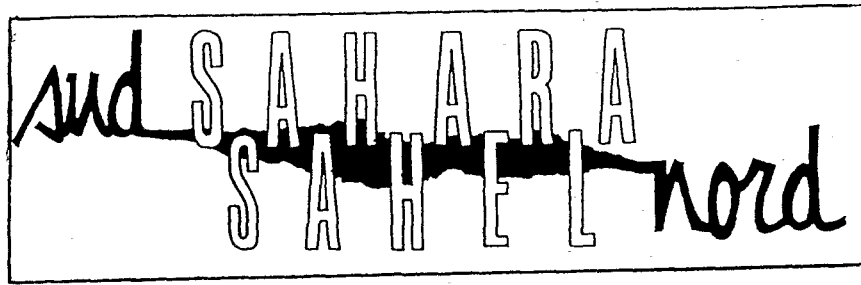


(1)

# LES CLIMATS

in



édité par le Centre Culturel Français d'Abidjan  
 - 1989 - (227 pages)

par Jean MALEY

*20.000 ans d'évolution des climats  
 du Sahara Central aux Savanes tropicales humides*

**L**ES anciens dépôts lacustres et les nombreux restes préhistoriques retrouvés en plein Sahara, ou bien les anciennes dunes dans les zones occupées aujourd'hui par la savane, sont autant de témoignages des changements climatiques passés. L'étude détaillée de ces restes par des géologues, paléontologues, préhistoriens, etc. permet de retracer l'évolution des climats au Quaternaire récent et, grâce à la paléoclimatologie, d'essayer d'expliquer comment ils ont pu varier.

Les recherches effectuées sur le bassin du Tchad, qui s'étend du Sahara central à la zone des savanes tropicales humides (Fig. 1), apportent quelques exemples significatifs de 20.000 ans d'évolution des climats.

O.R.S.T.O.M. Fonds Documentaire  
 N° : 30943 ex 1  
 Cote : B

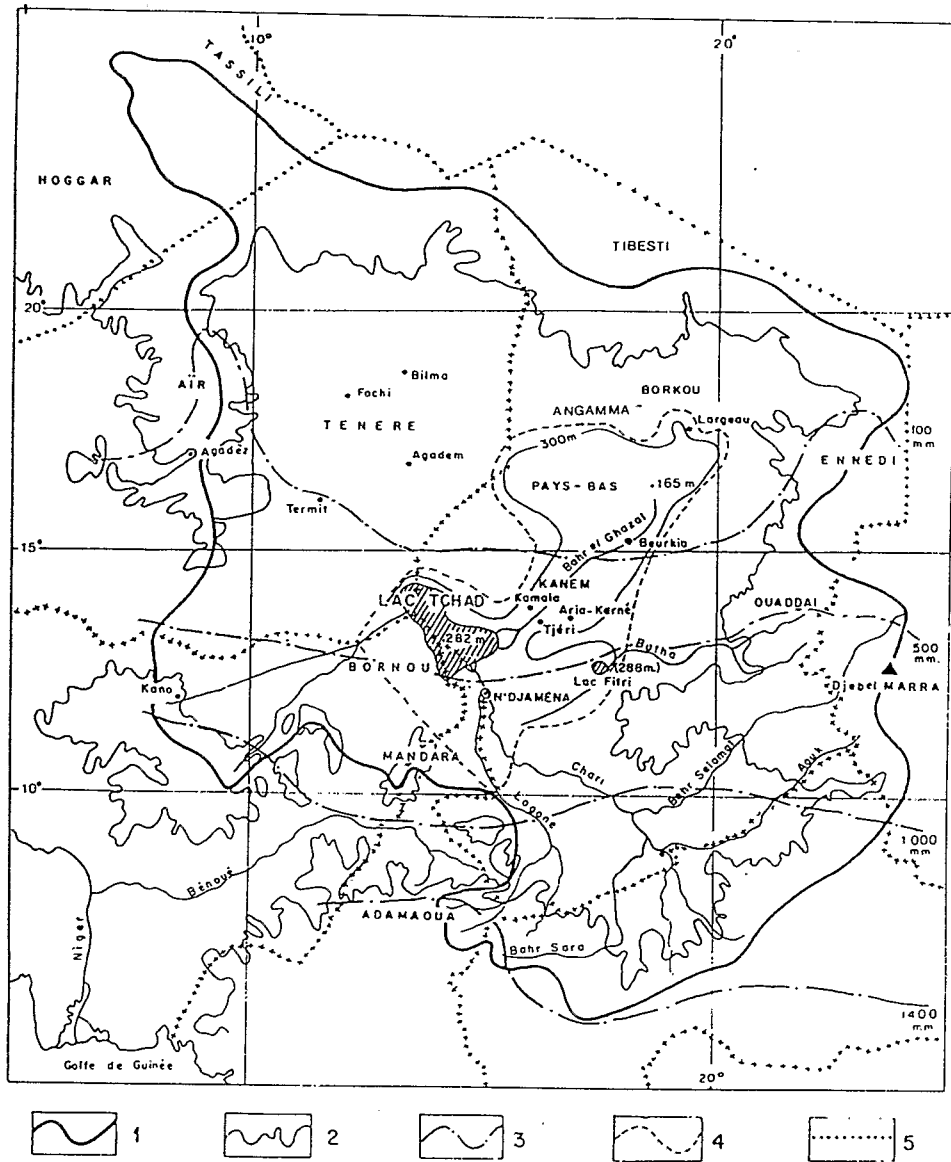


Figure 1  
Le bassin du Tchad.

1 Limite du bassin. 2 Courbe de niveau à 500 m d'altitude. 3 Isohyètes.  
4 Limite du Paléotchad à l'altitude de 320 m. 5 Frontières entre États. (extraits de Maley, 1977 a)

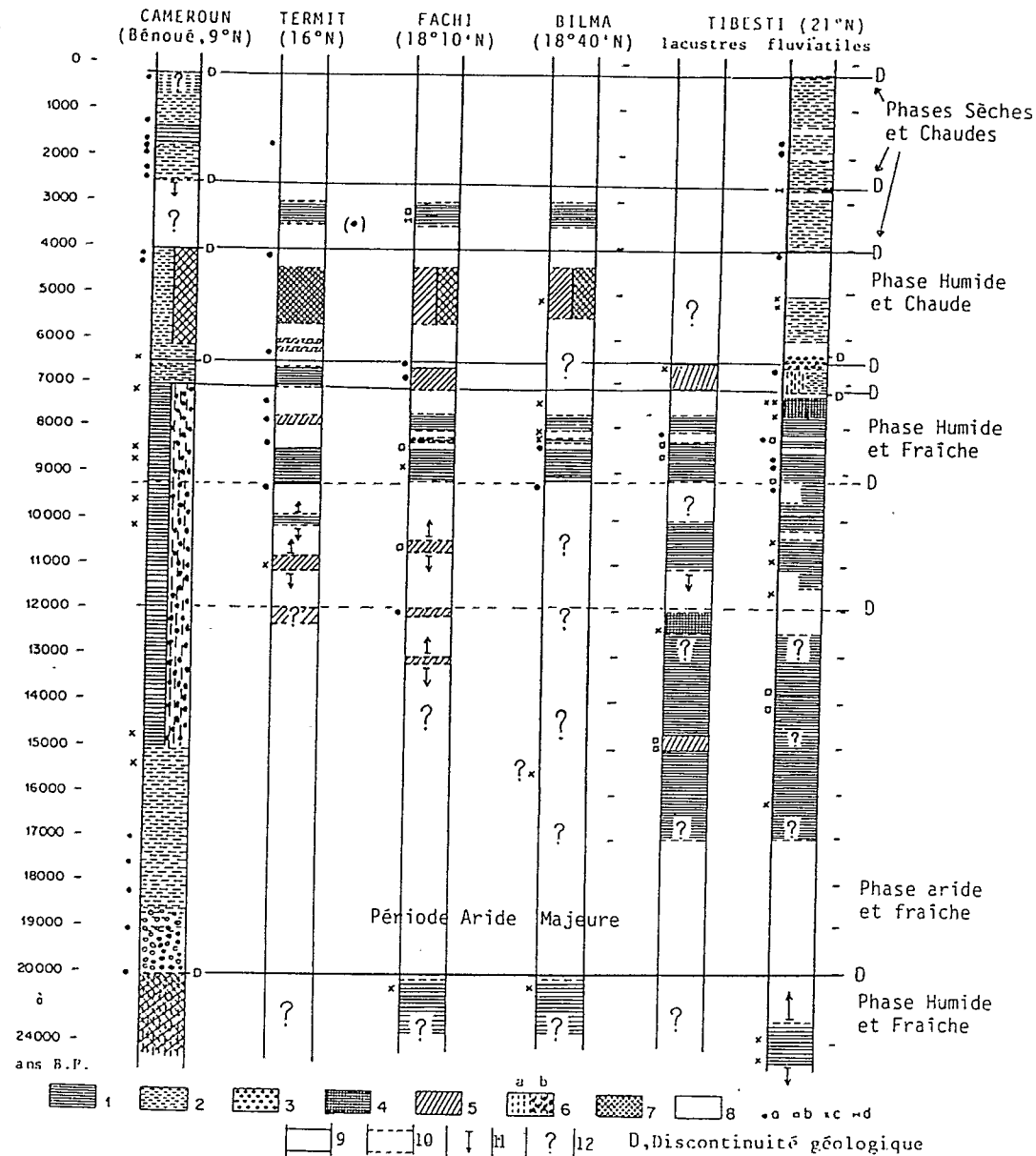


Figure 2  
Tableau synthétique de la succession des dépôts sédimentaires à la longitude du Bassin du Tchad entre la zone tropicale humide et le Sahara Central pour des lacs ou rivières ayant de relativement petits bassins versant couvrant seulement une zone climatique.

1. Extension lacustre, Dépôts fluviaux relativement fins et lités. 2. Sables et cailloux. 3. Galets. 4. Croûte calcaire. 5. Lac réduit ou marécage. 6 a. Paléosols divers. 6 B. Vertisol. 7. Cuirasse ferrugineuse ou paléosol de type ferrugineux. 8. Période aride (sables éoliens, etc). 9. Limites relativement bien datées. 10. Limites estimées. 11. Déplacement possible d'une limite chronologique. 12. Donnée ou période à préciser. D. Discontinuité majeure. Datations C-14 : a. sur charbon ou débris végétaux ; b. sur coquilles ; c. sur calcaire ; d. sur os ( ), datation importante dans un site voisin.

Tableau 1

Analyses polliniques de sédiments du Tibesti (Actuel et Pléistocène Supérieur)

Taxons	Petit trou au Natron		Diatomites du Trou au Natron (Pléistocène terminal)							
	Actuel		n°1 ca. 17000 BP		ca. 16000 BP		n°3 14970 + 4008 BP		n°4 ca. 13000 BP	
	lb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%
Gramineae	7	1,5	12	4,4	7	3,9	30	13,9	49	20
Cyperaceae	9	1,9	1	0,4	1	0,5	5	2,3	55	22,5
Typha							1	0,4	3	1,2
SM Artemisia	57	12,1			8	4,4	3	1,4	16	6,5
SM cf. Pentzia monodiana	27	5,7			1	0,5	2	0,9	16	6,5
SM Erica arborea										
SS Ephedra	105	22,3								
SS Compositae, tubuliflores	92	19,5			1	0,5			5	2
SSLaunaea	10	2,1							1	0,4
SS Cruciferae	28	5,9							1	0,4
SS Chenopod.-Amaranthaceae	103	21,9							55	22,5
SS Euphorbia	13	2,7							1	0,4
SS Rhus									3	1,2
SS Mollisia ciliata	1	0,2								
SS Rumex	2	0,4								
SS Silene	1	0,2								
T Tribulus	4	0,8							2	0,8
T Mastrua crassifolia	1	0,2							1	0,4
T Peristrophe bicalyculata									1 (hors compte)	
T Acacia										
M Pinus	2	0,4								
Ricinus	4	0,8								
<b>Spores</b>										
Pteris dentata			182	67,4	39	21,8	75	34,9	3	1,2
Pteris vittata			1	0,4	3	1,6	1	0,4	1	0,4
cf. Cheilanthes			10	3,7	18	10	21	9,7	1	0,4
Actinopteris radiata			2	0,7	4	2,2	4	1,8	1	0,4
Anogramma leptophyllum			1	0,4	7	3,9	6	2,8	1	0,4
Asplenium cf. aethiopicum							1	0,4	2	0,8
Ophioglossum			2	0,7	21	11,7	6	2,8	2	0,8
Riccia			1	0,4	5	2,8	1	0,4	2	0,8
Anthocerotales			3	1,1	13	7,2	14	6,5	5	2
Reboulia			2	0,7						
Hépatiques					1	0,5			15	6,1
Spores, type monolète lisse	2	0,4	50	18,5	50	27,5	45	20,9	5	2
Total des spores	2	0,4	254	94	161	89,5	174	80,9	36	14,7
Total autres taxons	466	99,1	13	4,8	18	10	41	19	208	85,2
Indéterminés	2	0,4	3	1,1	-	-	-	-	-	-
Somme de base	470		270		179		215		244	
Abimés	42	8,2	1	0,3	8	4,2	13	5,7	35	12,5
Total des pollens comptés	512		271		187		228		279	
SM		17,8				4,9				3
SS		65,2				0,5				9
T		1								2
M		0,4								

SM Sahara-Montagnard ; SS Sahara-Sindén ; Tropical ; M Méditerranéen

Tableau 2

Analyses polliniques de sédiments du Tibesti (Holocène inférieur)

Taxons	Emi Koussi n°1 (Holo. inf. ?)		Mouskorbé n°10 (8530 + 100)		Mouskorbé n°9 (6700 + 140)		Mouskorbé n°3 (6600 + 140)		Terso Véga n°5 (7100-6600 ?)	
	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%	Nb	%
	Gramineae	233	24,7	69	12,6	12	4,2	90	25,5	10
Cyperaceae	47	5	15	2,9	4	1,4	35	9,9	55	22,5
Typha	1	0,1			1	0,3	6	1,7		
SM Artemisia	462	49	76	13,9	90	21,8	75	21,2	198	63
SM cf. Pentzia monodiana	14	1,5	32	5,8	27	9,5	11	3,1	13	4
SM Erica arborea	1	0,1								
SM Galium	4	0,4							8	2,5
SS Ephedra			3	0,5	27	9,5	3	0,8	9	2,8
SS Compositae, tubuliflores	5	0,5	94	17,2	11	3,9	4	1,1		
SS Chenopod.-Amaranth	4	0,4	143	26,2	48	17	2	0,5		
SS Cruciferae	28	2,9	8	1,4	7	2,4	6	1,7		
SSLaunaea	1	0,1	6	1,1	6	2,1				
SS Plantago			8	1,4	4	1,4				
SS Zygothymum			4	0,7	17	6			59	18,8
SS Fagonia			1	0,2	3	1				
SS Euphorbia	4	0,4	17	3,1	7	2,4	2	0,5	6	1,9
SS Erodium	12	1,2	3	0,5			7	2		
SS Alzoon canariense	24	2,5								
SS Phoenix							3	0,8		
SS Silene	8	0,8					1	0,3		
SS Heliotropium	1	0,1	1	0,2						
RicinSS Urticaceae	1	0,1	3	0,5						
SS Mollisia ciliata					1	0,3				
SS Asclepiadaceae						0,3				
SS Papilionaceae	1	0,1							2	0,6
SS Rhus	3	0,3			1	0,3				1,2
SS Androcymbium	1	0,1								
T Tribulus	1	0,1	9	1,6	3	1				
T Indigofera	1	0,1								
T Aerva persica			2	0,3	1	0,3				
T Chrozophora			1	0,2			1	0,4		
T Acacia (Gummiferae)					1	0,3				
T Combretaceae	1	0,1								
Haloragaceae	49	5,2								
M. Pinus					1	0,3				
<b>Spores</b>										
Pteris dentata								10	2,8	
Pteris vittata							4	1,1		
cf. Cheilanthes							10	2,8		
Actinopteris radiata	1	0,1	1	0,2			4	1,1		
Anogramma leptophyllum	4	0,4					1	0,3		
Ophioglossum	2	0,2	12	2,2			12	3,4	5	1,6
Riccia	1	0,1	4	0,7			14	3,9	1	0,3
Anthocerotales	9	0,9	24	4,4	4	1,4	13	3,7	1	0,3
Hépatiques			5	0,9						
Spores, type monolète lisse	17	1,8					38	10,7	2	0,6
Total des spores	34	3,6	47	8,6	4	1,4	106	30	9	2,8
Total autres taxons	907	96,3	496	91	273	96,4	245	69,4	306	97,1
Indéterminés	1	0,1	2	0,3	6	2,1	2	0,5		
Somme de base	942		545		283		353		314	
Abimés	50	5	76	12,2	55	16,2	56	13,7	45	12,5
Total pollens comptés	992		621		338		409		359	
SM		52,2		19,8		41,3		24,3		67
SS		8,3		53,3		46,7		7,9		26,6
T		0,3		2,2		1,7		-		-
M		-		-		0,3		-		-

**Le Sahara Central**

• Données palynologiques sur la végétation du Tibesti entre environ 17.000 et 6.500 ans BP.

Grâce à de nombreuses données stratigraphiques et radiochronologiques, le Tibesti est actuellement le massif saharien dont l'évolution géologique au Quaternaire récent est la mieux connue (cf. les synthèses de Jakel, 1979 et Maley, 1981) (fig. 2). On présente ici des analyses polliniques effectuées sur des dépôts lacustres prélevés sur les hauts plateaux du Tibesti entre 1 800 et 2 700 m et s'échelonnant entre environ 17 000 ans BP et l'Holocène inférieur (Tableaux 1 et 2), période pour laquelle existent des échantillons pollénifères. Pour comparaison, on présente aussi l'analyse pollinique d'une colluvion actuelle venant de cette région (Tableau 1, colonne 1).

L'étude de ces spectres conduit aux conclusions suivantes :

- Malgré la présence d'étendues lacustres importantes au Tibesti entre environ 17 000 ans BP et l'Holocène inférieur - ce qui témoigne de conditions climatiques différentes de l'actuel - la flore pollinique était alors qualitativement comparable à celle qui vit actuellement sur les hauts plateaux du Tibesti (Quézel, 1958, 1965). Cette flore pollinique est composée essentiellement de taxons saharo-montagnards et saharo-sindiens, avec aussi un petit nombre de taxons tropicaux, ces derniers étant surtout fréquents sur les flancs de ce massif. Il semble donc qu'au Quaternaire récent la végétation devait être aussi composée essentiellement des éléments saharo-montagnard, saharo-sindien et dans une moindre mesure, tropical ;
- L'importance et la grande variété des spores de Fougères et d'Hépatiques est aussi à noter, alors qu'actuellement leur extension et leur variété sont réduites. Ces plantes devaient probablement vivre surtout à la périphérie des étendues lacustres. Le caractère xérophile de ces Fougères et de ces Hépatiques est à noter. Ce fait est à rapprocher de celui très marqué des taxons saharo-montagnards, saharo-sindiens et tropicaux qui composaient alors l'essentiel de la végétation.

Ces données indiquent clairement qu'une saison sèche annuelle existait à cette époque. On doit donc penser que les extensions lacustres, certaines très importantes (par exemple le lac du Trou au Natron avait une profondeur d'eau de plus de 330 m), peuvent s'expliquer d'abord par une certaine pluviosité annuelle, mais aussi par une réduction de l'évaporation liée à une baisse de la température et probablement à une couverture nuageuse et à des brouillards fréquents.

La grande rareté des pollens de Phanérogames dans les deux échantillons du Trou au Natron situés entre environ 17 000 et 15 000 ans BP (n°1, 2 et 3) n'est pas due à l'altération des sédiments,

car la matière organique est parfaitement conservée. Il est probable que la raréfaction des taxons saharo-montagnards et saharo-sindiens soit due à la baisse de la température qui, suivant les auteurs, aurait été de 6° à 10° C, et à l'extension de la neige et de certains phénomènes périglaciaires sur les hauts plateaux du Tibesti (Messeri, 1972). D'autre part, comme les données géologiques le montrent, le climat désertique intense qui régnait à ce moment dans les plaines du Sahara méridional (Fig. 2) et du Sahara septentrional avait du aussi raréfier considérablement la végétation de ces régions.

• *Interprétation paléoclimatique : le rôle du "Jet Stream Subtropical" dans l'évolution climatique du Sahara Central.*

Afin d'essayer de comprendre comment des précipitations pouvaient affecter alors le Sahara central et surtout les zones montagneuses, tandis que les plaines du nord et du sud du Sahara demeuraient très arides, il est nécessaire de faire appel à un système de pluies particulier qui est lié à l'activité de "Jet Stream Subtropical". En effet, l'étude détaillée de la climatologie dynamique de la zone nord-tropicale africaine montre qu'actuellement deux systèmes de pluies d'origine différente peuvent exister au Sahara. Sans entrer dans les détails qu'on trouvera ailleurs (Jalu, 1965 ; Dhonneur, 1985 ; Fohn, 1971 ; Maley, 1977, 1981) on observe que :

- d'une part, au cœur de l'été, des pluies se forment dans la mousson lorsque celle-ci s'étend sur le Sahara central après avoir envahi toute la zone nord tropicale africaine ;
- d'autre part, on observe qu'il y a aussi parfois formation de pluies durant les autres saisons de l'année (automne, hiver, printemps), alors que la mousson se situe très loin au sud du Sahara. Ce second type de pluie se produit lorsqu'une coulée d'air polaire s'avance en altitude vers le sud dans une ondulation du "Jet Stream Subtropical" qui, de l'automne au printemps, circule régulièrement d'ouest en est au-dessus du Sahara. Le système dépressionnaire qui se forme dans la moyenne troposphère à l'avant de l'ondulation du "Jet", détruit localement et provisoirement l'anticyclone saharien et, en même temps, provoque ou favorise quelquefois de brèves expulsions vers le nord d'air équatorial humide (il ne s'agit pas alors de mousson). L'examen de photos de satellite montre que ces masses d'air humide viennent fréquemment de différents secteurs du Golfe de Guinée et parfois plus à l'est, de la zone forestière congolaise. Le mélange de l'air polaire d'altitude, toujours très sec, avec l'air humide équatorial, entraîne très rapidement la formation de nuages qui, emportés par le courant directeur du "Jet" (Fig. 3), suivent une trajectoire d'allure parabolique et sont entraînés finalement vers l'est en déversant leurs pluies à travers le Sahara. Actuellement le parcours du Jet coupe parfois transversalement le Sahara et dans ce cas la dépression pluvieuse (ou sèche si elle n'a pas été alimentée en air humide) s'éloigne en direction de la Méditerranée ou du Moyen-Orient). Seules, apparemment, les zones montagneuses ont bénéficié de ces

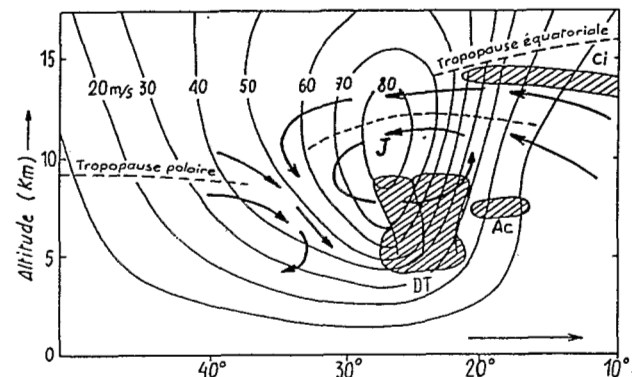


Figure 3  
Coupe transversale du Jet Subtropical durant la saison fraîche : position d'une dépression tropicale (DT) ; Ac, Altostratus ; Ci, Cirrus.  
Les flèches indiquent la circulation transversale au Jet avec développement de subsidence ou de convergence dynamique de part et d'autre de l'axe du Jet (Maley, 1981).

pluies entre environ 17 000 ans et le début de l'Holocène. A part les parties basses à la périphérie des montagnes qui pouvaient recevoir des écoulements fluviaux ou phréatiques, l'absence de traces d'humidité dans les plaines du Sahara central pourrait s'expliquer par la violence des vents de sable à cette époque.

Actuellement, bien que les pluies liées aux dépressions tropicales soient généralement faibles, elles constituent cependant souvent un pourcentage important du total des pluies (Pluies des mangues. Cf. Dubief, 1963).

Ainsi il apparaît que, tout au long de la saison fraîche, d'octobre à mai, le "Jet Stream Subtropical" alors dans sa position latitudinale la plus basse, exerce à long terme un rôle climatique indéniable. Au Quaternaire récent ce rôle s'est manifesté par la formation de la "Moyenne Terrasse", dépôt fluvial typique du Sahara central, ainsi que par les formations lacustres contemporaines, qui ont été datées entre environ 17 000 et 6 500 ans BP (Fig. 2) (Maley, 1981 ; Durand & al. 1983). Par contre, à l'Holocène moyen, l'érosion de cette terrasse et les sédiments grossiers qui se sont alors déposés dans les vallées (Fig. 2), témoignent d'un climat différent caractérisé par l'extension des pluies de la mousson estivale ayant remplacé ou souvent s'ajoutée aux pluies des dépressions tropicales.

Il est donc ainsi possible de définir une zone climatique particulière du Sahara central où alternent et s'interpénètrent au cours du temps des pluies estivales de mousson et des pluies de saison fraîche liées à l'activité du "Jet Stream Subtropical". La persistance de plantes reliques sur les montagnes du Sahara (Quézel, 1965, Maley, 1980) s'expliquerait par la possibilité particulière de ces montagnes de recevoir des pluies aussi bien durant une phase glaciaire que durant un optimum thermique postglaciaire.

Les données polliniques exposées ci-dessus, ainsi que d'autres présentées plus bas concernant l'extension sur le Sahara à l'Holocène moyen d'une savane de type sahélien ainsi que des sols de type ferrugineux tropical, ne permettent pas de retenir l'ancienne hypothèse d'une migration à l'Holocène de taxons méditerranéens sur les montagnes du Sahara central. La migration de ces taxons au Sahara central a pu se produire durant des périodes fraîches et humides du Quaternaire, peut-être entre 40.000 et 20.000 ans en dernier lieu.

**La zone des Savanes tropicales sèches - la zone sahélienne**

Dans l'étude des dépôts géologiques du Pléistocène terminal (15 à 10.000 ans BP) et de l'Holocène, il est nécessaire de séparer les dépôts formés dans la dépression du Paléotchad (fig. 4) qui a été en relation avec les apports fluviaux venant de la zone tropicale humide, de ceux du Niger oriental inclus dans divers petits bassins isolés. Ainsi, les formations lacustres des bassins isolés du Niger oriental nous informeraient sur les fluctuations climatiques régionales, tandis que

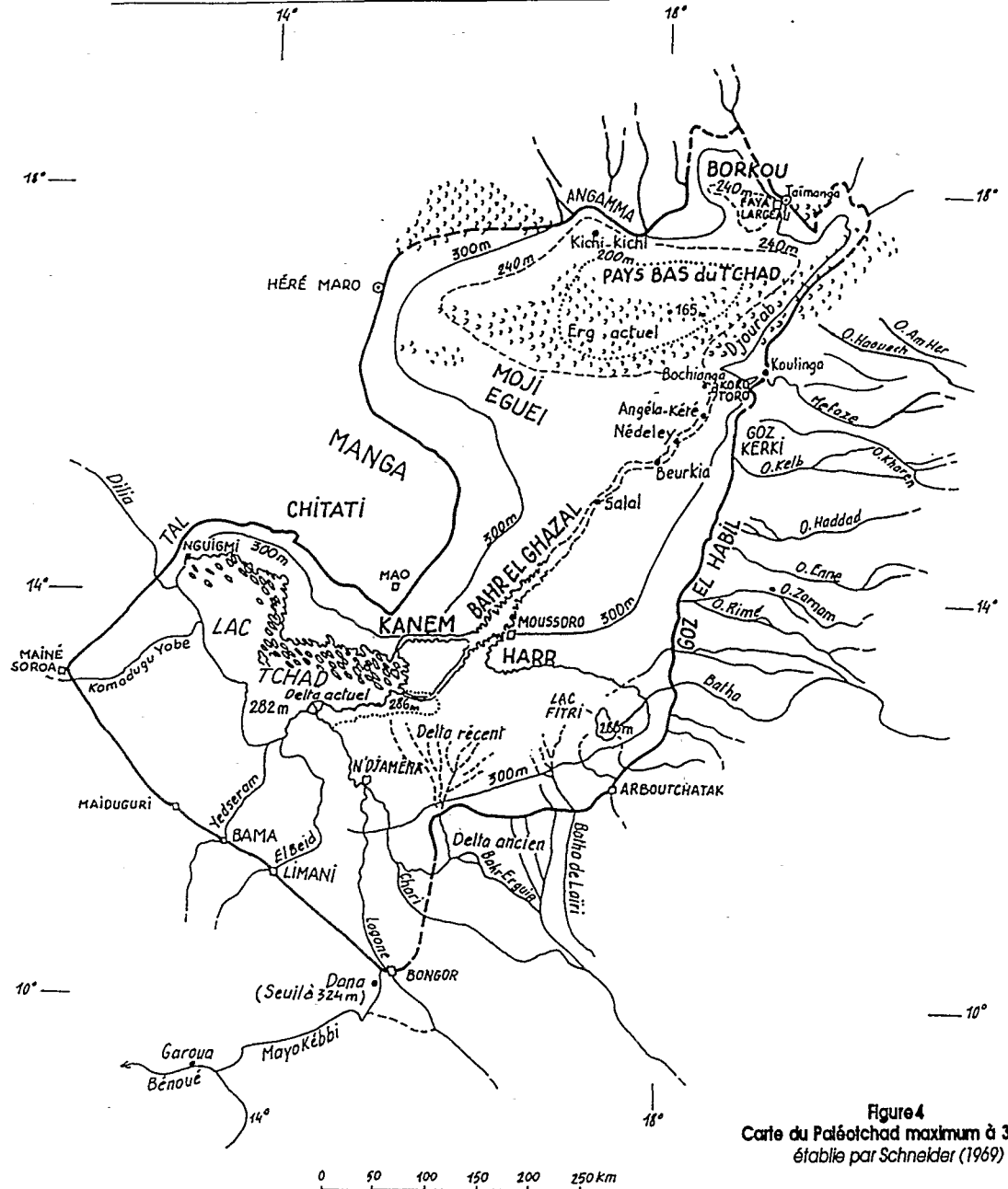


Figure 4  
Carte du Paléotchad maximum à 320 m  
établie par Schneider (1969)

pour celles de la zone du Paléotchad il sera nécessaire de faire la part des influences régionales et allotchtones. Toutefois ces derniers dépôts contiennent des informations souvent plus complètes car, contrairement aux bassins du Niger oriental qui se sont asséchés durant les phases arides, ces dépôts ont perduré durant les phases sèches, pouvant ainsi apporter des renseignements précieux sur ces époques souvent moins bien connues que celles plus humides. Les principales synthèses de géologie du Quaternaire ont été effectuées pour le bassin du Tchad par M. Servant (1973), A. Durand et P. Mathieu (1979), J. Maley (1981), A. Durand et al. (1984). Dans la boucle du Niger et sur le nord du Mali, d'importantes recherches ont été effectuées depuis une dizaine d'années par le groupe de scientifiques animé par M. Petit-Maire (1983, 1986). Les grandes lignes des résultats obtenus se parallèlisent bien avec ceux présentés ici pour la cuvette tchedienne.

• *Le Pléistocène terminal*

La grande phase aride de la fin du Pléistocène supérieur a affecté aussi la zone sahélienne (Fig. 2) et ce n'est que vers 13 000 ans BP que quelques dépôts lacustres très limités réapparaissent au Tchad. Au Kanem, au NE du lac actuel, l'étude des diatomées (Servant-Vildary, 1978) a montré le caractère saumâtre de ces étendues lacustres qui étaient alimentées en grande partie par la nappe phréatique et par des apports fluviaux allochtones venant de la zone tropicale humide.

L'étude des pollens montre une apparition timide de la végétation sahélienne entre environ 13 000 et 12 500 ans BP. L'amélioration climatique s'est poursuivie ensuite, entrecoupée de phases arides (Fig. 2). C'est apparemment seulement vers 10 100 ans BP qu'ont pu exister brièvement dans des petits bassins isolés de la zone sahélienne des lacs alimentés essentiellement par les pluies régionales (Fig. 2 et Maley, 1981). La végétation sahélienne a pris durant cette courte période une première extension comparable à ce qu'elle sera ensuite à l'Holocène inférieur. Une phase aride relativement importante centrée vers 9 700 - 9 500 ans BP se situe au tout début de l'Holocène avant la transgression lacustre de l'Holocène inférieur datée approximativement de 9 200 à 8 500 ans BP.

• *L'Holocène*

L'évolution de la végétation au cours de l'Holocène a été étudiée sur la coupe de Tjéri située au Kanem vers le centre du Paléotchad à environ 15 km au nord de Moussoro (Fig. 4) (Servant, 1973 ; Maley, 1981). Les pollens observés dans les 46 échantillons étudiés ont été classés suivant l'appartenance écologique des taxons dont ils sont issus et aussi d'après la dominance actuelle plus ou moins marquée de ces taxons dans les différentes zones climatiques du bassin du Tchad (Tableau 3). Les principaux résultats sont synthétisés sur la Fig. 5.

Tableau 3

**Pollens caractéristiques déterminés sur le coupe de Tjéri (Kanem, centre du Tchad).**

**Classement par Éléments Phytogéographiques et Groupes Écologiques**

Éléments et groupes écologiques	
Taxons	
<b>Élément Sahélien</b>	
Amaranthaceae (type)	<i>Commiphora africana</i> (Buseraceae)
<i>Acacia</i> , Gummiferae (Mimosaceae)	Compositae, Tubuliflores
<i>Acacia raddiana</i> (Mimosaceae)	<i>Hyphaene thebaica</i> (Palmae)
Acaciaef. <i>A. senegal</i> (Mimosaceae)	<i>Indigofera</i> sp. (Papilionaceae)
<i>Acacia seyal</i> (Mimosaceae)	<i>Morua crassifolia</i> (Capparaceae)
<i>Balanites aegyptiaca</i> (Balanitaceae)	<i>Mitracarpus scaber</i> (Rubiaceae)
<i>Boreira</i> sp. (Rubiaceae)	<i>Monechma cilata</i> (Acanthaceae)
<i>Capparis decidua</i> (Capparaceae)	<i>Okenandia</i> sp. (Rubiaceae)
<i>Capparis</i> sp. (Capparaceae)	<i>Salvadora persica</i> (Salvadoraceae)
<i>Celastris trigyna</i> (Amaranthaceae)	<i>Trianthema pentandra</i> (Aizoaceae)
<i>Cocculus pendulus</i> (Menispermaceae)	<i>Tribulus</i> sp. (Zygophyllaceae)
<b>Élément Soudanien</b>	
<i>Allophylus africanus</i> (Sapindaceae)	<i>Lannea</i> sp. (Anacardiaceae)
<i>Celtis integrifolia</i> (Ulmaceae)	<i>Mitragyna inermis</i> (Rubiaceae)
<i>Clematis hirsuta</i> (Ranunculaceae)	<i>Morella senegalensis</i> (Rubiaceae)
Combretaceae	<i>Propolis africana</i> (Mimosaceae)
<i>Dombeya quinquesera</i> (Sterculiaceae)	
<b>Élément Soudano-Guinéen</b>	
<i>Adina</i> sp. (Rubiaceae)	<i>Hymenocardia acida</i> (Euphorbiaceae)
<i>Alchornea cordifolia</i> (Euphorbiaceae)	<i>Nauclaea</i> sp. (Rubiaceae)
<i>Bridelia ferruginea</i> (Euphorbiaceae)	<i>Olea hochstetteri</i> (Oleaceae)
<i>Brideliaef. B. scleroneura</i> (Euphorbiac.)	<i>Uapaca</i> sp. (Euphorbiaceae)
<i>Elaeis guineensis</i> (Palmae)	
<b>Élément Montagnard (Tibesti)</b>	
<i>Artemisia</i> sp. (Compositae)	<i>Pentzia monodiana</i> (Compositae)
<i>Ephedra</i> sp. (Ephedraceae)	<i>Plantago</i> (Plantaginaceae)
<i>Erica arborea</i> (Ericaceae)	<i>Silene</i> sp. (Caryophyllaceae)
<b>Groupe des Plantes Hygrophiles</b>	
<i>Cissus ibuensis</i> (Vitaceae)	Spores
<i>Hygrophila</i> sp. (Acanthaceae)	<i>Azolla africana</i> (Azollaceae)
<i>Ipomoea</i> sp. (Convolvulaceae)	<i>Ceratopteris comuta</i> (Adiantaceae)
<i>Laurembergia tetrandra</i> (Haloragaceae)	<i>Ophioglossum</i> sp. (Ophioglossaceae)
<i>Ludwigia</i> sp. (Onagraceae)	Spore monolète
<i>Nymphaea</i> sp. (Nymphaeaceae)	
<i>Polygonum</i> sp. (Polygonaceae)	
<i>Sesbania pachycarpa</i> (Papilionaceae)	

L'étude des diatomées, effectuée sur les mêmes échantillons que ceux utilisés par la palynologie, a permis à Servant-Vildary (1978) de tracer une courbe de la variation de la profondeur de l'eau à la station de Tjéri (Fig. 5, courbe a). Vu la position de cette station, cette courbe retrace l'évolution des niveaux du Paléotchad durant l'Holocène. Les principales phases d'extension lacustre mises en évidence grâce à la géologie en divers points de la zone du Paléotchad (Servant, 1973 ; Maleu, 1981), se retrouvent sur cette courbe.

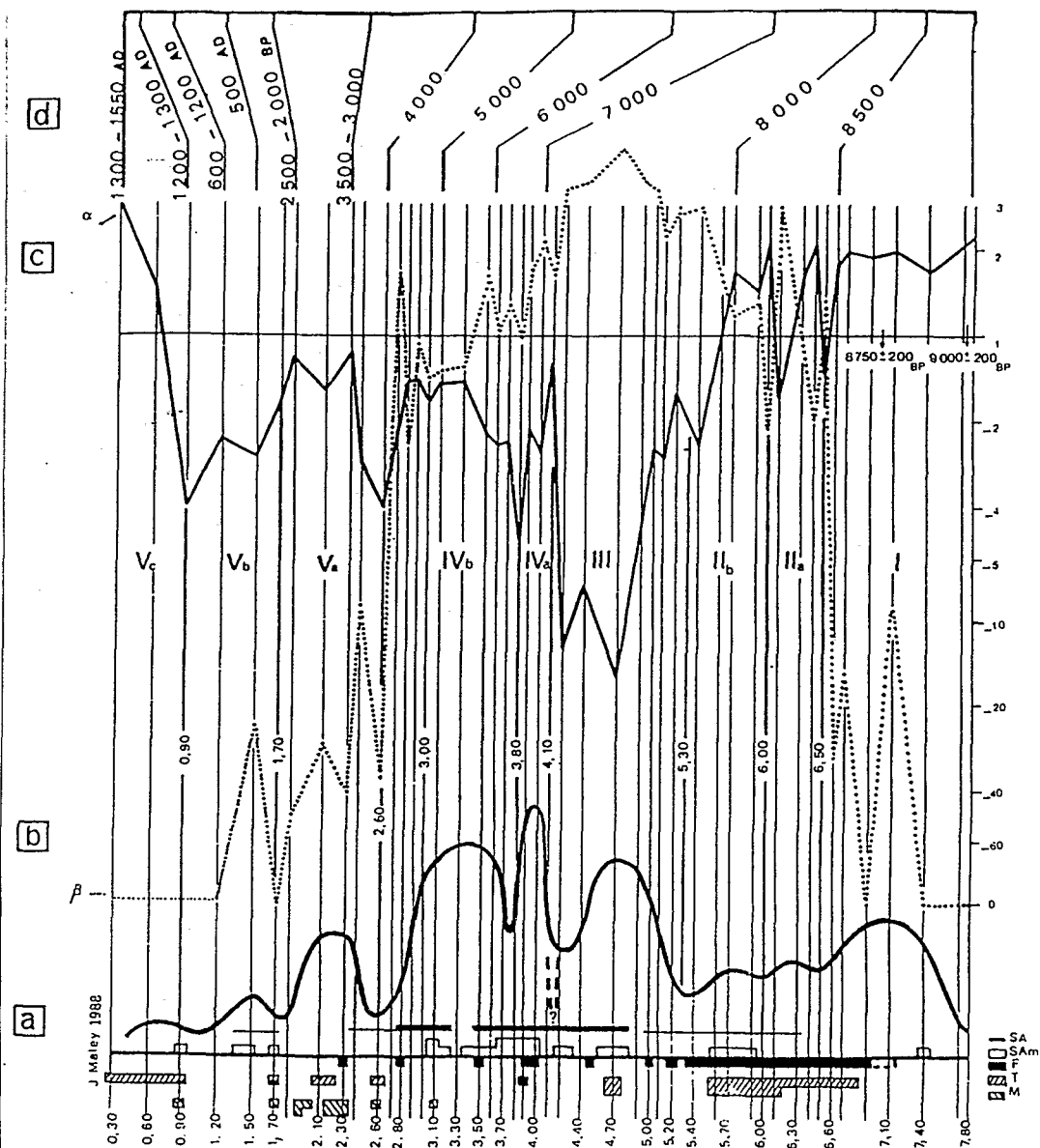
De cette manière on voit que la phase du Paléotchad maximum (cordons lacustres vers 320 m) correspond à l'extension maximum de cette courbe (fig. 5 a). Diverses données géologiques la situent au cours de l'Holocène moyen (Schneider, 1969 ; Servant, 1973) ; il est possible que le maximum ait été relativement bref et se soit produit durant la phase IVa (fig. 5), c'est-à-dire entre environ 7000 et 6500 ans BP, en résultant non seulement des apports très élevés de l'ensemble Chari-Logone (période de formation du très grand "delta ancien" (cf. fig. 4), mais aussi d'une pluviosité régionale importante comme le montre les hauts niveaux lacustres recensés pour cette époque dans les petits bassins isolés du Niger oriental (fig. 2).

Il est aussi possible de corréler la diminution majeure des pourcentages des pollens de l'élément sahélien (Fig. 5, courbe c, phase III) à la phase aride située vers 7500 ans BP. Cette période aride, bien mise en évidence par des données géologiques (Servant, 1973), a affecté surtout la zone sahélienne ainsi que le Sahara méridional et central (Fig. 2). On doit donc conclure que la transgression mise en évidence par les diatomées durant la phase III, n'a pu être causée que par des apports fluviaux allochtones à la zone tropicale sèche. L'examen des données palynologiques et le fait bien établi que les fleuves du bassin du Tchad - le Chari et le Logone - transportent des pollens depuis leurs zones d'alimentation (Maleu, 1972, 1981), montrent que ces apports fluviaux venaient de la zone tropicale humide.

Des données purement physiques concernant le bassin adjacent du Niger dont les sources (Bénoué et haut Niger) se trouvent aussi en zone tropicale humide, indiquent que les apports fluviaux dans le Golfe de Guinée ont été aussi maximum entre 8500 et 6500 ans BP (Pastouret et al., 1978). Un tel déphasage climatique n'est pas un phénomène isolé car il a été aussi mis en évidence à d'autres époques, comme vers le milieu du 1er millénaire de notre ère et au 17<sup>e</sup> siècle AD (Maleu, 1981, 1982 ; cf. aussi le chapitre suivant).

Concernant l'évolution de la végétation en zone sahélienne, les spectres polliniques de Tjéri (Kanem) montrent que le maximum relatif des arbres s'est produit à l'Holocène moyen (7000 à 4500 ans BP). Ce fait ainsi que l'extension sur le Sahara méridional de sols de type ferrugineux tropical, avec parfois formation de cuirasses ferrugineuses (fig. 2), permet de conclure qu'à l'Holocène moyen s'est produit un glissement vers le nord des zones climatiques, avec probablement une extension de la savane de type sahélien sur le Sahara méridional et central.

Figure 5



Evolution comparée pour la coupe de Tjéri, de bas en haut

- a. Niveaux lacustres relatifs d'après les diatomées (Servant-Vildary, 1978) : quelques diatomées écologiquement importantes, SA, *Stephanodiscus astrea* SAM, *Stephanodiscus astrea* var. *minutula*, F, diverses diatomées psychrophiles, surtout *Cymatopleura elliptica* et *Melosira italica* var. *valida*, T, *Cyclotella ocellata*, M: *Melosira italica*.
- b. Courbe pollinique de l'élément soudano-guinéen (en pollinifiliés),  $\beta$  pourcentages actuels.
- c. Courbe pollinique de l'élément sahélien (trait plein),  $\alpha$  pourcentages actuels. Ces deux courbes (b, c) ont été construites en utilisant le rapport à la moyenne avec une échelle logarithmique.
- d. Chronologie partiellement reconstituée d'après diverses corrélations régionales. Vers la base deux datations radiométriques.

**La zone des savanes tropicales humides**

On ne possède pas actuellement pour cette zone de données polliniques obtenues in situ. Toutefois, quelques données indirectes sont obtenues par les pollens apportés par les fleuves qui se jetaient dans le Paléotchad. A ce propos, il est intéressant de remarquer que les pollens qui sont transportés actuellement dans le lac Tchad depuis la zone soudano-guinéenne, sont les mêmes que ceux qui se sont déposés dans les sédiments de Tjéri au cours de l'Holocène (Tableau 3). Cela tendrait à prouver que durant cette période et par rapport à l'actuel, il n'y a pas eu de changements qualitatifs marqués de la végétation dans la partie méridionale du bassin. Concernant les pollens déterminés jusqu'à l'espèce, on peut cependant noter que ceux d'*Alchornea cordifolia*, qui se développe surtout sur les sols hydromorphes du fond des vallées, ont dominé durant l'Holocène inférieur, tandis que les pollens d'*lymenocardia acida* qui se développe surtout sur les sols bien drainés des interfleuves, ont nettement dominé à l'Holocène moyen jusque vers 4 000 ans BP.

• **Données pédologiques et géologiques**

Diverses observations venant d'autres disciplines convergent tout à fait avec des données polliniques. En effet, il apparaît que sur la zone tropicale humide, non seulement vers le sud du bassin du Tchad (Fig. 2), mais aussi plus à l'ouest sur l'Afrique occidentale, le Pléistocène terminal à partir d'environ 15 000 ans BP et l'Holocène inférieur jusque vers 7 000 ans BP, ont été caractérisés par l'extension de sols hydromorphes de type vertisolique avec développement de montmorillonite et formation de nodules calcaires. Il faut noter que ces sols nécessitent une certaine saison sèche annuelle. Ensuite, à l'Holocène moyen, entre environ 7 000 et 4 000 ans BP, ces régions ont vu l'extension de sols de types ferrugineux tropicaux qui se développent sur les substrats sableux et bien drainés des interfleuves avec formation de kaolinite. Ces types de sol nécessitent aussi une saison sèche annuelle (pour ces divers sols et les néoformations argileuses associées, cf. Bocquier et al., 1970 ; Bocquier, 1973).

Par ailleurs, des données géologiques et sédimentologiques obtenues pour les grands bassins de la zone nord-tropicale africaine (Nil bleu, Tchad, Bénoué-Niger, Sénégal), montrent que, corrélativement à la formation des sols de type vertisolique entre 15 000 et 7 000 ans BP environ, les fleuves transportaient et déposaient essentiellement des matériaux très fins de type argileux, dont une grande partie était d'origine éolienne, tandis qu'entre 7 000 et 4 000 ans BP environ, associée à une nette reprise de l'érosion, la charge alluviale devint plus grossière avec des dépôts de type sableux (Maley, 1981). Ainsi on peut conclure qu'entre 15 000 et 7 000 ans BP environ les cours d'eau étaient lents, à débit régulier et avec de nombreux méandres, tandis qu'entre 7 000 et 4 000 ans BP environ, les crues devinrent très brutales, comme on l'observe actuellement. Durant cette seconde phase, le tracé des fleuves se modifia pour devenir plus

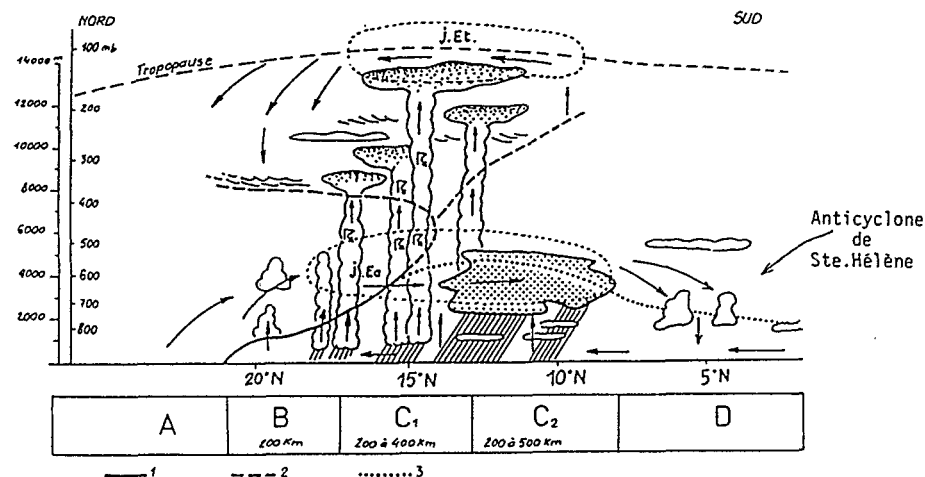
rectiligne, comme le sont par exemple les chenaux sableux remontant à cette époque qui ont été observés dans la plaine d'inondation du Tchad.

• **Interprétation paléoclimatique**

La conclusion principale qui ressort de ces données est qu'un changement hydrologique majeur est survenu vers 7 000 ans BP. Ce changement est à lier directement à un changement dans le régime des pluies car diverses études hydrologiques conduites sur la zone nord tropicale africaine ont bien montré le lien direct qui existe entre le régime des pluies et les caractéristiques de l'écoulement dans les cours d'eau.

Lorsqu'on étudie le régime actuel des pluies sur ces régions, on doit noter en particulier qu'il y a deux types principaux de pluie suivant leur position dans la mousson (fig. 6) :

- A l'avant du front de la mousson se trouve ce que les météorologistes appellent la zone C1 et qui est caractérisée par le passage de dépressions mobiles ou lignes de grains formés par d'épais cumulonimbus. L'ensoleillement et l'évaporation sont importants entre le passage des dépressions mobiles.
- A l'arrière de cette zone se trouve la zone C2 qui est caractérisée par des dépressions quasi-stationnaires constituées de nuages de type stratiforme. L'évaporation est réduite du fait de l'importance de la nébulosité.



**Figure 6**  
Coupe schématique nord-sud en Août de la troposphère au-dessus de l'Afrique vers le méridien origine.

1. Front intertropical (FIT). 2. Limite inférieure de l'air équatorial d'altitude. 3. Limite supérieure de la mousson. J. Ea, Jet Africain d'Est. J. Et; Jet Tropical d'Est. Les principales zones de temps : A, zone sans pluie. B, zone avec des orages isolés. C1, zone où dominent les lignes de grains. C2, zone où dominent les "pluies de mousson". D, zone avec des pluies réduites. Les flèches schématisent les flux et en particulier les mouvements de convection ou de subsidence.

Par ailleurs, étant donné que la taille des gouttes de pluie dépend surtout de la profondeur des nuages, les gouttes qui viennent des cumulonimbus ont en grande majorité des diamètres supérieurs à 2 mm, tandis que celles qui viennent des nuages stratiformes ont des diamètres essentiellement inférieurs à 2 mm (Mason, 1971 ; Barat, 1957).

Ces distinctions sont très importantes car Barat (1957) a montré dans ses recherches sur la pluie en Afrique tropicale et à Madagascar, que l'érosion des sols est très différente suivant la taille des gouttes de pluie (Fig. 7). Les pluies des dépressions quasi-stationnaires (pluies homogène de Barat), dont les gouttes sont en majorité inférieures à 2 mm, s'infiltrent instantanément ou avec seulement un faible ruissellement pelliculaire, sans érosion notable. Ce type de ruissellement conduit finalement dans les cours d'eau à la formation de sédiments fins. Par contre, du fait du volume et du poids relativement importants de la majorité des gouttes de pluie des dépressions mobiles (pluies hétérogènes de Barat), le ruissellement violent qui en résulte conduit à une forte érosion des sols. Dans les cours d'eau il en résulte des dépôts de sédiments grossiers de type sableux.

Ainsi, on peut conclure que le dépôt des alluvions argileuses et le développement des sols de type vertisolique entre 15 000 et 7 000 ans BP environ, ont été dus à une grande extension des pluies fines et des nuages stratiformes, au détriment des pluies à grosses gouttes et des cumulonimbus. On a vu plus haut que sur le Sahara cette époque était dominée par les dépressions tropicales. Or les pluies qui en résultent actuellement sont souvent des pluies fines et fraîches (Delorme, 1963). Des mesures isotopiques effectuées sur des aquifères de l'Aïr et du Liptako, plus au sud, ont effectivement fait conclure à un climat plus frais jusqu'à l'Holocène inférieur (Joseph & Ousmane, 1986). De plus, il faut remarquer que les vents de sable sont souvent associés à ces types de perturbations (Jaku, 1965). On peut donc conclure que les vents de sable ont dû être relativement fréquents sur le Sahara jusque vers 7 000 ans BP (sans être probablement aussi violents que durant le maximum d'aridité entre 20 000 et 15 000 ans BP) et que la poussière mise ainsi en suspension et poussée par le vent sur la zone tropicale humide, a dû jouer un grand rôle dans l'extension des sédiments fins et aussi des nuages de type stratiforme, générateurs des pluies fines (Maley, 1981, 1982).

Par contre, après 7 000 et jusque vers 4 000 ans BP, le dépôt de sédiments plus grossiers et la formation des sols de type ferrugineux tropical, ont été dus à la brutale réapparition et domination des "lignes de grains" formées par des cumulonimbus qui donnent surtout des pluies à grosses gouttes.

Il apparaît ainsi que des modifications du cycle climatique annuel, amoindrant certains mécanismes au détriment d'autres, et en particulier par des modifications des caractéristiques de la pluviosité et des systèmes de nuages auxquels elle est associée, sont capables d'expliquer, pour les zones climatiques étudiées, les grandes variations hydrologiques, sédimentologiques, pédologiques, géomorphologiques et de végétation.

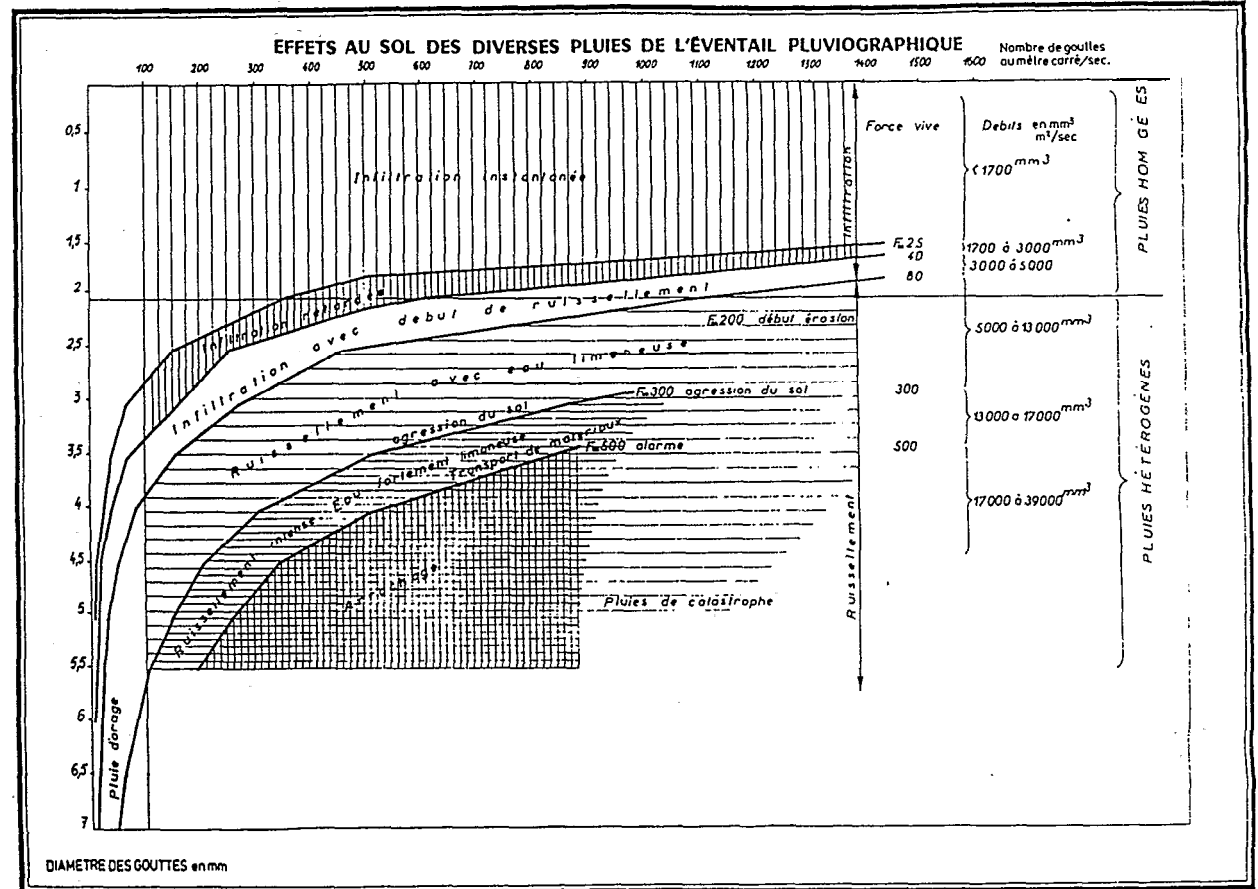


Figure 7

### Conclusion

On a retracé ici les principales variations ayant affecté l'Afrique nord-tropicale au Quaternaire récent et on a aussi essayé de montrer comment ces variations avaient pu se produire. Toutefois on n'a pas répondu à la question du pourquoi. Cette question capitale se pose actuellement avec encore plus d'acuité lorsqu'on observe la sécheresse dévastatrice qui s'étend comme une lèpre en de nombreux points de l'Afrique.

En fait la réponse à cette question ne se trouve que partiellement en Afrique, car le climat qui règne sur l'Afrique tropicale est sous la dépendance étroite de la circulation atmosphérique générale, non seulement sur tout l'Hémisphère Nord, du pôle à l'équateur, mais aussi sur tout l'Hémisphère Sud. En effet, d'une manière imagée, on pourrait dire que la zone tropicale est ballotée au gré des influences, des "poussées" diverses, venant des deux hémisphères, ce qui explique un peu la complexité des phénomènes climatiques tropicaux. En définitive, ce n'est donc que par des études effectuées sur l'ensemble du Globe, telles celles engagées actuellement par la communauté scientifique internationale, aussi bien sur l'actuel que sur le passé, qu'on pourra répondre à cette dernière interrogation.

### Bibliographie

- BARAT C., 1957, *Pluviologie et aqidimétrie dans la zone intertropicale*. Mém. Inst. fr. Afr. noire, 49, pp 80.
- BOCQUIER G., 1973, *Genèse et évolution de deux toposéquences de sols tropicaux du Tchad. Interprétation biogéodynamique*. Mém. ORSTOM, Paris 62 : 350.
- BOCQUIER G.; Paquet H. & Millot G., 1970, *Un nouveau type d'accumulation oblique dans les paysages géochimiques : l'invasion remontante de la montmorillonite*. C.r. hebd. Séanc. Acad. Sci., Paris, Sér. D, 270 : 460-463.
- DELORME G.A., 1963, *Répartition et durée des précipitation en Afrique occidentale*. Monographe Météo. Nat., Paris, 28, 26 pp.
- DHONNEUR G., 1985, *Traité de Météorologie Tropicale*. Météorologie Nationale, Paris.
- DUBIEF J., 1963, *Le climat du Sahara. L'eau atmosphérique au Sahara.. Mém. hors série, Inst. Rech. sahar. 2, 1 : 275.*
- DURAND A. et MATHIEU Ph., 1979, *Le Quaternaire supérieur sur la rive sud du lac Tchad*. Cahier ORSTOM, série Géologie, 11 (2) : 189-203.
- DURAND A., LANG J., MOREL A. et ROSET J.P., 1983, *Evolution géomorphologique, stratigraphique et paléoclimatique au Pléistocène supérieur et à l'Holocène de l'Air oriental (Sahara méridional, Niger)*. Revue Géol. Dyn. & Géogr. Phys., 24 (1) : 47-59.
- DURAND A., FONTES J.C., GASSE F., ICOLE M. et LAN, G. J., 1984, *Le nord-ouest du lac Tchad au Quaternaire : Étude de paléoenvironnements alluviaux, éoliens, palustres et lacustres*. *Palaeoecology of Africa*, 16 : 215-243.
- FLOHN H., *Tropical circulation pattern*. Bonn. met. Abh. 15 : 55.
- JAKEL D., 1979, *Run-off and fluvial formation processes in the Tibesti mountains as indicators of climatic history in the central Sahara during the late Pleistocene and Holocene*. *Palaeoecology of Africa*, 11 : 13-44.
- JALU R., 1965, *Note sur le déclenchement des dépressions tropicales sahariennes*. La Météo, Paris 78 : 113-127.
- JOSEPH A. et OUSMANE B., 1986, *Recharge et paléorecharge des aquifères discontinus du socle de l'Air et du Liptako (Niger)*, in H. Faure, L. Faure & E.S. Diop (eds), *Changements globaux durant le Quaternaire. Passé-Présent-Futur. Symp. Inqua, Dakar, Trav. et Documents de l'ORSTOM, n° 197 : 213-216.*
- MALEY J., 1972, *La sédimentation pollinique actuelle dans la zone du lac Tchad (Afrique centrale)*. *Pollen Spores*, 14 : 263-307.
- MALEY J., 1977, *Palaeoclimates of central Sahara during the early Holocene*, *Nature*, 269 : 573-577.
- MALEY J., 1980, *Les changements climatiques de la fin du Tertiaire en Afrique : leur conséquence sur l'apparition du Sahara et de sa végétation*. In M.A. J. William & H. Faure, *The Sahara and the Nile* 63-86. Rotterdam : Balkema.
- MALEY J., 1981, *Études palynologiques dans le bassin du Tchad et Paléoclimatologie de l'Afrique nord tropicale de 30 000 ans à l'époque actuelle*. Thèse Sc., Université Montpellier. *Travaux et Documents de l'ORSTOM*, Paris 129 : 586.
- MALEY J., 1982, *Dust, clouds, rain types and climatic variations in tropical north Africa*. *Quaternary Res.* 18 : 1-16.
- MASON B.J., 1971, *The physics of clouds* pp. 671. Oxford : University Press.
- MESSERLI B., 1972, *Formen und Formungsprozesse in der Hochgebirgeregion des Tibesti*, *Hochgebirgsforschung*, Innsbruck 2 : 23-86.
- PASTOURET L., Chamley H., Delibrias G., Duplessy J.C. & Thiede J., 1978, *Late Quaternary climatic changes in western tropical Africa deduced from deep-sea sedimentation off the Niger delta*. *Oceanol. Acta* 1 : 217-232.
- PETIT-MAIRE N. et Riser J. (eds), 1983, *Sahara ou Sahel ? Quaternaire récent du Bassin de Taoudenni (Mali)*, 473 pp., Marseille.
- PETIT-MAIRE N., 1986, *Palaeoclimates in the Sahara of Mali. A multidisciplinary study*. Episodes, Ottawa, 9 : 7-16.
- QUÉZEL P., 1958, *Mission botanique au Tibesti*. Mém. Inst. Rech. sahar. 4 : 357, pp.
- QUÉZEL P., 1965, *La végétation du Sahara, du Tchad à la Mauritanie*, Stuttgart : Fischer Verlag, 333 pp.
- SERVANT M., 1973, *Séquences continentales et variations climatiques : Évolution du bassin du Tchad au Cénozoïque supérieur*. Thèse Sciences, Paris, Travaux et Documents ORSTOM, n° 159, 573 pp. (1983).
- SERVANT-VILDARY S., 1978, *Étude des diatomées et paléoclimatologie du bassin tchadien au Cénozoïque supérieur*. Travaux et Documents de l'ORSTOM, 84, 2 tomes.
- SCHNEIDER J.L., 1969, *Évolution du dernier lacustre et peuplements préhistoriques aux Pays bas du Tchad*. *Bull. Inst. Fr. Afr. Noire, Dakar, série A*, 31 : 259-263.