puisque la deuxième partie est une simple compilation de la bibliographie existante, largement inspirée, quant à la présentation générale notamment, du magistral ouvrage récent de BRUTSAERT (1982) "Evaporation into the atmosphere". Mais la finalité de cette étude et le public pas forcément spécialisé en physique de la basse atmosphère auquel elle s'adresse, ont justifié à nos yeux le maintien et la présentation peu académique de cette deuxième partie car la finalité de ce travail reste d'offrir un outil synthétique au chercheur et à l'ingénieur de projet, que préoccupe l'évaporation de nappes d'eau libre, existantes ou à créer, dans des conditions climatiques plus ou moins bien connues, qui n'ont pas toujours la possibilité (ou les délais) d'engager des études nouvelles et des mesures complémentaires. Notre but est bien de leur ouvrir un éventail de possibilités d'évaluations de l'évaporation, adapté à leurs échelles spatiale et temporelle et aux données disponibles.

Aussi voudrions-nous construire cette conclusion générale autour d'une définition du problème "évaporation" tel qu'il se présente à l'ingénieur :

- "nature" spatiale et temporelle de l'évaporation à déterminer (§ 5.1)
- consistance des données disponibles (§ 5.2)
- éventail croisé des réponses méthodologiques, compte tenu des données disponibles et de la nature de l'évaporation investiguée (§ 5.3).

Un dernier paragraphe (5.4) présentera en conclusion les directions de recherches qu'il nous paraîtrait devoir être privilégiées afin d'approfondir notre connaissance de cette caractéristique climatologique primordiale des zones tropicales sahéliennes, l'évaporation, qui, plus encore que la pluviométrie, en est la principale contrainte.

5.1.

Evaluer une évaporation, mais laquelle ?

Lorsque se présente à l'ingénieur un projet prenant en compte l'évaporation, il est indispensable, avant toute autre considération, de définir d'abord ce caractère climatique dans son contexte spécifique d'existence. Cette définition du flux évaporatoire et de son objet ouvre un double champ d'investigation qui se résume à deux problèmes d'échelles, spatiale aussi bien que temporelle.

*Au plan spatial, intervient en premier lieu à l'évidence, la superficie de la nappe évaporante, mais également sa profondeur, sa forme et son orientation par rapport aux vents dominants. L'expérience permet de ranger les surfaces évaporantes en grandes classes de surfaces, auxquelles correspondront autant d'interprétations des interactions entre la nappe évaporante et son environnement :

. 1 à 50 m² :

"bacs et bassins" évaporants, caractérisés par une exacerbation de l'effet "oasis".

. 100 m² à quelques ha :

"petites étendues d'eau naturelle, petites mares et portions de cours de rivière"; les manifestations d'effets de bord sont encore très notables.

. Quelques dizaines d'ha à quelques km²

"mares, étangs et petits lacs"; un microclimat, induit par la nappe évaporante, devient perceptible à l'échelle humaine.

. Plus de 10 km² :

"lacs", l'évaporation est devenue à cette échelle une grandeur physique de signification régionale.

Les méthodologies d'évaluation de l'évaporation, appropriées à chacune de ces classes de surfaces, sont le plus souvent distinctes et les correspondances de l'une à l'autre ne sont pas toujours évidentes.

*Au plan temporel, l'évaporation est une grandeur physique appréhendée sous forme de moyenne. Sa signification et sa représentativité sont d'abord fonction de la durée de la période à laquelle cette moyenne est rapportée :

- moyenne interannuelle,
- moyenne annuelle,
- moyenne mensuelle à décadaire,
- moyenne journalière,
- moyenne horaire,
- valeur instantanée.

La période de référence confère bien aux moyennes une signification particulière appartenant à l'une des deux familles ci-dessous :

. celle des moyennes obtenues sur une période dont l'évaporation est décomposable en évaporations élémentaires constituant une population homogène de variables aléatoires; c'est le cas de l'évaporation interannuelle (moyenne d'évaporations annuelles), d'évaporations mensuelle ou décadaire (moyenne d'évaporations journalières) et des évaporations horaires (moyenne de valeurs plus ou moins instantanées de l'évaporation).

. Celle des moyennes obtenues sur des périodes où l'environnement détermine une évaporation somme d'évaporations élémentaires non homogènes et dont les variations sont prévisibles et non aléatoires. C'est le cas des évaporations annuelles (moyenne de valeurs mensuelles liées par le facteur saisonnier) et des évaporations journalières (moyenne des valeurs horaires, où l'alternance jour/nuit est bien sûr déterminante).

L'interprétation de cette classification est évidente si l'on rappelle que l'évaporation est étroitement liée à l'énergie disponible, à l'humidité de l'air et à la vitesse du vent, trois grandeurs climatologiques qui respectent un cycle composé à deux fréquences de base, l'une journalière induite par l'alternance du jour et de la nuit, l'autre annuelle que rythment les saisons.

5.2. Quelles sont les données de base disponibles ?

D'un projet à un autre, la richesse et la diversité des données de base existantes et réellement utilisables sont naturellement très variables. Selon leur objet, leur complexité et l'utilisation qui en est envisagée, on les classera de la façon suivante :

*Données sur la nappe évaporante elle-même.

. Topographie et géographie :

- Superficie,
- forme et orientation,
- courbe de remplissage.

. Limnimétrie et hydrologie :

- Variations des hauteurs d'eau,
- débits entrant et sortant,
- pluviométrie,
- infiltrations.

. Climatologie locale :

- Profils de températures, de pressions de vapeur d'eau et de vitesses de l'air au-dessus du lac,
- profils de température de l'eau du lac et température superficielle,
- généralisation à l'ensemble du lac des mesures ponctuelles précédentes.

*Données climatologiques régionales (hors influences du lac) en station climatologique de référence.

. Observations météorologiques sous abri (température, pression de vapeur d'eau...),

- . évaporation sur divers bacs évaporatoires ou lysimètres,
- . températures superficielles de l'eau des bacs,
- . durée d'insolation et rayonnements,
- . vitesse et direction du vent.

L'inventaire des données de base disponibles doit être exhaustif et critique quant à la qualité de ces données, car seule une spécification précise de la nature de la surface évaporante et de la qualité de la période de référence d'évaluation de l'évaporation, permet de retenir parmi les données disponibles, celles qu'utiliseront des méthodologies d'évaluation de l'évaporation éventuellement concurrentes, issues des diverses approches théoriques permises.

5.3. Quelle méthodologie choisir pour satisfaire aux questions formulées grâce à 5.1. avec les données disponibles définies en 5.2. ?

Dans un article récent (1982) SEGUIN, BRUNET et PERRIER proposent une revue des méthodologies existantes d'évaluation de l'évaporation et de leurs plus modernes développements. Cet article, qui pourrait servir de trame à ce paragraphe 5.3. distingue les deux échelles classiques du concept d'évaporation :

- l'échelle locale, qui repose sur des mesures ou des estimations ponctuelles, à laquelle est lié le concept d'évaporation réelle.

- l'évaporation régionale, avec pour concept annexe l'évaporation potentielle, qui s'appuie sur une généralisation des mesures ponctuelles précédentes ou sur une approche globalisante et régionale de l'évaporation et de ses manifestations qui en fait une grandeur climatique.

Toutes échelles spatiales et temporelles confondues, on peut alors dresser un inventaire des méthodologies possibles, inventaire qui sera ensuite précisé en définissant leurs domaines de validité, notamment en ce qui concerne les classes de surfaces ou les périodes de références effectives :

- a) Bilans hydrologiques sur petites à grandes surfaces évaporantes.
- b) Mesures directes sur bacs évaporatoires et lysimètres et corrélations correspondantes.
- c) Estimations indirectes à partir des transferts dans la basse atmosphère :
 - 1. méthode des corrélations turbulentes.
 - 2. méthode du bilan énergétique et du rapport de BOWEN.
 - 3. méthode aérodynamique.
 - 4. méthode combinée : bilan énergétique/méthode aérodynamique.
- d) Approches énergétiques :
 - 1. évaporation "à l'équilibre".
 - 2. formule de PRIESTLEY-TAYLOR.
 - 3. formule de PENMAN.
- e) Approches statistiques :
 - 1. corrélations avec des paramètres climatiques, températures et rayonnements.
 - 2. méthode des transferts globaux de masse. Formules de DALTON et dérivées.

Nous allons donc reprendre une à une ces diverses méthodologies susceptibles d'estimer l'évaporation, d'abord à l'échelle locale, puis à l'échelle régionale, pour commenter brièvement leurs capacités à estimer valablement le flux évaporatoire représentatif d'une situation et d'une période données, et leurs facultés de prendre en compte l'advection et l'instabilité atmosphérique.

5.3.1. L'évaporation à l'échelle locale

Ce paragraphe concerne les surfaces évaporantes allant du m^2 à un maximum de quelques ha. L'advection est évidemment à prendre en compte et l'instabilité des couches de la basse atmosphère, déterminée en majeure partie par les conditions superficielles environnantes et leur éventuelle discontinuité avec la surface investiguée, a un effet direct sur le flux évaporatoire.

La première approche envisageable est le bilan hydrique (a), le plus souvent possible sur d'aussi petites surfaces à la seule condition qu'elles existent déjà. Dans le cas contraire on peut se satisfaire de mesures sur bacs évaporatoires (b), de formes et dimensions variées, qui fournissent une estimation de l'évaporation incluant les effets de l'advection latérale et de l'instabilité atmosphérique. Des corrélations entre bacs de dimensions différentes, pourvus ou non d'anneaux de garde, peuvent permettre d'estimer la part de l'advection et donc de prévoir les évaporations réelles des nappes évaporantes à créer grâce à l'utilisation des "coefficients de bacs", coefficients qui intègrent pour diverses conditions climatiques les effets de l'advection et des variations de surfaces évaporantes, à diverses échelles de temps.

Pour permettre une précision suffisante, la période de mesure doit atteindre certains seuils que l'on peut fixer à la journée (exceptionnellement la 1/2 journée) pour les bacs et à la décade ou à la semaine (exceptionnellement la journée) pour les petites nappes évaporantes et leur bilan hydrique. A ce propos il faut noter que la procédure de cette méthodologie fait que les erreurs ne sont pas cumulatives et qu'ainsi plus la période est longue et meilleure sera la précision, aux incertitudes de 2ème ordre près.

Une seconde approche, pour des surfaces évaporantes pré-existances, est celle de la mesure des transferts dynamiques et énergétiques (c) des basses couches atmosphériques appartenant à la "couche limite" surplombant la surface évaporante. Dans cette procédure on mesure des flux ponctuellement, et notamment le flux évaporatoire, en plusieurs niveaux superposés. La précision de ces méthodes, qui extrapolent en fait à quelques m² ou quelques ha des mesures faites sur un profil ponctuel, tient d'abord à la représentativité de cette mesure ponctuelle et donc à l'homogénéité des couches atmosphériques investiguées. On doit a priori notamment veiller à demeurer dans l'épaisseur de la couche limite, ce qui n'est pas toujours évident dans les cas de très fortes advections ou de petites surfaces évaporantes et de fortes discontinuités de rugosité, de température ou d'humidité.

La méthode de corrélation turbulente (C.I.) soulève des problèmes de maintenance technologique considérables et également des questions d'étalonnages très sensibles à la stabilité. Elle suppose des pas de temps de mesure de l'ordre de quelques minutes.

La méthode du rapport de BOWEN est parmi les plus pratiquées et concerne des pas de temps de quelques minutes à une heure. Elle est particulièrement adaptée à une automatisation des mesures. Mais la méthode étendue à des périodes journalière ou mensuelle, repose sur la sommation d'évaporations élémentaires et les erreurs sont donc cumulatives, ce qui réduit d'autant la précision escomptée. Les méthodes aérodynamiques et combinées sont globalement comparables à celle du rapport de BOWEN quant à la précision; mais sont particulièrement sensibles à la stabilité atmosphérique qui conduit à utiliser des paramétrisations différentes selon les cas, pas toujours évidentes à déterminer expérimentalement.

Parce qu'elles s'adressent à des pas de temps différents, ces deux approches doivent être considérées comme étroitement complémentaires. La première permet à l'échelle hebdomadaire, mensuelle et même annuelle, de bonnes estimations de l'évaporation qui pourront être "découpées" en tranches élémentaires de quelques minutes, horaires ou journalières, grâce à cette deuxième approche plus sensible.

5.3.2. L'évaporation à l'échelle régionale

Le fait que cette étude soit restreinte aux seules surfaces évaporantes d'eau libre, permet d'aborder les estimations de l'évaporation à l'échelle régionale sous la forme de celle de grandes nappes d'eau de superficies égales à quelques km² ou plus.

A cette échelle spatiale, la méthode (a) du bilan hydrique n'est, dans le meilleur des cas, applicable qu'aux pas de temps mensuels, voire dans certains cas annuels. Cette méthode n'est néanmoins jamais à négliger car elle fournit des estimations globales qui servent de garde-fou aux méthodes plus sensibles, mais moins précises.

Les corrélations avec les résultats des bacs évaporatoires (b) sont en général aussi très satisfaisantes au pas de temps annuel, ou mieux encore au pas de temps mensuel, avec donc des "coefficients de bacs" mensuels se rapportant aux conditions climatiques de chaque mois considéré. A ce titre les valeurs de ces coefficients définies pour les différents bacs pour l'étude du lac de BAM, OURSI et le lac TCHAD, sont autant de bornes qui jalonnent l'évaluation de l'évaporation dans des cas originaux, mais comparables.

Les méthodes qui s'appuient sur les transferts dynamiques et énergétiques de la basse atmosphère (c) peuvent aussi être régionalisées et extrapolées à de grandes surfaces évaporantes en attribuant ces résultats ponctuels à des surfaces élémentaires, puis en intégrant ces divers résultats au travers d'une modélisation plus ou moins élaborée. Il n'est toutefois pas évident que ces méthodes permettent d'atteindre une précision justifiant les gros investissements qu'elles représentent et surtout que l'on puisse descendre à des pas de temps inférieurs à la journée avec une précision convenable.

L'approche énergétique (d) apparaît au contraire, à cette échelle spatiale, beaucoup mieux adaptée pour des pas de temps allant de la semaine au mois, susceptibles d'être combinés pour constituer des pas de temps annuels, accessibles aussi directement par cette méthodologie. Dans ce contexte le concept d'évaporation à l'équilibre (EEQU) fournit une valeur-plancher de l'évaporation sur grande nappe d'eau libre, atteinte habituellement seulement pendant l'hivernage.

L'utilisation au pas de temps mensuel de l'approche de PRIESTLEY-TAYLOR fournit une bien meilleure estimation des évaporations mensuelles, à condition d'adapter les coefficients mensuels, d'abord pour tenir compte de l'importance des surfaces évaporantes et ensuite de l'advection variable en intensité d'un mois à l'autre. On peut rappeler à ce sujet que la valeur $\alpha_e = 1,26$ de PRIESTLEY-TAYLOR n'est atteinte en valeur annuelle que pour de très grandes surfaces évaporantes (lac TCHAD) et se rapproche plutôt de 1,3 à 1,4 pour des surfaces de quelques km². En valeurs mensuelles les α_e des mois à très forte advection peuvent dépasser 1,7 à 1,8.

L'approche de PENMAN enfin, à condition de choisir des valeurs convenables de l'albedo a et d'introduire dans la formule devant le terme advectif le λ correcteur introduit par RIOU, conduit aux meilleures évaluations de l'évaporation pour des pas de temps hebdomadaires ou mensuels pour lesquels cette méthode est fort bien adaptée. L'extrapolation brutale à des pas de temps annuels ou au contraire journaliers est par contre souvent beaucoup plus hasardeuse.

Encore faut-il, pour utiliser valablement ces méthodes énergétiques, disposer d'estimations du rayonnement RN (et mieux encore du rayonnement disponible) représentatives, ce qui n'est que bien rarement le cas.

Les corrélations obtenues à partir des données de bacs évaporatoires étaient déjà une première approche statistique. Mais il est possible d'établir aussi des corrélations satisfaisantes à l'échelle annuelle et même mensuelle (au moins pour une partie de l'année) avec les températures de l'air, moyennes ou maximales, ou encore avec le rayonnement net ou le rayonnement global. Cette méthodologie ne fournit néanmoins que des estimations à prendre en compte parmi un éventail d'autres approches convergentes.

Plus enrichissantes sont les approches statistiques, dites des transferts globaux de masse, dont la première représentation est la très célèbre formule de DALTON et ses formules dérivées, plus ou moins élaborées, dont on trouve de multiples exemples dans le présent travail. Cette méthode s'emploie aux pas de temps annuel, mensuel, aussi bien que journalier, au prix de quelques précautions dans l'adaptation et le calage des paramètres de cette modélisation certes sommaire. Nous avons vu qu'il était même justifié de l'utiliser pour l'estimation sur des pas de temps horaires avec des résultats vraisemblables.

Cette méthodologie a de plus l'avantage de permettre l'intégration d'observations complémentaires, si elles existent, à divers niveaux de son élaboration (fonction vent des bacs pour la fonction vent de DALTON par exemple).

Nous nous sommes efforcés de résumer dans un dernier tableau n°113 les possibilités et les conditions d'utilisation de cet éventail de méthodologies, tableau synthétique qui s'attache à mettre en évidence les pas de temps d'utilisation de chaque méthodologie.

Tableau n° 113

Représentation synthétique des méthodes possibles pour estimer l'évaporation d'une nappe d'eau libre selon l'échelle spatiale et temporelle.

		instantané	1 heure	1 jour	1 semaine 1 décade	1 mois	1 année	interannuel	ECHELLE TEMPS	§ DU TEXTE
ECHELLE LOCALE 1 m^2 à QUELQUES ha									a	3.1.
									b	2.4.1.
									c	2.4.4. et 4.3.
									d	2.4.2.
									e	2.4.4.
ECHELLE REGIONALE 1 km^2 à 10^6 km^2									f	2.4.4. et 3.2.
									g	2.4.4.
									h	2.4.3., 3.4., 3.5 et 4.2.
									i	1.2.
									j	2.4.5. et 3.1.
								k	2.4.4. et 4.3.	
								l	2.4.2.	
								m	2.4.4. et 3.2.	
								n	2.4.4. et 3.2.	
								o	2.4.4. et 3.3.	
								p	2.4.3., 3.4., 3.5	

a, b, c¹ ... etc. ont les significations du § 5.3.

5.4. PROPOSITION POUR DE NOUVELLES RECHERCHES SUR L'EVAPORATION EN ZONES SECHES

L'intensité de l'évaporation dans la zone sahélienne et son importance économique en fait évidemment un terrain privilégié pour des recherches sur les mécanismes de l'évaporation. Aussi devrait-on envisager un prolongement aux études qui ont fait la matière de ce travail.

Il faudrait pour cela pouvoir reprendre les expérimentations de terrain sur une nappe d'eau libre d'assez vaste étendue (quelques km²), hydrologiquement bien connue, c'est-à-dire en clair dont le bilan hydrologique soit toujours (ou presque) réalisable.

Une station météorologique proche, non perturbée par le lac, donnerait tous les paramètres climatologiques nécessaires, représentatifs du climat régional (abri, bacs évaporatoires, vent, insolation et rayonnement en routine).

Une autre station, sise au milieu du lac, donnerait, en routine également, les mêmes paramètres caractéristiques du microclimat du lac: Un dispositif de type "Evapotron", qui bénéficierait de toutes les améliorations modernes et notamment dans l'acquisition des données, permettrait la caractérisation des profils de vent, de températures et de pressions de vapeur d'eau à partir de plusieurs (4 à 6) niveaux de mesures. Mais, contrairement à ce qui fut tenté (et non réussi), on ne viserait pas un fonctionnement permanent de ce dispositif, mais on se contenterait au contraire d'assurer son fonctionnement pendant quelques décades, judicieusement choisies, représentatives des divers états climatiques régionaux types.

Durant ces périodes de mesures intenses, un personnel abondant s'efforcerait de mesurer tous les paramètres, non seulement partiellement (à l'évapotron), mais aussi avec un second appareillage embarqué qui, sillonnant le lac dans l'axe du vent et transversalement, permettrait de spatialiser les résultats de l'Evapotron.

Un couplage de cet ensemble de mesure avec des résultats de télédétection satellitaire permettrait une véritable régionalisation de ces mesures et de leurs résultats obtenus par application de toutes les méthodes décrites.

BIBLIOGRAPHIE

B I B L I O G R A P H I E

- ADAMS, W.H. (1964).- Transmission de la chaleur - DUNOD - 586 p.
- ANDERSON, R.R. (1954).- Energy-budget studies. Water loss investigations : Lake Hefner Studies, Tech. Report. Prof. Paper 269, Geol. Survey, U.S. Dept. Interior, pp. 71-119.
- ANGSTROM (1961).- Determination of atmospheric turbidity.
- ASSAF G., KESSLER, J. (1976).- Climate and energy exchange in the Gulf of Aqaba (Eilat). Monthly Weat. Rev. 104, 381-385.
- BALDY, Ch. M. (1978).- Utilisation d'une relation simple entre le bac classe A et la formule de Penman pour l'estimation de l'ETP en zone soudano-sahélienne. Annales Agronomiques.
- BAUMGARTNER, A., REICHEL, E. (1975).- The World Water Balance, Elsevier Sci. Publ. Com., Amsterdam and N.Y., 179 pp., 31 maps.
- BEN-ASHER, J. (1981).- Estimating Evapotranspiration from the Sonoita Creek Watershed Near Patagonia, Arizona. Water Research, vol. 17, n° 4, pp. 901-906.
- BILL, R.G., SUTHERLAND, R.A., BARTHOLIC, J.F., CHEN, E. (1978).- Observations of the convective Plume of a Lake under Cold-Air Advective Conditions. Boundary-Layer Meteorology, vol. 14, pp. 543-556.
- BILLON, B. et coll. (1968).- Monographie hydrologique du Chari - ORSTOM 1968.
- BLACKADAR, A.K. (1962).- The vertical distribution of wind and turbulent exchange in a neutral atmosphere. J. Geophys. Res. 67, 3095-3102.
- BOLSENGA, S.J. (1975).- Estimating Energy Budget Components to determine Lake Huron Evaporation. Water Resources Research, vol. 11, n° 5, pp. 661-666.
- BOLZ, H.M. (1949).- Die Abhängigkeit der infraroten Gegenstrahlung von der Bewölkung. Z. Meteorol. 3, 201-203.
- BOUCHARDEAU, A. (1957).- Etudes d'évaporation dans les régions Sahélo-Soudaniennes. AIHS - Assemblée Générale de Toronto.
- BOUCHARDEAU, A. et coll. (1967).- Monographie hydrologique du Logone. ORSTOM.
- BOUCHET, R.J. (1963).- Evapotranspiration réelle et potentielle, signification climatique. General Assembly Berkeley, Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. n° 62, Gentbrugge, Belgium; pp. 134-142.
- BOUCHET, R.J. (1964).- Evaporations réelle et potentielle : facteurs climatiques. L'eau et la production végétale, INRA Ed.
- BOUCHET, R.J. (1960).- Evapotranspiration réelle, évapotranspiration potentielle et production agricole. L'eau et la production végétale - INRA.
- BOULET (1965).- Cartographie au 1/500000 de la Haute-Volta, Feuille Centre-Nord - ORSTOM.
- BRADLEY E.F. (1972).- The influence of thermal stability on a drag coefficient close to the ground. Agric. Meteorol., 9, 183-190.
- BOWEN, I.S. (1926).- The ratio of heat losses by conduction and by evaporation from any water surface. Phys. Rev., 27, 779-787.
- BROCHET, P., GERBIER, N. (1972).- Une méthode pratique de calcul de l'évapotranspiration potentielle - Annales Agronomiques.
- BROWN, G.W. (1969).- Predicting temperatures of small streams. Water Resour. Res., 5, 68-75.
- BRUN, E.A., MARTINOT-LAGARDE, A. (1970).- Mécanique des fluides tome 3 - DUNOD.
- BRUNET-MORET (1967).- Etude des pluies journalières - Haute-Volta - ORSTOM.
- BRUNT, D. (1932).- Notes on radiation in the atmosphere : I. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 58, 389-420.
- BRUTSAERT, W. (1967).- Evaporation from a very small water surface at ground level : three-dimensional turbulent diffusion without convection. J. Geophys. Res. 72, 5631-5639.
- BRUTSAERT, W. (1973).- Similarity functions for turbulence in neutral air above swell. J. Phys. Oceano., 3, 479-482.
- BRUTSAERT, W. (1975).- A theory for local evaporation (or heat transfer) from rough and smooth surfaces at ground level. Water Resour. Res., 11, 543-550.

- BRUTSAERT, W. (1975).- The roughness length for water vapor, sensible heat, and other scalars. *J. Atmosph., Sci.*, 32, 2028-2031.
- BRUTSAERT, W., CHAN, F.K.F. (1978).- Similarity functions D for water vapor in the unstable atmospheric boundary layer. *Boundary-Layer Meteorol.*, 14, 441-456.
- BRUTSAERT, W., STRICKER, H. (1979).- An advection-aridity approach to estimate actual regional evapotranspiration. *Water Resour. Res.*, 15, 443-450.
- BRUTSAERT, W., YEH, G.T. (1970).- A power wind law for turbulent transfer computations. *Water Resour. Res.*, 6, 1387-1391.
- BRUTSAERT, W. (1965).- A model for evaporation as a molecular diffusion process into a turbulent atmosphere. *Journal of Geophysical Research.*, vol. 70, n° 20, pp. 5017-5024.
- BRUTSAERT, W., YEH, G.T. (1970).- Implication of a Type of Empirical Evaporation Formula for Lakes and Pans. *Water Resour. Res.*, vol. 6, n° 4, pp. 1202-1208.
- BRUTSAERT, W., YU, S.L. (1967).- Evaporation from very shallow pans. *Journal of applied meteorology*, vol. 6, pp. 265-270.
- BRUTSAERT, W. (1982).- *Evaporation into the Atmosphere*. D. REIDEL Publishing Comp. LONDON. 299 p.
- BUDYKO, M.I. (1948).- *Evaporation under Natural Conditions*, GIMIZ, Leningrad, English Translation, *Isreal Progr. Sci. Translations*, Jerusalem (1963), 130 p.
- BUDYKO, M.I. (1970).- The water balance of the oceans. Symposium on world water balance, Proc. Reading Sympos. Vol. 1, Internat. Assoc. Sci. Hydrol., Public n° 92, pp. 24-33.
- BULTOT, F., DUPRIEZ, G.L. (1973).- L'évaporation d'un bac d'eau libre, sa signification restreinte. *Journal of Hydrology*, 20, 83-95.
- BUSINGER, J.A., WYNGAARD, J.C., IZUMI, Y., BRADLEY, E.F. (1971).- Flux-profile relationships in the atmospheric surface layer. *J. Atmos. Sci.*, 28, 181-189.
- BUSINGER, J.A., YAGLOM, A.M. (1971).- Introduction to Okuklov's paper on "Turbulence in an atmosphere with a non-uniform temperature", *Boundary-Layer Meteorol.*, 2, 3-6.
- BUSINGER, J.A. (1966).- Transfer of momentum and heat in the planetary boundary layer. Proc. Symp. Arctic Heat Budget and Atmos. Circulation. RAND Corp. RM-5233-NSF, pp. 305-332.
- CADIER, E. (1981).- *Etude du Riacho do Navio - ORSTOM - SUDENE - Recife*.
- CAMPBELL, A.P. (1973).- The effect to stability on evaporation rates measured by the energy balance method. *Agricultural Meteorology*, vol. 11, pp. 261-267.
- CHARNOCK, H. (1955).- Wind Stress on a water surface. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, 81, 639-640.
- CHARNOCK, H. (1958).- A note on empirical wind-wave formulae. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 84, 443-447.
- CHARTIER, R. (1968).- *Etude du bilan énergétique à Brazzaville*. Cahiers de l'ORSTOM n° 4 - Hydrologie.
- CHENG, I.M., BRUTSAERT, W. (1972).- Wave effect and eddy diffusivity in the air near a water surface. *Water Resources Research*, préprint.
- CHOURET, A. et coll. (1974).- Les effets de la sécheresse actuelle en Afrique sur le niveau du lac Tchad. Cahiers de l'ORSTOM, Hydrologie, vol. XI, n° 1.
- CLARKE, R.H., DYER, A.J., BROOK, R.R., REID, D.G., TROUP, A.J. (1971).- The Wangara experiment : boundary layer data. Techn. Paper n° 19, div. Meteor. Physics., CSIRO, Australia.
- CLAUDE et coll. (1978 à 1981).- Observations climatologiques à la station de JALAFANKA : Mare d'Oursi - Années 1976-77-78-79-80. ORSTOM Ouagadougou.
- COANTIC, M., SEGUIN, B. (1970).- On the interaction of turbulent and radiative transfers in the surface layer. *Boundary-Layer Meteorology*.
- COLEMAN, G. (1976).- Sensitivity and Model Variance Analysis Applied to Some Evapotranspiration Models. *Water Resources Research*, vol. 12, n° 5, pp. 873-879.
- COLLINET, J., LAFFORGUE, A. et coll. (1975-1979).- Mesures de ruissellement et d'érosion sous pluies simulées pour quelques types de sols de Haute-Volta. ORSTOM Adiopodoumé.
- CRAWFORD, T.V. (1965).- Moisture transfer in free and forced convection. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 91, 18-27.
- CROW, F.R., HOTTMAN, S.D. (1973).- Network density of temperature profile stations and its influence on the accuracy of lake evaporation calculations. *Water Resour. Res.*, 9, 895-899.
- CRUFF, R.W., THOMPSON, T.H. (1967).- A comparison of Methods of Estimating Potential Evapotranspiration from climatological Data in Arid and Subhumid Environments. *Geo. Surv. Water-Supply*, 1967, Pap 1839-M, U.S.G.P.O., WASHINGTON, p. M5-M28.

- CSANADY, G.T. (1974).- The Roughness of the sea surface in light winds. *Journal of Geophysical Research.*, vol. 79, n° 18, pp. 2747-2751.
- CUMINGS, N.W., RICHARDSON, B. (1927).- Evaporation from lakes. *Phys. Rev.*, 30, pp. 527-534.
- DAVIDSON, K.L. (1974).- Observational results on the influence of stability and wind-wave coupling on momentum transfer and turbulent fluctuations over ocean waves. *Boundary-Layer Meteorol.*, 6, 305-331.
- DAVIES, J.A. (1965).- Estimation of insolation for West Africa. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 91, 359-363.
- DAVIES, J.A., ROBINSON, P.J. and NUNEZ M. (1971).- Field determinations of surface emissivity and temperature for Lake Ontario. *J. Appl. Meteorol.*, 10, 811-819.
- DE BRUIN, H.A.R. (1978).- A simple model for shallow lake evaporation. *J. Appl. Meteorol.*, 17, 1132-1134.
- DE BRUIN, H.A.R., KEIJMAN, J.Q. (1979).- The Priestley-Taylor evaporation model applied to a large shallow lake in the Netherlands. *J. Appl. Meteorol.*, 18, 898-903.
- DEREKI, J.A. (1976).- Heat Storage and Advection in Lake Erié. *Water Resources Research*, vol. 12, n° 6, pp. 1144-1150.
- DEREKI, J.A. (1981).- Operational Estimates of Lake Superior Evaporation Based on I.F.Y.G.L. Findings. *Water Resources Research*, vol. 17, n° 5, pp. 1453-1462.
- DILLEY, A.C. (1974).- An Energy partition evaporation recorder - CSIRO.
- DUNCKEL, M., HASSE, L., KRUGERMEYER, L., SCHIEVER, D., WUCKNITZ, J. (1974).- Turbulent fluxes of momentum, heat and water vapour in the atmospheric surface layer at sea during ATEX. *Boundary-Layer Meteorol.*, 6, 81-106.
- DYER A.J. (1967).- The turbulent transport of heat and water vapour in an unstable atmosphere. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 93, 501-508.
- DYER A.J., CRAWFORD, T.V. (1965).- Observations of the modification on the constant flux layer. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 91, pp. 345-348.
- EDINGER, J.E., DUTTWEILER, D.W., GEYER, J.C. (1968).- The response of water temperatures to meteorological conditions. *Water Resour. Res.*, 4, 1137-1143.
- EDINGER, J.E. (1970).- Vertical temperature structure and water surface heat exchange. *Water Resources Research*, vol. 6, n° 5, pp. 1392-1395.
- EGGERS, K.A., TETZLAFF, G. (1978).- A simple model describing the heat balance of a shallow lake with application to lake Tchad. *Boundary Layer Meteorology*.
- EMMANUEL, C.B. (1975).- Drag and bulk aerodynamic coefficients over shallow water. *Boundary Layer Meteorology*, 8, 465-474.
- FAUCK, R. (1973).- Aptitudes culturales des sols de Haute-Volta, cartographie au 1/500000 - ORSTOM.
- FEBVRE, Cl. (1982).- Modélisation de l'évaporation naturelle sur un salin, choix d'un ensemble représentatif de paramètres. *Mémoire d'ingénieur CNAM, NANCY*.
- FERGUSON, H.L., SCHAEFER, D.G. (1971).- Feasibility studies for the IFYGL atmospheric water balance project. *Proc. 14-th Conf. Great Lakes Res. Intern. Assoc. Great Lakes Res.*, pp. 439-453.
- FORTIN, J.P., SEGUIN, B. (1975).- Estimation de l'ETR régionale à partir de l'ETP locale : utilisation de la relation de Bouchet à différentes échelles de temps. *Ann. Agron.* 26, pp. 537-554.
- FRIEHE, C.A., SCHMITT, K.F. (1976).- Parameterization of air-sea interface fluxes of sensible heat and moisture by the bulk aerodynamic formulas. *J. Phys. Oceanogr.*, 6, 801-809.
- FRITSCHEN, L.J., VAN BAVEL, C.H.M. (1962).- Evaporation from Shallow water and related micrometeorological parameters. *Journal of applied Meteorology*, pp. 407-411.
- GARRATT, J.R., HICKS, B.B. (1973).- Momentum, heat and water vapour transfer to and from natural and artificial surfaces. *Quart. J.R. Met. Soc.*, vol. 99, pp. 680-687.
- GARRATT, J.R. (1977).- Review of drag coefficients over oceans and continents. *Monthly Weath. Rev.*, 105, pp. 915-929.
- GIRARD, G. (1966).- Evaporation d'une nappe d'eau libre dans le bassin du Jaguaribe (Brésil). ORSTOM
- GOUFFE, A. (1968).- Transmission de la chaleur par rayonnement - EYROLLES.
- GRANT, D.R. (1975).- Comparison of evaporation measurements using different methods. *Quart. J.R. Met. Soc.*, vol. 101, pp. 543-550.

- GRISOLLET, H., GUILMET, B., ARLERY, R. (1969).- Climatologie- Méthodes et Pratiques - Gauthiers-Villars.
- HARBECK, G.E. (1966).- Annual variability in lake evaporation. Hydrology of Lakes, IAHS, Publ. 70, 294-303.
- HARBECK, G.E., Jr (1962).- A practical field technique for measuring reservoir evaporation utilizing mass-transfer theory. U.S. Geol. Surv. Prof. Paper. 272-E, pp. 101-105.
- HASSE, L. (1971).- The sea surface temperature deviation and the heat flow at the sea-air interface. Boundary-Layer Meteorology, vol. 1, pp. 368-379.
- HASTENRATH, S., LAMB, P.J. (1978).- Heat budget Atlas of the Tropical Atlantic and Eastern Pacific Oceans, Univ. Wisconsin Press., Madison, 104 pp.
- HICKS, B.B. (1975).- On the limiting surface temperature of exposed water bodies. Journal of geophysical Research, vol. 80, n° 36, pp. 5077-5081.
- HICKS, B.B. (1972).- Some evaluations of drag and bulk transfer coefficients over water bodies of different sizes. Boundary-Layer Meteorol., 3, 201-213.
- HICKS, B.B., DRINKKROW, R.L., GRAUZE, G. (1974).- Drag and bulk transfer coefficients associated with a shallow water surface. Boundary-Layer Meteorol., 6 pp. 287-297.
- HICKS, B.B., DYER, A.J. (1970).- Measurements of eddy-fluxes over the sea from an off-shore oil rig. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 96, pp. 523-528.
- HICKS, B.B., WESELY, M.L., SHEIH, C.M. (1977).- A study of heat transfer processes above a cooling pond. Water Resour. Res., 13, pp. 901-908.
- HOLLAND, J.Z., RASMUSSEN, E.M. (1973).- Measurements of the atmospheric mass, energy, and momentum budgets over a 500-kilometer square of tropical ocean. Monthly Weath. Rev., 101, pp. 44-55.
- HOY, R.D., STEPHENS, S.K. (1979).- Field Study of lake evaporation - Analysis of data from phase 2 storages and summary of phase 1 and phase 2. Austral. Water Resour. Council, Dept. of Nation. Development, Tech. Paper n° 41, 177 pp.
- IBIZA, D. - Mesure de l'évaporation d'un lac en climat sahélien. Lac de BAM. Cahiers de l'ORSTOM. Hydrologie - IX n° 3.
- INRA (1970).- Techniques d'étude des facteurs physiques de la biosphère.
- ITIER, B. (1980).- Une méthode simplifiée pour la mesure du flux de chaleur sensible. Journal de recherches atmosphériques 14 (1), 17-34.
- ITIER, B., PERRIER, A. (1976).- Présentation d'une étude analytique de l'advection. Ann. Agron., 27, 111-140.
- JENSEN, M.E., HAISE, H.R. (1963).- Estimating evapotranspiration from solar radiation. J. Irrig. Drain. Div. Proc. ASCE 89, (IR4), 15-41.
- JERLOV, N.G. (1968).- Optical Oceanography, Elsevier, Amsterdam, 194 pp.
- JIRKA, G.H., WATANABE, M., HURLEY-OCTAVIO, H., CERCO, C.F., HARLEMAN, D.R.F. (1978).- Mathematical predictive models for cooling ponds and lakes ; Part A : Model development and design considerations. Ralph M. Parsons Labor. Rept., n° 238, Dept. Of Civil Eng., MIT, Cambridge, Mass.
- JOBSON, H.E. (1973).- The dissipation of excess heat from water systems. J. Power Div., Proc. ASCE, 99 (PO1), 89-103.
- JOBSON, H.E. (1977).- Bed conduction computation for thermal models. J. Hydraul. Div. Proc. ASCE 103, (HY10), 1213-1217.
- JURY, W.A., TANNER, C.B. (1975).- Advection modification of the Priestley and Taylor evapotranspiration formula. Agronomy Journal, vol. 67, pp. 840-842.
- KAY, J.M. (1964).- Introduction à la mécanique des fluides et la transmission de la chaleur. DUNOD.
- KEIJMAN, J.Q., KOOPMANS, R.W. (1973).- A comparaison of several methods of estimating the evaporation of Lake Flevo. Symp. AIHS Helsinki, Publ. n° 109, pp. 225-232.
- KEIJMAN, J.Q. (1974).- The estimation of the energy balance of a lake from simple weather data. Boundary-Layer Meteorol., 7, 399-407.
- KIMBALL, H.H. (1928).- Amount of solar radiation that reaches the surface of the earth on the land and on the sea, and methods by which it is measured. Monthly Weath. Rev. 56, 393-399.
- KITAYGORODSKIY, S.A. (1969).- Small-scale atmospheric-ocean interactions. Izv. Acad. Sci., U.S.S.R., Atmos. Ocean Phys., 5, 641-649.

- KITAYGORODSKIY, S.A., VOLKOV, Y.A. (1965).- Calculation of turbulent heat and humidity fluxes in an atmospheric layer near a water surface. *Izv. Acad. Sci. U.S.S.R., Atmos. Oceanic Phys.* (Engl. Transl. AGU), 1, 1317-1336.
- KITAYGORODSKIY, S.A., KUZNETSOV, O.A., PANIN, G.N. (1973).- Coefficients of drag, sensible heat and evaporation in the atmosphere over the surface of a sea. *Izv. Acad. Sci. U.S.S.R., Atmos. Oceanic Phys.*, 9, (11) 1135-1141 (English Edn, 644-647).
- KLEIN (1966).- Notes personnelles sur l'hydrogéologie du lac de Bam.
- KOHLER, M.A., PARMELE, L.H. (1967).- Generalized Estimates of Free-Water Evaporation. *Water Resources Research*, vol. 3, n° 4, pp. 997-1005.
- KOHLER, M.A. (1954).- Lake and pan evaporation. Water-loss investigations : Lake Hefner Studies, Tech. Report, Prof. Paper, 269, Geol., Survey, U.S. Dept. Interior, pp. 127-148.
- KONDO, J. (1972).- Applicability of micrometeorological transfer coefficient to estimate the long-period means of fluxes in the air-sea interface. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 50, 570-576.
- KONDO, J. (1975).- Air-sea bulk transfer coefficients in diabatic conditions. *Boundary-Layer Meteorol.*, 9, 91-112.
- KONDO, J. (1976).- Heat balance of the East China Sea during the Air Mass Transformation Experiment. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 54, 382-398.
- KONDO, J. (1977).- Geostrophic drag and the cross-isobar angle of the surface wind in a baroclinic convective boundary layer over the ocean. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 55, 301-311.
- KONDO, J., FUJINAWA, Y. (1972).- Errors in estimation of drag coefficients for sea surface in light winds. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 50, 145-149.
- KONDO, J., SASANO, Y., ISHII, T. (1979).- On wind-driven current and temperature profiles with diurnal period in the ocean planetary boundary layer. *J. Phys. Oceanogr.* 9, 360-372.
- KONSTANTINOV, A.R. (1966).- Evaporation in nature. Israel programm of scientific translations.
- KOZMA, F., TOTH, E. (1975).- Methoden zur Berechnung des Verdunstung des Neusiedler Sees. Springer-Verlag.
- KRISHNAN, A., KUSHWAHA, R.S. (1973).- A multiple regression analysis of evaporation during the growing season of vegetation in the arid zone of India. *Agricultural Meteorology*, vol. 12, pp. 297-307.
- KRUGERMAYER, L., GRUNEWALD, M., DUNCKEL, M. (1978).- The influence of sea waves on the wind profile. *Boundary-Layer Meteorol.*, 14, 403-414.
- KUNTZMANN, J. (1961).- Mathématiques de la physique et de la technique. HERMANN.
- LAKSHMAN, G. (1972).- An aerodynamic formula to compute evaporation from open water surfaces. *Journal of Hydrology*, vol. 15, pp. 209-225.
- LAIKHTMAN, D.L. (1964).- Physics of the Boundary Layer of the Atmosphere, Israel Program for Scientific Transl. Ltd., Jerusalem, 200 pp.
- LANDAU, L.D., LIFSHITZ, E.M. (1959).- Fluid Mechanics, Pergamon Press, London, 536 pp.
- LANG, A.R.G. (1973).- Measurement of evapotranspiration in the presence of advection, by means of a modified energie balance procedure. *Agricultural Meteorology*, vol. 12, pp. 75-81.
- LEAVITT, E. (1975).- Spectral characteristics of surface-layer turbulence over the tropical oceans. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 157-163.
- LEAVITT, E., PAULSON, C.A. (1975).- Statistics of surface-layer turbulence over the tropical ocean. *J. Phys. Oceanogr.*, 5, 143-156.
- LETTAU, H., ZABRANSKY, J. (1968).- Interrelated changes of wind profile structure and Richardson number in air flow from land to inland lakes. *J. Atmosf. Sci.*, 25, 718-728.
- LINACRE, E.T. (1977).- A simple formula for estimating Evaporation Rates in various climates, using temperature data alone. *Agricultural Meteorology*, vol. 18, pp. 409-424.
- LONNQUIST (1954).- Synthetic Formulae.
- LVOVITCH, M.I. (1970).- World water balance. Symposium on world water balance, Proc. Reading Sympos. Vol. II, Inter. Assoc. Sci. Hydrol., Public. n° 93, pp. 401-415.
- LVOVITCH, M.I. (1973).- The global water balance. *Trans. Am. Geophys. Un.*, 54, 28-42. (U.S.-IHD Bulletin n° 23).
- MAGYAR, P., SHAHANE, A.N., THOMAS, D.L., BOCK, P. (1978).- Simulation of the hydrologic cycle using atmospheric water vapor transport data. *J. Hydrol.*, 37, 111-128.
- MAHRINGER, W. (1970).- Verdunstungsstudien am Neusiedler See. *Arch. Meteorol. Geophys. Biobl.* B18, 1-20

- MAKKINK, G.F. (1957).- Ekzameno de la formulo de Penman. *Netherl. J. Agric. Sci.*, 5, 290-305.
- MANGARELLA, P.A., CHAMBERS, A.J., STREET, R.L., HSU, E.Y. (1971).- Energy and mass transfer through an air-water interface. *Tech. Rept.*, n° 134, Dept. of Civil Eng. Stanford Univ. Calif.
- MARCIANO, J.J., HARBECK, G.E. Jr (1954).- Mass-transfer studies. Water-loss investigations : Lake Hefner Studies, *Tech. Report, Prof. Paper 269, Geol., Survey ; U.S. Dept. Interior*, 46-70.
- Mc GAVIN, R.E., UHLENHOPP, P.B., BEAN, B.R. (1971).- Microwave evapotron. *Water Resour. Res.*, 7, 424-428.
- Mc NAUGHTON, K.G. (1976).- Evaporation and advection I : Evaporation from extensive homogeneous surfaces. *Quart. J.R. Met. Soc.*, n° 102, pp. 181-191.
- Mc NAUGHTON, K.G. (1976).- Evaporation and advection II : Evaporation downwind of a boundary separating regions having different surface resistances and available energies. *Quart. J.R. Met. Soc.*, n° 102, pp. 193-202.
- McVEHIL, G.E. (1964).- Wind and temperature profiles near the ground in stable stratification. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 90, 136-146.
- MERLIVAT, L. (1978).- The dependence of bulk evaporation coefficients on air-water interfacial conditions as determined by the isotopic method. *J. Geophys. Res. (Oceans and atmosph.)* 83 (C6), 2977-2980.
- MERLIVAT, L., COANTIC, M. (1975).- Study of mass transfer at the air-water interface by an isotopic method. *J. Geophys. Res.*, 80, 3455-3464.
- MONIN, A.S., OBUKHOV, A.M. (1954).- Basic laws of turbulent mixing in the ground layer of the atmosphere. *Tr. Geofiz. Instit. Akad. Nauk, S.S.S.R.*, n° 24 (151), pp. 163-187 (German translation (1958). *Sammelband zur Statistischen Theorie der Turbulenz*. H. GOERING (ed.) Akademie Verlag, Berlin, 228 p.
- MONIN, A.S., YAGLOM, A.M. (1971).- *Statistical Fluid Mechanics of Turbulence, Vol. 1*, The MIT Press, Cambridge, Mass., 769 p.
- MONTENY, B.A., LHOMME, J.P. (1980).- *Eléments de Bioclimatologie - ORSTOM Adiopodoumé*.
- MONTGOMERY, R.B. (1940).- Observations of vertical humidity distribution above the ocean surface and their relation to evaporation. *MIT Woods Hole Oceanogr. Instn., Pap. Phys. Oceanog. Meteorol.* 7 (4), 30 p.
- MORTON, F.I. (1975).- Estimating evaporation and transpiration from climatological observations. *J. Appl. Meteorol.*, 14, 488-497.
- MORTON, F.I. (1969).- Potential evaporation as a manifestation of regional evaporation. *Water Resour. Res.*, 5, 1244-1255.
- MORTON, F.I. (1978).- Estimating evapotranspiration from potential evaporation : Practicality of an iconoclastic approach. *Journal of Hydrology*, vol. 38, pp. 1-32.
- MORTON, F.I. (1979).- Climatology estimates of lake evaporation. *Water Resources Research*, vol. 15, n° 1, pp. 64-76.
- MOTHA, R.P., VERMA, S.B., ROSENBERG, N.J. (1979).- Exchange coefficients under sensible heat advection determined by eddy correlation. *Agricultural Meteorology*, vol. 20, pp. 273-280.
- MULLER-GLEWE, J., HINZPETER, H. (1974).- Measurements of the turbulent heat flux over the sea. *Boundary-Layer Meteorol.*, 15, 3-30.
- MUNK, W.H. (1955).- Wind stress on water : an hypothesis. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 81, 320-332.
- MYRUP, L.O., POWELL, T.M., GODDEN, D.A., GOLDMAN, C.R. (1979).- Climatological estimate of the average monthly energy and water budgets of Lake TAHOE, California-Nevada. *Water Resources Research*, vol. 15, n° 6, pp. 1499-1508.
- NEUWIRTH, F. (1974).- Ueber die Brauchbarkeit empirischer Verdunstungsformeln dargestellt am Beispiel des Neusiedler Sees nach Beobachtungen in Seemitte und in Ufernähe. *Arch. Meteorol. Geophys. Biokl.*, Ser. B22, 233-246.
- NIILER, P.P., KRAUS, E.B. (1977).- One-dimensional models of the upper ocean. *In* : E.B. Kraus (ed.). *Modeling and Prediction of the Upper Layers of the Ocean*, Pergamon Press, New York, pp. 143-172.
- NINOMIYA, K. (1972).- Heat and water-vapor budget over the East China Sea in the winter season. *J. Meteorol. Soc. Japan*, 50, 1-17.
- NOUVELOT, J.F., CADIER, E. (1979).- *Bacia Representativa do Riacho do Navio. SUDENE - Recife*.
- NUNEZ, M. DAVIES, J.A., ROBINSON, P.J. (1972).- Surface albedo at a tower site in lake Ontario. *Boundary-Layer Meteorology*, vol. 3, pp. 77-86.
- OBUKHOV, A.M. (1946).- Turbulence in an atmosphere with non-uniform temperature. *Trudy Instit. Teoret. Geofiz : AN-S.S.S.R.*, n° 1 (English Translation : (1971), *Boundary-Layer Meteorol.* 2, 7-29).

- OMAR, M.H., EL-BAKRY, M.M. (1981).- Estimation of evaporation from the lake of the ASWAN High Dam (Lake Nasser) based on measurements over the lake. *Agricultural Meteorology*, vol. 23, pp. 293-308.
- PABST and Partners (1963).- Rapports sur les modifications du radier du lac de Bam.
- PALMEN, E. (1963).- Computation of the evaporation over the Baltic Sea from the flux of water vapor in the atmosphere. *General Assembly Berkeley, Intern. Assoc. Sci. Hydrol., Publ. n° 62, Gentbrugge, Belgium*, pp. 244-252.
- PANOFSKY, H.A. (1963).- Determination of stress from wind and temperature measurements. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.*, 89, 85-93.
- PANOFSKY, H.A. (1973).- "Tower meteorology", in D.A. Haugen, (ed.) *Workshop on Micrometeorology*, Amer. Met. Soc. pp. 151-176.
- PANOFSKY, H.A., PETERSEN, E.L. (1972).- Wind profiles and change of terrain roughness at Riso. *Quart. J. Roy. Meteorology Soc.*, 98, 845-854.
- PAULSON, C.A., LEAVITT, E., FLEAGLE, R.G. (1972).- Air-sea transfer of momentum, heat and water determined from profile measurements during BOMEX. *J. Phys. Oceanog.*, 2, 487-497.
- PAYNE, R.E. (1972).- Albedo of the sea surface. *J. Atmos. Sci.*, 29, 959-970.
- PENMAN, H.L. (1948).- Natural evaporation from open water, bare soil, and grass. *Proc. Roy. Soc. London A* 193, 120-146.
- PERLAT, A. PETIT, M. (1961).- *Mesures en météorologie*. Gauthier-Villars.
- PERRIER, A. (1975).- Etude physique de l'évapotranspiration dans des conditions naturelles. I - Evaporation et bilan d'énergie des surfaces naturelles. *Ann. Agron.* vol. 26, n° 1, pp. 1-18. II - Expressions et paramètres donnant l'évapotranspiration réelle d'une surface "mince". *Ann. Agron.* vol. 26, n° 2, pp. 105-123. III - Evapotranspiration réelle et potentielle des couverts végétaux. *Ann. Agron.*, vol. 26, n° 3, pp. 229-243.
- PERRIN DE BRICHAMBAULT, Ch. (1963).- *Rayonnement solaire et échanges radiatifs naturels*. Gauthier-Villars.
- PETERSON, E.W. (1969).- Modification of mean flow and turbulent energy by a change in surface roughness under conditions of neutral stability. *Quart. J. Roy. Meteorol. Soc.* 95, 561-575.
- PETERSON, E.W. (1972).- Relative importance of terms in the turbulent-energy and momentum equations as applied to the problem of a surface roughness change. *J. Atmos. Sci.*, 29, 1470-1476.
- PEZIN (1953).- *Rapports de mission dans le cercle de OUAHIGOUYA*.
- PHILLIPS, D.W. (1978).- Evaluation of evaporation from Lake Ontario during IFYGL by a modified mass transfer equation. *Water Resour. Res.*, 14, 197-205.
- PHILLIPS, D.W., RASMUSSEN, E.M. (1978).- Lake meteorology panel. *Proc. IFYGL Wrap-up Workshop Oct. 1977, IFYGL Bull. (Spécial) n° 22, 13-26, Nat. Ocean. Atmos. Adm., U.S. Dept. Commerce*.
- PINSACK, A.P., ROGERS, G.K. (1974).- Energy balance of Lake Ontario, *Proc. IFYGL Symposium, 55th Ann. Meet. Amer. Geophys. Un, 86-101, NOAA, U.S. Dept. Commerce, Rockville, MD*.
- PION, CARN (1973).- *Communications personnelles sur l'hydrogéologie du lac de BAM*.
- POND, S., PHELPS, G.T., PAQUIN, J.E., McBEAN, G., STEWART, R.W. (1971).- Measurements of the turbulent fluxes of momentum, moisture and sensible heat over the ocean. *J. Atmos. Sci.*, 28, 901-917.
- POUYAUD, B. (1975).- *Etude du lac de Bam : Le régime hydrologique*. ORSTOM. Ouagadougou.
- POUYAUD, B. (1975).- *Etude du lac de Bam : Description d'une installation pour la mesure continue de l'évaporation d'une nappe d'eau libre*. ORSTOM. Ouagadougou.
- POUYAUD, B. (1976).- *Etude du lac de Bam : Trois années d'observation du vent à la station climatologique de Saint Paul*. ORSTOM. Ouagadougou.
- POUYAUD, B. et coll. (1975 à 1977).- *Etude du lac de Bam : Observations climatologiques aux stations de Saint Paul, Kongoussi et Bam. Années 1973, 74, 75, et 76*. ORSTOM. Ouagadougou.
- POUYAUD, B. (1979).- *Etude de l'évaporation d'un lac en climat soudano-sahélien : le lac de Bam*. *Cahiers ORSTOM, Hydrologie*, vol. XVI, n° 2.
- PRESCOTT, J.A. (1940).- Evaporation from a water surface in relation to solar radiation. *Trans. Roy. Soc. South. Aust.*, 64, 114-125.
- PRIESTLEY, C.H.B. (1960).- A determinant hypothesis for the superadiabatic wind and temperature profiles. *Quart. J. Roy. Meteor. Soc.*, n° 86, pp. 232-236.

- PRIESTLEY, C.H.B., TAYLOR, R.J. (1972).- On the assessment of surface heat flux and evaporation using large-scale parameters. Monthly Weath. Rev. 100, 81-92.
- PRIMAULT, B. (1963).- Considérations sur l'évaporation d'une surface d'eau. Geofisica e Meteorologica - Genova - vol. XII, n° 1/2.
- PRUITT, W.O., MORGAN, D.L., LOURENCE, F.J. (1973).- Momentum and mass transfers in the surface boundary layer. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 99, 370-386.
- QUINN, F.H. (1979).- An improved aerodynamic evaporation technique for large lakes with application to the International Field Year for Great Lakes. Water Resources Research, vol. 15, n° 4, pp. 935-940.
- RASMUSSEN, E.M., FERGUSON, H.L., SULLIVAN, J., DEN HARTOG, G. (1974).- The atmospheric budgets program of IFYGL. Proc. 17th Conf. Great Lakes Res., Internat. Assoc. Great Lakes Res. pp. 751-777.
- RIDER, N.E., PHILIP, BRADLEY, E.F. (1963).- The horizontal transport of heat and moisture-A micrometeorological study. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 89, 507-531.
- RIOU, Ch (1972).- Etude de l'évaporation en Afrique Centrale. Thèse d'Etat.
- RIOU, Ch., DUBOIS, G.L. (1967).- L'utilisation des bacs d'évaporation sous climat sahélien. Cahiers de l'ORSTOM n° 5. Hydrologie 1966. Premières mesures d'évapotranspiration potentielle en république du Tchad. Cahiers de l'ORSTOM n° 2 - Hydrologie 1967.
- RIOU, Ch. (1971).- L'utilisation du pyramomètre "Bellani" à Brazzaville. Cahiers de l'ORSTOM n° 1, Hydrologie 1970.
- Quelques exemples d'application des mesures de rayonnement à la détermination de l'évapotranspiration en climat tropical. Cahiers de l'ORSTOM n° 4, Hydrologie 1970.
- Evaporation en bac et évapotranspiration potentielle. Bulletin de l'AIHS, XVI, 2, 6, 1971.
- RIOU, Ch. (1982).- Une expression analytique du flux de chaleur sensible en conditions suradiabatiques à partir de mesures du vent et de la température à deux niveaux. J. Rech. Atmosph., 16 (1).
- RIOU, Ch., CHARTIER, R. (1981).- Une nouvelle méthode de détermination du flux de chaleur convective à partir de mesures de température et de vitesse du vent à deux niveaux. Son application à la mesure de l'évaporation et sa mise en oeuvre en Tunisie. Cahiers de l'ORSTOM, sér. Hydrologie, XVIII (1).
- RIOU, Ch., ITIER, B. (1982).- Modification de la formule de DALTON à partir d'une nouvelle formulation du flux de chaleur sensible en conditions suradiabatiques. A paraître : Journal of Hydrology.
- RIOU, ch. (1981).- Nébulosité et durée d'insolation en Tunisie. La Météorologie, VIème série, n° 27, pp. 11-13.
- RIOU, Ch., CHARTIER, R. (1982).- La Station Hydroclimatologique du Mornag. Comm.Pers.
- RIOU, Ch. (1981).- Note sur la détermination du rayonnement atmosphérique en Tunisie et ses conséquences sur le calcul de l'évaporation. La Météorologie, VIème série, n° 27, pp. 15-18.
- RIQUIER, J. (1963).- Formules d'évapotranspiration. Cahiers de l'ORSTOM, Pédologie n° 4.
- ROCHE, M. (1963).- Hydrologie de surface. Gauthiers-Villars. ORSTOM.
- ROCHE, M.A. (1973).- Traçage naturel salin et isotopique des eaux du système hydrologique du lac Tchad. Thèse Doct. ès Sciences. Univ. Paris VI, ORSTOM, 398 p., 131 fig.
- RODHE, A. (1973).- Evaporation from Lake Velen estimated from the energy budget. Symp. AIHS-Helsinki 1973. Publ. n° 109, pp. 239-244.
- RODIER, J. (1963).- Régimes hydrologiques de l'Afrique Noire à l'Ouest du Congo. ORSTOM.
- RODIER, J. (1975).- Evaluation de l'écoulement annuel dans le sahel tropical africain. ORSTOM.
- ROHWER, C. (1934).- Evaporation from different types of pans. Trans. Am. Soc. Civ. Eng., 99, 673-703.
- SCHERTZER, W.M., BENNET, E.B., CHIOCCHIO, F. (1979).- Water balance estimate for Georgian Bay in 1974. Water Resources Research, vol. 15, n° 1, pp. 77-84.
- SEGUIN, B. (1971).- Etude théorique de l'interaction entre le transfert radiatif et les échanges turbulents dans les basses couches de l'atmosphère. Thèse de docteur ingénieur.
- SEGUIN, B., BRUNET, Y., PERRIER, A. (1982).- Estimation of evaporation : A Review of Existing Methods and Recent Developments. E.G.S. Meeting Symposium on Evaporation, LEEDS (G.B.), Août 1982. Preprints.
- SEGUIN, B. (1975).- Influence de l'évapotranspiration régionale sur la mesure locale d'évapotranspiration potentielle. Agricultural Meteorology, vol. 15, pp. 355-370.

- SEGUIN, B. (1980).- Application de la télédétection dans l'infrarouge thermique à la détermination de l'évaporation et de l'humidité du sol. E.S.A., SP-1022, Avril 1980, pp. 27-39.
- SEGUIN, B. (1980).- Détermination de l'évaporation réelle dans les bilans hydrologiques par la télédétection en thermographie infrarouge. Hydrological Sciences Bulletin, vol. 25, n° 2, 6, pp. 143-153.
- SETHURAMAN, S., FAYNOR, G.S. (1975).- Surface drag coefficient dependence on the aerodynamic roughness of the sea. J. Geophys. Res., 80, 4983-4988.
- SEGUIN, B., BRUNET, Y., PERRIER, A. (1982).- Estimating of evaporation : a review of existing methods and recent developments in E.G.S. Meeting Symposium on Evaporation LEEDS (G.B.).
- SERVANT, S. (1973).- Stratigraphie et néotectonique du Plio-Pleistocène ancien du Tchad d'après l'étude des Diatomées. C.R.Ac. Sc. Paris, 276, pp. 2633-2636.
- SHEPPARD, P.A., TRIBBLE, D.T., GARRAT, J.R. (1972).- Studies of turbulence in the surface layer over water (Lough Neagh), Part I Instrumentation, programme, profiles. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 98, 627-641.
- SHERMANN, F.S., IMBERGER, J., CORCOS, G.M. (1978).- Turbulence and mixing in stably stratified waters. Ann. Rev. Fluid Mech., 10, 267-288.
- SHNITNIKOV, A.A. (1974).- Current methods for the study of evaporation from water surfaces and evapotranspiration. Hydrol. Sci. Bull. Intern. Assoc. Hydrol., Sci., 19, 85-97.
- SLATYER, R.O., McILROY, I.C. (1967).- Practical Microclimatology, CSIRO, Melbourne, Australia, 310 pp.
- SLATYER, R.O., McILROY, I.C. (1961).- Practical microclimatology, UNESCO 1961.
- SMITH, S.D. (1974).- Eddy flux measurements over Lake Ontario. Boundary-Layer Meteorol., 6, 235-255.
- SMITH, S.D., BANKE, E.G. (1975).- Variation of the sea drag coefficient with wind speed, Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 101, 665-673.
- SOLOMON, S. (1967).- Relationship between Precipitation, Evaporation and Runoff in Tropical Equatorial Regions. Water Resources Research, vol. 3, n° 1, pp. 163-172.
- STANHILL, G. (1969).- Evaporation from lake Tiberias : on estimate by the combined water balance-mass transfer approach. Israel journal of earth-sciences, vol. 18, pp. 101-108.
- STANHILL, G. HOFSTEDDE, G.J., KALMA, J.D. (1966).- Radiation balance of natural and agricultural vegetation. Quarterly Journ. of the Roy. Meteor. Society, vol. 92, January 1966.
- STEGEN, G.R., GIBSON, C.H., FRIEHE, C.A. (1973).- Measurements of momentum and sensible heat fluxes over the open ocean. J. Phys. Oceanog., 3, 86-92.
- STEPHENS, J.C., STEWART, E.H. (1963).- A comparison of procedures for computing evaporation and evapotranspiration. General Assembly of Berkeley, Int. Assoc. Sci. Hydrology, Publ. n° 62, pp. 123-133.
- STEWART, R.B., ROUSE, W.R. (1976).- A simple method for determining the evaporation from shallow lakes and ponds. Water Resour. Res., 12, 623-628.
- SUTTON, O.G. (1953).- Micrometeorology. McGraw Hill Book Co, N.Y., 333 p.
- SUTTON, O.G. (1934).- Wind structure and evaporation in a turbulent atmosphere. Proc. Roy. Soc. London, A146, 701-722.
- SVERDRUP, H.U. (1937).- On the evaporation from the oceans. J. Mar. Res., 1, 3-14.
- SWINBANK, W.C. (1963).- Long-wave radiation from clear skies. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc. 89, 339-348.
- SZEICZ, G., ENDRODI, G., TAJCHMAN, S. (1969).- Aerodynamic and surface factors in evaporation. Water Resources Research, vol. 5, n° 2, pp. 380-394.
- TAGINI, B. (1965).- Carte géologique de la Côte d'Ivoire.
- TAYLOR, G.I. (1938).- The spectrum of turbulence. Proc. Roy. Soc. London A164, 476-490.
- TAYLOR, P.A. (1968).- On wind and shear stress profiles above a change in surface roughness. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 95, 77-91.
- TAYLOR, P.A. (1969).- On planetary boundary layer flow under conditions of neutral thermal stability. J. Atmos. Sci., 26, 427-431.
- TAYLOR, P.A. (1970).- A model of airflow above changes in surface heat flux, temperature and roughness for neutral and unstable conditions. Boundary-Layer Meteorol., 1, 18-39.
- TAYLOR, P.A. (1971).- Airflow above changes in surface heat flux, temperature and roughness; an extension to include the stable case. Boundary-Layer Meteorol., 1, 474-497.

- THOM, A.S., OLIVER, H.R. (1977).- On Penman's equation for estimating regional evaporation. Quart. J.R. Meteor. Soc., vol. 103, pp. 345-357.
- THOMPSON, J.R. (1975).- Energy budgets for three Small Plots. Substantiation of Priestley and Taylor's Large-Scale Evaporation Parameter. Journal of Applied Meteorologie, vol. 14, pp. 1399-1401.
- THORNTHWAITE, C.W., HOLZMAN, B. (1939).- The determination of evaporation from land and water surfaces. Monthly Weath. Rev. 67, 4-11.
- TOUCHEBEUF, P. et coll. (1969).- Monographie hydrologique du lac Tchad. ORSTOM.
- TSUKAMOTO, O., HAYASHI, T., MONJI, N., MITSUTA, Y. (1975).- Transfer coefficients and turbulence-flux relationship as directly observed over the ocean during the AMTEX '74', Scient. Report, 4th AMTEX Study Confer., (Tokyo, Sept. 1975), pp. 109-112.
- TURC, L. (1961).- Evaluation des besoins en eau d'irrigation, évapotranspiration potentielle. Annales Agronomiques, vol. 12, n° 1.
- TURK, L.J. (1970).- Evaporation of Brine : A Field Study on the Bonneville Salts Flats. Utah. Water Resources Research, vol. 6, n° 4, pp. 1209-1215.
- VAN BAVEL, C.H., HILLEL, D.I. (1976).- Calculating potential and actual evaporation from a bare soil surface by simulation of concurrent flow of water and heat. Agricultural Meteorology, vol. 17, pp. 453-476.
- VENKATARAMAN, S. KRISHNAMURTHY, V. (1973).- On the estimation of potential evaporation by the combination approach. Arch. Met. Geoph. Biokl., ser. B, n° 21, pp. 1-9.
- VERMA, S.B., ROSENBERG, N.J., BLAD, B.L. (1978).- Turbulent exchange coefficients for sensible heat and water vapor under advective conditions. J. Appl. Meteorol., 17, 330-338.
- VIKULINA, Z.A. (1973).- Evaluation of the Penman method for the computation of evaporation from water bodies using observed data. Hydrology of Lakes. IAHS, Publ. 109, 263-268.
- VUILLAUME, G. (1981).- Bilan hydrologique mensuel et modélisation sommaire du régime hydrologique du lac Tchad. Cahiers de l'ORSTOM, sér. Hydrologie, XVIII (1).
- WARHAFT, Z. (1976).- Heat and moisture flux in the stratified boundary layer. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 102, 703-707.
- WEBB, E.K. (1982).- On the correction of flux measurements for effects of heat and water vapour transfer. Boundary Layer Meteorology, vol. 23, pp. 251-254.
- WEBB, E.K. (1960).- On estimating evaporation with fluctuating Bowen ratio. J. Geophys. Res., 65, 3415-3417.
- WEBB, E.K. (1966).- A pan-lake evaporation relationship, J. Hydrology, 4, 1-11.
- WEBB, E.K. (1970).- Profile relationship : The log-linear range, and extension to strong stability. Quart. J. Roy. Meteorol. Soc., 96, 67-90.
- WEISMAN, R.N., BRUTSAERT, W. (1973).- Evaporation and cooling of a lake under unstable atmospheric conditions. Water Resour. Res., 9, 1242-1257.
- WEISMAN, R.N. (1975).- Comparison of warm water evaporation equations. J. Hydraul. Div. Proc. ASCE 101 (HY10), 1303-1313.
- WEIL, L. (1958).- Eléments de thermodynamique. BORDAS.
- WIERINGA, J. (1972).- Tilt errors and precipitation effects in trivane measurements of turbulent fluxes over open water. Boundary-Layer Meteorol., 2, 406-426.
- WIERINGA, J. (1974).- Comparison of three methods for determining strong wind stress over Lake Flevo. Boundary-Layer Meteorol., 7, 3-19.
- WILSON, R.G., ROUSE, W.R. (1971).- Moisture and temperature limits of the equilibrium evapotranspiration model. Journal of applied meteorology, vol. II, pp. 436-442.
- YAP, D., BLACK, T.A., OKE, T.R. (1974).- Calibration and tests of a yaw sphere-thermometer system for sensible heat flux measurements. J. Applied Meteorol., 13, 40-45.
- YASUDA, N. (1975).- The heat balance at the sea surface observed in the East China Sea. Sci. Rep. Tohoku Univ. (Sendai, Japan), Ser. 5, Geophys. 22, 87-105.
- YEH, G.T., BRUTSAERT, W. (1971).- A solution for simultaneous turbulent heat and vapor transfer between a water surface and the atmosphere. Boundary-Layer Meteorol., 2, 64-82.
- YIN-CHAO Y., LANDVATTER, G.R. (1970).- Evaporation of Water into a Sub-Zero Air Stream. Water Resources Research, vol. 6, n° 2, pp. 430-439.
- YOTSUKURA, N., JACKMAN, A.P., FAUST, C.R. (1973).- Approximation of Heat Exchange at the Air-Water Interface. Water Resources Research, vol. 9, n° 1, pp. 118-128.
- Anonyme - Diaire de la mission de TOURCOING-BAM - 1927-1946.

Références de quelques anciennes publications, d'après BRUTSAERT (1982)

- BURNET, J. (1930).- Early Greek Philosophy, A. & C. Black, Ltd, London, 375pp.
- CHERNISS, H. (1964).- Aristotle's Criticism of Presocratic Philosophy, Octagon Books, N.Y., 418 pp.
- DALTON, J. (1802).- Experimental essays on the constitution of mixed gases ; on the force of steam or vapor from water and other liquids in different temperatures, both in a Torricellian vacuum and in air ; on evaporation and on the expansion of gases by heat. Mem. Manchester Lit. and Phil. Soc., 5, 535-602.
- DIELS, H. (1879).- Doxographi Graeci, G. Reimer, Berlin, 854 pp.
- DIELS, H. (1934).- Die Fragmente der Vorsokratiker, 5. Aufl. herausgegeben von W. Kranz, Weidmannsche Buchhandlung Berlin, 1. Band, 482 pp.
- FREEMAN, K. (1953).- The Pre-Socratic Philosophers, Basil Blackwell, Oxford, 486 pp.
- GILBERT, O. (1907).- Die meteorologischen Theorien des Griechischen Altertums. B.G. Teubner, Leipzig, 746 pp.
- HALLEY, E. (1687).- An estimate of the quantity of vapour raised out of the sea by the warmth of the sun. Philos. Trans. Roy. Soc., n° 189 (16), 366-370.
- HENINGER, S.K. Jr. (1960).- A handbook of Renaissance Meteorology, Duke Univ. Press, Durham, North Carol., 269 pp.
- KAUFMANN, A. (1899).- Thomas von Chantimpré. Kommissions-Verlag u. Druk von J.P. Bachem, Köln, 137 pp.
- MIELI, A. (1966).- La science Arabe, E.J. Brill, Leiden, 467 pp.
- NEEDHAM, J. (1959).- Science and Civilization in China. Vol. 3 : Mathematics and the sciences of the heavens and the earth (with the collaboration of Wang Ling). Cambridge Univ. Press, 977 pp.
- SEDILEAU (1730).- Observations de la quantité de l'eau de pluie tombée à Paris durant près de trois années et de la quantité de l'évaporation, 29 fév. 1692. Mémoires de l'Académie Royale des Sciences, 10, 29-36.
- STELLING, Ed. (1822).- Ueber die Abhängigkeit der Verdunstung des Wassers von seiner Temperatur und von der Feuchtigkeit und Bewegung der Luft (vorgelegt 1881). Repertorium für Meteorologie, Kaiserliche Akademie der Wissenschaften (Meteorologicheskii Sbornik, Imperatorskoj Akademii Nauk) St Petersburg, 8, n° 3, 1-49 (Also Z. Oesterr. Ges. Meteor., 17, (1882), 372-373).
- VAN STEENBERGHEN, F. (1955).- Aristotle in the West, The Origins of Latin Aristotelianism, E. Nauwelaerts, Publ., Louvain, 244 pp.

TABLE DES MATIERES

TABLE DES MATIERES

-0-

- 0. INTRODUCTION GENERALE
- 0.1. L'EVAPORATION, PHENOMENE PHYSIQUE ET CLIMATIQUE MAJEUR
 - 0.1.1. L'évaporation, phénomène de diffusion gazeuse
 - 0.1.2. L'évaporation, terme du bilan hydrique
 - 0.1.3. L'évaporation; terme du bilan énergétique
 - 0.1.4. Approche planétaire de l'évaporation
- 0.2. RETROSPECTIVE EPISTEMOLOGIQUE SUR L'EVAPORATION (d'après W. BRUTSAERT, 1982)
 - 0.2.1. De l'antiquité au siècle des lumières
 - 0.2.2. L'époque moderne
 - 0.2.3. L'étude de l'évaporation des nappes d'eau (mer, lac et réservoir) à l'époque moderne
- 0.3. L'EVAPORATION EN ZONES TROPICALES ET EQUATORIALES - LA CONTRIBUTION DE L'ORSTOM
- 0.4. PRESENTATION DE NOTRE CONTRIBUTION A L'EVALUATION DE L'EVAPORATION EN CLIMAT TROPICAL SEC

1ère Partie

- 1. LES DONNEES HYDROPLUVIOMETRIQUES ET CLIMATOLOGIQUES
EVALUATION DE L'EVAPORATION PAR BILAN HYDRIQUE
 - 1.1. LES DONNEES HYDROPLUVIOMETRIQUES ET CLIMATOLOGIQUES
 - 1.1.1. L'étude du lac de BAM
 - 1.1.1.1. Le régime hydrologique du lac de BAM
 - 1.1.1.1.1. Aperçus géographiques du bassin versant
 - 1.1.1.1.2. Le lac de BAM
 - 1.1.1.1.3. Equipement hydropluviométrique
 - 1.1.1.1.4. Etude de la pluviométrie
 - 1.1.1.1.5. Etude des apports au lac
 - 1.1.1.2. Le régime climatologique du lac de BAM
 - 1.1.1.2.1. Conditions climatologiques générales
 - 1.1.1.2.2. Historique et description des trois stations climatologiques
 - 1.1.1.2.3. Synthèse des observations climatologiques
 - 1.1.2. L'étude de la mare d'OURSIS
 - 1.1.2.1. Eléments hydrogéographiques sur la mare d'OURSIS
 - 1.1.2.2. Constitution des données disponibles
 - 1.1.3. Le lac TCHAD
 - 1.1.3.1. Eléments hydrogéographiques sur le lac TCHAD
 - 1.1.3.2. Constitution des données disponibles
 - 1.1.4. Le RIACHO DO NAVIO (nordeste brésilien)
 - 1.1.4.1. Eléments hydrogéographiques sur le RIACHO DO NAVIO
 - 1.1.4.2. Constitution des données disponibles
 - 1.2. EVALUATION DE L'EVAPORATION PAR BILAN HYDRIQUE
 - 1.2.1. Généralités sur le bilan hydrique
 - 1.2.2. Incertitudes sur les termes du bilan hydrique
 - 1.2.2.1. Incertitudes sur les cotes du plan d'eau
 - 1.2.2.2. Incertitudes sur les hauteurs de précipitations
 - 1.2.2.3. Incertitudes sur les apports
 - 1.2.2.4. Incertitudes sur les pertes
 - 1.2.3. Résultats des bilans hydrologiques
 - 1.2.3.1. Le bilan hydrologique du lac de BAM
 - 1.2.3.2. Bilan hydrologique de la mare d'OURSIS
 - 1.2.3.3. Bilan hydrologique du lac TCHAD
 - 1.2.3.4. Bilan hydrologique de l'ACUDE CONCEICAO

2ème Partie

- 2. THEORIES DE L'EVAPORATION D'UNE NAPPE D'EAU LIBRE DANS L'ATMOSPHERE
- 2.1. LES PARAMETRES PHYSIQUES DE LA BASSE ATMOSPHERE ET LES LOIS QUI LES REGISSENT
 - 2.1.1. Equation d'état et les lois générales des gaz parfaits
 - 2.1.2. Thermodynamique et hydrodynamique de l'air atmosphérique
- 2.2. LES TRANSFERTS ENERGETIQUES DANS LA BASSE ATMOSPHERE
 - 2.2.1. Transferts radiatifs et bilan énergétique
 - 2.2.1.1. Le rayonnement net R_n
 - 2.2.1.2. Le flux calorifique G transmis à l'eau et les termes résiduels A et dw/dt du bilan énergétique
 - 2.2.2. Transferts convectifs et lois de conservation
- 2.3. LA COUCHE LIMITE ATMOSPHERIQUE
 - 2.3.1. Modélisation des sous-couches atmosphériques
 - 2.3.1.1. Modélisation de la sous-couche dynamique
 - 2.3.1.2. Modélisation de la sous-couche de surface prise dans son ensemble
 - 2.3.1.3. Extension de la modélisation à la totalité de la couche limite atmosphérique
 - 2.3.2. Discontinuité de l'interface évaporante et effets advectifs
 - 2.3.2.1. Equations régissant la "couche limite interne"
 - 2.3.2.2. Evaluation de l'évaporation de nappes d'eau en présence d'advection locale
- 2.4. METHODES D'EVALUATION DE L'EVAPORATION DEDUITES DES APPROCHES THEORIQUES PRECEDENTES
 - 2.4.1. Les méthodes basées sur la mesure de la turbulence
 - 2.4.2. Les méthodes basées sur des mesures de profils moyens
 - 2.4.2.1. Mesures effectuées dans la sous-couche de surface
 - 2.4.2.2. Mesures effectuées dans la sous-couche dynamique
 - 2.4.3. Les méthodes basées sur les transferts globaux
 - 2.4.3.1. La stabilité atmosphérique n'est pas prise en compte
 - 2.4.3.2. La stabilité atmosphérique est prise en compte
 - 2.4.4. La méthode du bilan énergétique et les méthodes dérivées
 - 2.4.4.1. Application classique
 - 2.4.4.2. Méthodes simplifiées applicables aux interfaces humides
 - 2.4.4.3. Relations entre évaporation réelle et évaporation potentielle
 - 2.4.5. Les méthodes basées sur la mesure de l'évaporation sur des petites surfaces de référence

3ème Partie

- 3. L'EVALUATION DE L'EVAPORATION DE GRANDES NAPPES D'EAU LIBRE A PARTIR DE MESURES SUR BACS EVAPORATOIRES OU DE FORMULATIONS UTILISANT DES CARACTERISTIQUES CLIMATOLOGIQUES ENVIRONNANTES
 - 3.1. EVAPORATION DES GRANDES NAPPES D'EAU LIBRE ET EVAPORATION SUR BACS
 - 3.1.1. Comparaisons entre bacs évaporatoires de types différents
 - 3.1.1.1. Corrélations Colorado sol nu - classe A
 - 3.1.1.2. Corrélations Colorado sol nu - Colorado pelouse
 - 3.1.1.3. Corrélations Colorado pelouse - lysimètre
 - 3.1.2. Corrélations entre les évaporations Colorado sol nu des trois stations de Saint PAUL, KONGOUSSI et BAM
 - 3.1.2.1. Corrélations Saint PAUL - KONGOUSSI
 - 3.1.2.2. Corrélations Saint PAUL - BAM
 - 3.1.3. La fonction "vent" de l'équation de Dalton appliquée aux bacs
 - 3.1.4. Les corrélations directes entre ELAC et EBAC
 - 3.1.4.1. Etude du lac de BAM

- 3.1.4.2. Etude de la mare d'OURSI
- 3.1.4.3. Lac TCHAD
- 3.1.4.4. Le rapport ELAC/EBAC
- 3.1.5. Test de validité
- 3.1.5.1. Comparaisons entre valeurs mensuelles estimées de ELAC et valeurs calculées à partir des différentes évaporations de 1973 à 1976
- 3.1.5.2. Comparaisons entre valeurs mensuelles interannuelles
- 3.2. EVALUATIONS DE L'EVAPORATION BASEES SUR LES APPROCHES ENERGETIQUES THEORIQUES PRECEDENTES
- 3.2.1. Choix des paramètres nécessaires aux calculs
- 3.2.1.1. Qne : Flux d'énergie disponible
- 3.2.1.2. Δ et γ , paramètres climatiques
- 3.2.1.3. E_a , pouvoir évaporant de l'air
- 3.2.2. Calcul de EEQU, EPRT et EPEN au lac BAM et à la mare d'OURSI
- 3.2.2.1. Etude du lac de BAM
- 3.2.2.2. Etude de la mare d'OURSI
- 3.2.3. Comparaisons des résultats précédents avec les évaporations estimées par bilan hydrique
- 3.2.3.1. Evaporation d'équilibre EEQU
- 3.2.3.2. Evaporation de PRIESTLEY-TAYLOR
- 3.2.3.3. Evaporation de PENMAN
- 3.2.4. Conclusions sur les évaluations énergétiques de ELAC
- 3.3. RELATIONS ENTRE L'EVAPORATION DE GRANDES NAPPES D'EAU ET CERTAINES VALEURS CLIMATIQUES (TEMPERATURES, RAYONNEMENTS GLOBAL ET NET)
- 3.3.1. Evaporation et températures
- 3.3.2. Evaporations et rayonnements
- 3.3.2.1. Rayonnement global RG
- 3.3.2.2. Rayonnement net RN
- 3.3.2.3. Rayonnement net, évaporation et advection
- 3.4. L'EVAPORATION DES NAPPES D'EAU LIBRE ET L'APPROCHE PAR LES TRANSFERTS GLOBAUX AERODYNAMIQUES
- 3.4.1. Formule de Dalton et formulations dérivées
- 3.4.1.1. Echelle mensuelle : valeurs 73-76
- 3.4.1.2. Echelle mensuelle : valeurs moyennes interannuelles
- 3.4.2. Corrélations directes entre ELAC, ESTA et UZABRI
- 3.4.2.1. Corrélations directes entre moyennes mensuelles
- 3.4.2.2. Corrélations directes entre moyennes décennales
- 3.4.2.3. Corrélations directes entre moyennes interannuelles
- 3.5. TESTS DE VALIDITE DES CORRELATIONS OBTENUES
- 3.5.1. Avec les résultats de l'étude du lac de BAM
- 3.5.2. Tests de ces formules avec les paramètres climatiques interannuels de la mare d'OURSI, du lac TCHAD et du RIACHO DO NAVIO
- 3.5.2.1. Application à la mare d'OURSI
- 3.5.2.2. Application au lac TCHAD
- 3.5.2.3. Application au RIACHO DO NAVIO

4ème Partie

- 4. POUR UNE APPROCHE PLUS FINE DE L'EVAPORATION, L'EVAPOTRON DU LAC DE BAM
- 4.1. L'EVAPOTRON DU LAC DE BAM
- 4.1.1. Description du bâti de mesure
- 4.1.2. Mesure des termes du bilan radiatif
- 4.1.2.1. Le rayonnement net RN
- 4.1.2.2. Les rayonnements global RG, diffus R_d et réfléchi $a.RG = R_r$
- 4.1.2.3. Estimations indirectes de RN
- 4.1.3. Mesures des paramètres nécessaires à la détermination du rapport de BOWEN
- 4.1.4. Mesures du profil de température de l'eau

- 4.1.5. La mesure du vent
- 4.1.6. Dépouillement des diagrammes
 - 4.1.6.1. Rayonnements
 - 4.1.6.2. Températures et gradients
 - 4.1.6.3. Vents
 - 4.1.6.4. Codification des données du dépouillement
 - 4.1.7. Dispositif autonome d'alimentation
- 4.2. LES RESULTATS OBTENUS A L'EVAPOTRON DU LAC DE BAM
 - 4.2.1. Dépouillements réalisés
 - 4.2.1.1. Premier programme de traitement
 - 4.2.1.2. Deuxième programme de traitement
 - 4.2.2. Comparaison des environnements climatiques de l'évapotron et de la station St PAUL
 - 4.2.2.1. Vitesses de vent à l'évapotron et à St PAUL
 - 4.2.2.2. Paramètres climatiques à l'évapotron et à St PAUL
 - 4.2.2.3. Corrélations entre ELAC, ΔELAC et UZABRI
- 4.3. APPROCHE JOURNALIERE DE L'EVAPORATION
 - 4.3.1. Le flux évaporatoire LE, le rayonnement net RN et le rapport de BOWEN
 - 4.3.2. Rayonnement global, diffus et réfléchi
 - 4.3.3. Rayonnement de l'eau R_e et rayonnement atmosphérique R_a
 - 4.3.4. Rayonnement atmosphérique R_a
 - 4.3.5. Flux transmis au lac G et flux advectif A
- 4.4. ANALYSE A L'ECHELLE HORAIRE DE L'EVAPORATION ET DES PHENOMENES ENERGETIQUES QUI L'ACCOMPAGNENT
 - 4.4.1. Bilans énergétiques horaires
 - 4.4.1.1. Le rayonnement net RN et l'évaporation LE
 - 4.4.1.2. Le rapport de BOWEN B_o
 - 4.4.1.3. Le rayonnement atmosphérique R_a
 - 4.4.1.4. Les flux G + A
 - 4.4.2. Analyse fine de quelques journées représentatives
 - 4.4.2.1. Etude des journées représentatives choisies
 - 4.4.2.1.1. Le 2 mai 1974
 - 4.4.2.1.2. Le 6 mai 1974
 - 4.4.2.1.3. Le 27 août 1974
 - 4.4.2.1.4. Le 28 août 1974
 - 4.4.2.1.5. Le 31 août 1974
 - 4.4.2.1.6. Le 2 novembre 1975
 - 4.4.2.1.7. Le 4 janvier 1976
 - 4.4.2.2. Synthèse des observations précédentes
 - 4.4.2.2.1. La saison sèche chaude
 - 4.4.2.2.2. La saison des pluies ou "hivernage"
 - 4.4.2.2.3. La saison sèche "fraîche"

5ème Partie

- 5. CONCLUSION GENERALE
 - 5.1. EVALUER UNE EVAPORATION, MAIS LAQUELLE ?
 - 5.2. QUELLES SONT LES DONNEES DE BASE DISPONIBLES ?
 - 5.3. QUELLE METHODOLOGIE CHOISIR POUR SATISFAIRE AUX QUESTIONS FORMULEES GRACE A 5.1. AVEC LES DONNEES DISPONIBLES DEFINIES EN 5.2. ?
 - 5.3.1. L'évaporation à l'échelle locale
 - 5.3.2. L'évaporation à l'échelle régionale
 - 5.4. PROPOSITIONS POUR DE NOUVELLES RECHERCHES SUR L'EVAPORATION EN ZONES SECHES

BIBLIOGRAPHIE

ORSTOM Éditeur
Dépôt légal : 4ème trimestre 1986

Reproduit par INSTAPRINT
264-268, rue d'Entraigues - BP 5927 - 37059 TOURS cedex - Tél. 47 38 16 04

RÉSUMÉ :

L'évaluation de l'Evaporation de nappes d'eau libre est d'abord faite à l'échelle décadaire et mensuelle à partir de bilans hydrologiques, particulièrement en ce qui concerne le lac de BAM. Les données climatologiques, en station de référence, notamment celles sur bacs à évaporation, sont ensuite collectées. Après une présentation sommaire de la théorie de l'évaporation d'une surface d'eau libre, sont inventoriées les diverses méthodes en dérivant qui permettent l'évaluation de l'évaporation. En utilisant les données du lac de BAM, de la Mare d'OURSI, du lac TCHAD et d'açudes brésiliens, certaines de ces méthodes sont testées et comparées dans le cas de climats secs, en s'efforçant de mettre en valeur l'advection. Il est particulièrement insisté sur les méthodes des transferts globaux aérodynamiques et diverses approches statistiques à partir des données climatiques, observées en station de référence. Une dernière partie utilise et interprète les résultats d'un Evapotron, qui fonctionna durant quatre années au-dessus du lac de BAM pour décrire et caractériser les principales conditions climatiques régionales à partir des bilans énergétiques horaires. Une place particulière y est faite à l'advection latérale, à l'instabilité atmosphérique et à leurs effets sur l'évaporation. La conclusion fait l'inventaire des diverses méthodes d'évaluation de l'Evaporation, selon l'échelle spatiale et temporelle du problème, la nature et l'importance des données disponibles.

MOTS CLÉS :

Evaporation ; nappe d'eau libre ; lac ; échelles spatiale et temporelle ; bilan hydrologique ; bilan énergétique ; climatologie locale et régionale ; advection latérale ; stabilité atmosphérique.

ISSN : 0767-2888

ISBN : 2-7099-0825-5

Éditions de l'ORSTOM

70, route d'Aulnay F-93140 BONDY