

CONTRIBUCIÓN AL ESTUDIO DE LOS PROCESOS DE DESERTIFICACIÓN EN LOS LÍMITES MERIDIONALES DEL SAHARA

Sánchez Gómez, S.T.¹, Marañés, A.¹, Sánchez Garrido, J.², Haro, S.
De¹ y Lozano, J.²

¹ Departamento de Edafología y Química Agrícola. Escuela Politécnica Superior. Campus Universitario. Almería.

² Departamento de Edafología y Química Agrícola. Facultad de Ciencias. Campus Universitario. Almería.

RESUMEN

Desde 1985, varios Departamentos de la Universidad de Granada vienen realizando una serie de expediciones interdisciplinarias a la Curva del río Niger en Mali; por ello, queremos exponer en este trabajo una contribución en cuanto a la dinámica que hemos observado durante una de estas expediciones en la franja saheliana y constatar los procesos de desertización que actualmente se desarrollan.

Palabras clave: Sahel, desertización, Sahara.

ABSTRACT

Since 1985, several departments in University of Granada have been performing series of interdisciplinary to the Niger river Curve in Mali; so that, we want to expound in this work a contribution about the dynamic we have observed during one of these expeditions in the sahelian strip and to verify the desertization processes that now are developing.

Key words: Sahel, desertization, Sahara.

INTRODUCCIÓN

Desde 1912, la degradación de las condiciones climáticas en los seis países del África saheliana se generaliza como consecuencia de la insuficiencia e irregularidad de las precipitaciones. La última gran sequía que se abatió sobre dicho conjunto afectó al período entre 1963 y 1974, caracterizándose como una de las de mayor duración e intensidad conocidas.

Pero la situación se hizo especialmente dramática entre 1972 y 1973. En la memoria de los *Kel Adagh*, (Tuaregs del Adrar de los Íforas), este período queda recordado como el año de la distribución de víveres, el *Awataye wa labassan wan-tekutawan*, que en Tamachek significa "el año humillante del

hambre, el año desgraciado", (EGHLEZE AF FONI, 1979).

Como consecuencia de la disminución de las precipitaciones medias mensuales y anuales, del acortamiento de la estación de lluvias, con inviernos que comienzan tarde y terminan muy pronto y, sobre todo, de la reducción del número de días de lluvia en los meses más lluviosos que son junio, agosto y septiembre (MAMADOU TRAORÉ, 1980), tuvo lugar la muerte de millares de personas, la desorganización del espacio agrícola y pastoral, y la regresión de las sociedades tradicionales de estas zonas.

CONSIDERACIONES GENERALES

INVESTIGACIÓN Y RESULTADOS ACTUALES

Es evidente que el Sahara ha sufrido durante los últimos veinte años una serie de perturbaciones que han modificado radicalmente los estudios y metodologías en cuanto a los procesos de desertización. Una vez que se analizaron las variaciones de la precipitación desde 1900 (NICHOLSON, 1982) (Fig.1), se observó que determinados órdenes de magnitud dentro de las prolongadas fluctuaciones climáticas que se produjeron, fueron la causa de las grandes sequías en todo el cinturón saheliano y sudanosaheliano, que configura el sistema morfogenético de enlace entre la sabana y el desierto (UNESCO, 1984).

Las sequías del sahel que han quedado constatadas analíticamente corresponden a los períodos siguientes: el primer máximo corresponde al período entre 1913 y 1915 (KNOCHÉ, 1945); un segundo período se localiza entre 1963 y 1974, situándose el máximo en el intervalo 1972/73, cuya intensidad y efectos se dejaron sentir desde el oeste de las Antillas hasta el noreste de la India (ROGNON, 1982). Desde entonces, estas fluctuaciones se han mantenido hasta 1982 muy por debajo de la media pluviométrica, registrándose nuevamente un gran déficit entre 1982 y 1983 (UNESCO, 1984).

Para tratar de comprender estos fenómenos, es necesario revisar el funcionamiento y tipo de circulación atmosférica que se desarrolla en el sahel. Entre 0° y 35° de latitud norte, los vientos son de carácter meridiano (es decir, de dirección norte-sur: alisios) y se configuran en *célula de Hadley* (Fig.2), (SVERRE PETTERSSÉN, 1976). Estos alisios que vienen del norte en su camino hacia el ecuador, absorben calor y humedad constituyendo la zona de convergencia intertropical (ITCZ), generando una rama ascendente de aire caliente y húmedo que es el frente intertropical (FIT), y que normalmente se sitúa a 10° de latitud norte. Esta rama durante su ascenso hacia la troposfera y gracias al calor latente liberado por la condensación de las nubes que se forman en su interior, es la que da lugar a intensas precipitaciones (coincide con la zona de bosque tropical). Poco a poco, conforme continúa el ascenso, se pierde calor de estas nubes por irradiación infrarroja al espacio, con lo que se enfrían, y es entonces cuando comienza su descenso para llegar a los polos. Pero parte de este aire seco en dirección a los polos desciende por subsidencia, se calienta de nuevo y llega a la superficie con un radio de acción entre las latitudes 10° y 35° N, coordenadas que coinciden con la situación de las regiones desérticas del planeta.

Basados en estas consideraciones, el actual límite del desierto quedaría

configurado por la magnitud y fluctuaciones de este tipo de macrocélulas; el desplazamiento de estos límites aparece principalmente por las propias variaciones del FIT hacia el norte, originadas durante los meses de mayo y octubre como consecuencia de la influencia del Monzón Africano Occidental; durante los meses de diciembre a febrero el FIT ocupa la posición más meridional, y de julio a septiembre la posición más septentrional (Fig.3.). Dichos vientos son los responsables de introducir las masas de aire húmedas que vienen del golfo de Guinea, y dependiendo de la intensidad de este Monzón, las precipitaciones tienden entonces a situarse hacia latitudes más altas con respecto a la posición normal del FIT.

Desde este punto de vista, la aridez de este sistema morfogenético en el sentido de WILSON (1969), quedaría determinada por la subsidencia de parte de este aire seco que iba camino de los polos, y por las fluctuaciones derivadas de la influencia del Monzón Africano. Sólo aparecen algunas precipitaciones en aquellos casos de gran intensidad del Monzón o en las proximidades de algunos importantes relieves (Tibesti, Hoggar o Adrar de los Íforas), como consecuencia del ascenso periódico de los vientos diurnos en sus laderas.

A propuesta del M.A.B. (Programa Intergubernamental sobre el hombre y la Biosfera, iniciado en 1970), uno de los objetivos marcados fue la evaluación de las repercusiones de las actividades humanas en estos ámbitos y otro, definir las condiciones óptimas de sus recursos naturales; apareciendo diferentes opiniones en cuanto a los mecanismos anteriormente descritos (M.A.B.,1975).

En este sentido, CHARNEY (1975) atribuye la persistencia de esta aridez en el sahel a un mecanismo de *retroacción* cuyo funcionamiento sería el siguiente: no toda la radiación solar que llega a la tierra es absorbida, sino que parte de ella es reflejada (albedo), alcanzándose unos valores de reflexión en el desierto entre el 35 y 45%. Además, en estas zonas que carecen de humedad y no pueden perder calor por evaporación, y de acuerdo con la ley de Stefan-Boltzman, la superficie terrestre y la atmósfera se comportan como un cuerpo negro que emite radiaciones en el dominio de los infrarrojos. Los sensores remotos vía satélite confirmaron este hecho, observándose en toda la zona sahariana, incluso durante el verano, que esta región emite en el infrarrojo más energía que la que absorbe del flujo solar. Esta diferencia de energía se compensaría por un mecanismo de *advección*, como resultado del calor que aportan aquellas masas de aire venidas de más lejos y que se desplazan en sentido horizontal, con un descenso por subsidencia sin aportar ninguna precipitación (KANDEL y COUREL, 1984). Por tanto, este modelo introduce un componente nuevo en la horizontal con respecto al mecanismo de tipo vertical en que se configuraba la célula de Hadley, y que clarifica el balance energético de la relación superficie/atmósfera de los desiertos.

Pero en aquellas zonas donde comienza a existir vegetación (sahel y sabana) el albedo es menor, oscilando entre un 10 y un 20%; se absorbe más cantidad de radiación solar, al tiempo que existe algo de evaporación como consecuencia del contenido en humedad del suelo, lo que permite que se transmita esta radiación de forma más paulatina. Tampoco se acumula un máximo de temperatura en la superficie, y no existe el déficit anterior, por lo que el balance de energía en este caso es positivo y no se recurre a la energía de masas de aire venidas de más lejos. Por tanto, las corrientes de convección sólo se limitan a elevar las masas de aire hasta el nivel de condensación,

facilitando la aparición de algunas precipitaciones. Si en este último análisis ponderamos conjuntamente la acción antrópica, que se manifiesta tanto en la tala de la sabana, como en algunas prácticas ancestrales tales como la *quema* de la misma, con impedimento de la incorporación de la materia orgánica al suelo, y sumamos la persistencia de esta aridez, las consecuencias que se originan pueden ser desalentadoras, tanto para el medio físico como para el desarrollo de las comunidades que lo habitan.

Es entonces cuando estas *anomalías climáticas* pasan a tener un carácter fuertemente polémico, que se resume en las dos posturas principales, por otro lado convergentes, que dieron pie a la Conferencia de Naciones Unidas de Nairobi en 1977 sobre la desertificación. Por un lado, esta sequía obedecería a una tendencia dentro de un fenómeno climático general, y por otro, sería el resultado de una acción antrópica, que es donde se centró la mayor parte de esta conferencia. A continuación analizaremos ambas posturas.

Los datos estimados por Naciones Unidas, basados en las observaciones de los satélites, indican una pérdida por tala de 37.10^6 ha de bosque en el continente africano durante el período comprendido entre 1975 y 1980. Para MYERS (1979) resulta un 50% de la superficie original, y esta acción compromete claramente el equilibrio energético de estas zonas, provocando inmediatamente una serie de respuestas:

- 1) Alteraciones del balance hídrico local, debidas a la variación producida en la transpiración que antes emitía la vegetación (EAGLESON, 1986).
- 2) Aumento de temperatura en la zona, debido al desprendimiento de CO_2 por oxidación del carbono originado de aquellas masas forestales semienterradas.
- 3) Pérdida de la cubierta vegetal (Foto 1), que facilitaría la exposición de la superficie a los excesos térmicos de la radiación solar y a la acción abrasiva del viento (Foto 2).
- 4) Un último efecto en el que parece atenuarse la sequía, según el cual la recuperación o el potencial de regeneración del estrato herbáceo es menor y sucede a distinto ritmo que el del estrato leñoso.

Todos los efectos han sido estudiados desde otro punto de vista, llegando a conclusiones diferentes: efectivamente, una deforestación y un sobrepastoreo implican un aumento del albedo y por tanto una disminución de las precipitaciones; si además tenemos en cuenta las excesivas labores agrícolas y las extensas roturaciones que sufren actualmente las regiones guineosudanesas, se favorecerá la debilitación del Monzón africano, ya que una parte de las escasas lluvias que recibe el sahel son consecuencia, como antes hemos visto, del reciclaje por evapotranspiración de estas zonas, hoy día totalmente roturadas. Así, el mecanismo propuesto por Charney sí sería correcto.

Estas variaciones del albedo fueron evaluadas por sensores remotos, y para este caso la UNESCO propuso el seguimiento de tres sectores concretos: Chile, Níger y Túnez. En el proyecto se utilizaron los satélites americanos Landsat (período 1967-1974) y los satélites europeos Meteosat coordinados por el C.N.R.S. francés (período 1967-77).

Los resultados obtenidos, a primera vista fueron paradójicos, ya que los satélites europeos durante el período de 1974 a 1979, registraron una disminución general del albedo, al igual que los Landsat para ese mismo

intervalo, centrándose en dos sectores como el de Ferlo (Senegal) y Gondo (al suroeste del delta interior del Níger). La causa de esta disminución en el sector de Senegal se interpreta como una respuesta de la cubierta vegetal por un mecanismo de autocorrección, debido a la escasez de pastoreo heredada desde el período 1972-73, que fue donde la sequía registró uno de sus máximos, mientras que el descenso de Gondo se interpretó como consecuencia de la ancestral costumbre de quemar la sabana durante la época seca de invierno.

Así, el mecanismo propuesto por Charney no llega a cumplirse estrictamente, ni tampoco se puede correlacionar con las migraciones del FIT, siendo para algunos investigadores más importante el grado de humedad de la superficie que el albedo, pues este último sólo produce efectos secundarios, mientras que la vegetación, además de proteger la superficie de la radiación solar y de disminuir la intensidad del viento, también limita la pérdida de humedad; por eso, la idea de algunos científicos de cubrir grandes zonas de alquitrán negro (MONNIER, 1981), lo único que produciría sería una disminución del albedo semejante a la observada en Gondo, ya que para que se registren precipitaciones es necesario además un determinado contenido en humedad.

En mayo de 1984, el plan de acción de lucha contra la desertificación (PACD), basado en estos trabajos y observaciones, concluye que la persistencia de la sequía, más el incremento de la presión antrópica y animal, sólo son pautas que unas veces dominan y otras no. El hecho de que en otros sectores bastante alejados de los núcleos de población actuales aparezcan numerosos procesos de degradación, y la existencia de algunos fenómenos concretos, como la espectacular regresión de la *Commiphora africana*, no son el resultado de un proceso concreto, sino de una serie de factores que se suman a una tendencia o acción climática, independiente del propio curso que sigue la variabilidad climática.

VARIABILIDAD E INTENSIDAD DE LA MORFOGÉNESIS EN EL DESIERTO SAHARIANO

El Sahara posee una serie de signos que nos indican que no siempre reinaron las condiciones que hoy día nos muestra, y que evidencian por tanto esta variabilidad climática, como la existencia de grandes lagos hoy día desecados y con faunas correspondientes a biotopos ya desaparecidos, que dieron lugar a la precipitación y acumulación de gran cantidad de sales como las de *Taudenni*, (Mali). Por otro lado, la existencia de grandes grupos de pinturas rupestres como las del *Oasis de Taghit* (Foto 3) o las del *Tassili* (Argelia), con motivos totalmente anacrónicos con su estado actual; la red de *oued* en *Reggane* (Argelia) a una altitud por la que hoy día ya no existe la escorrentía; corazas ferruginosas, costras lateríticas y presencia de *Oxisoles* en *Gao* (Mali), que nos indican un régimen climático totalmente diferente del actual, y la alteración de los loess peridesérticos de *Matmata* (Túnez) son, en suma, algunos de los rasgos que nos confirman este hecho.

Pero el estudio de estos hechos requiere, al considerar la magnitud temporal en la que se desarrollaron, una necesaria matización, ya que la actuación de un determinado fenómeno climático va a depender de su amplitud. Entendemos como fenómeno climático de primer orden aquél que corresponde a

un orden de tiempo entre dos y tres millones de años, durante el cual la temperatura media del planeta desciende considerablemente (en este orden se incluye toda la era cuaternaria). Un segundo orden es aquél en el que las temperaturas bajan unos 10°C para un período de unos 40 o 50 mil años, según autores, lo que se correspondería con las diferentes glaciaciones. El tercer orden define a las pulsaciones que se originaron en cada episodio glaciario, en donde el clima en unos casos se dulcifica (interglaciares) y en otros se recrudece, e indica variaciones de algunos milenios. Por último, un cuarto orden incluiría aquellas variaciones de rango secular, en las que las oscilaciones térmicas estarían en torno a un grado Celsius.

Si tenemos en cuenta la magnitud de estos órdenes, podemos correlacionar fácilmente cada uno de los hechos antes comentados (la existencia de los grandes lagos, de corazas ferruginosas, etc.) con la respuesta morfogenética a las fluctuaciones climatológicas dentro de un determinado rango de tiempo, por lo que la persistencia de la aridez en el sahel sería un suceso de cuarto orden dentro de las fluctuaciones de magnitud anual.

El primer orden de magnitud que debemos considerar, es la influencia de las fases glaciares e interglaciares centroeuropeas durante el Pleistoceno en el continente africano. Su efecto ocasiona, en estas latitudes, la alternancia de períodos húmedos y áridos (pluviales-interpluviales); el último máximo del enfriamiento corresponde al interglaciario Würm-7 que se originó entre 20.000 y 10.000 años (B.P.). Esto se traduce en el Sahara en un episodio de máxima aridez, es decir, las fases glaciares originan en el continente africano un período de lluvias, mientras que los episodios interglaciares generan una extrema aridez, correspondiente al llamado *Pluvial gambliense* (FAIRBRIDGE, 1970), que queda regulado por la influencia del monzón africano, (FAIRBRIDGE, 1968), el cual provoca durante los períodos interglaciares un desplazamiento del FIT hacia el norte en el hemisferio septentrional, y hacia el sur en el meridional, de manera que el interglaciario es lluvioso sobre el borde ecuatorial de los desiertos y seco sobre su borde polar. Por el contrario, en los períodos glaciares la zona afectada por la aridez se contrae, de forma que el FIT se desplaza hacia el sur en el hemisferio norte y hacia el norte en el hemisferio sur, por lo que el período glaciario es seco sobre el borde ecuatorial de los desiertos y lluvioso sobre su borde septentrional (Fig. 4).

Tanto el registro paleontológico, como el arqueológico y el geomorfológico, contribuyen a confirmar estos hechos. Durante el *Gambliense* africano se constata la extinción, debida a la extremada aridez, de *Equus hollisi*, de *Bubalus nillsoni* y de *Proconsuloides naivashae*, desaparece la industria lítica magdalenense (BRASSEUR, 1968) y las dunas se desplazan en dirección sur, llegando hasta las latitudes de Dakar y el delta interior del río Níger (Foto 4). Durante esta fase se intercalan algunos episodios húmedos situados entre los 10.000 y 4.500 años (B.P.) que se corresponden con la formación de varias corazas ferruginosas, y el desarrollo de *Oxisoles*, que quedaron protegidas por dunas fósiles, (MICHEL, 1973).

Pero la mayor contribución al esclarecimiento de las fluctuaciones climáticas, ha sido el estudio de los grandes lagos saharianos desecados, (ROGNON, 1976). Las dataciones isotópicas de estos medios concluyen en confirmar la persistencia de un período de máxima aridez entre los 20.000 y 10.000 años (B.P.), durante el cual se incluyen episodios de mayor humedad. El

estudio de estos episodios húmedos queda constatado tanto por los datos paleoclimáticos de los diferentes moluscos de estas formaciones lacustres (*Melania tuberculata*, *Briomphalaria pfeffleri*, *Bulinus truncatus* y *Limnaea natalensis*), como por algunos ostrácodos, carofitas, diatomeas, y peces. También por la industria lítica y la presencia de asentamientos humanos, que constituyen el mejor indicador paleoclimático. El conjunto de estas observaciones no solo determinó la alternancia de períodos de diferente humedad, sino que además permitió establecer las condiciones concretas de temperatura y salinidad en estos medios. A estos datos habría que añadir las diferentes dataciones de aquellos niveles lacustres susceptibles de ser muestreables para la datación por radiocar-bono. Los resultados concluyen que en los 6.500 años (B.P) se inicia una regresión al clima árido (el nivel del lago desciende); en los 5.500 años (B.P) se acentúa una fase húmeda, y entre los 4.500 y 3.000 años (B.P) estos grandes lagos comienzan ya su lenta evaporación, de carácter irreversible y progresiva, llegando a afectar a zonas, como la gran depresión de *Taudemi*, (a latitud 20° N) donde en una superficie de 25.000 km², desaparece tanto el paleoambiente configurado por el propio lago (*s. str.*), como la zona pantanosa y la estepa de gramíneas que lo delimita, para quedar en el estado actual de una gran superficie desecada, y que en período histórico constituyó uno de los principales abastecimientos y yacimientos de sales del Sahara. Estos episodios de mayor humedad coinciden con las etapas de deshielo en las latitudes centroeuropeas y con la regresión del avance de las dunas en los límites meridionales del Sahara.

A escala del milenio, BRYSON (1974), reconstruye según métodos de la paleoclimatología histórica la evolución climática de Islandia, observando un gran descenso de las temperaturas entre 1550 y 1850 .

En otro orden, la primera postura que correlaciona sucesos de magnitud anual corresponde a J. NAMIAS (1975), que establece una correspondencia entre la sequía del sahel con un período de intensas lluvias en Túnez y Argelia oriental, mientras que en el hemisferio norte se constata un aumento de la superficie de los hielos, sobre la base de los mapas editados desde 1967 por el National Oceanic and Atmospheric Administration, (NOAA) del Environmental Satellite Service. Este hecho es analizado por G.J. KUKLA y H.J. KUKLA (1974), como miembros del Climate Long-Range Investigation Mapping and Prediction (CLIMAP), dentro del programa International Decade of Ocean Exploration (IDOE), donde concluyen que durante 1971 se incrementa la superficie de hielo en el hemisferio norte en un 12%, lo que origina a la vez un aumento del albedo, por lo que estiman que el intercambio de calor que se creó podría justificar la anomalía climática del período 1972-1973.

KUKLA *et al.* (1977), comparan durante el período 1951-1976, los registros mes a mes de las temperaturas de la atmósfera libre entre 100, 500 y 1000 mbar, las del vórtice circumpolar, los cambios de la superficie del océano en el Pacífico Central Norte y en el Atlántico Norte y el seguimiento de la superficie de los hielos, tanto en el hemisferio norte como en el hemisferio sur.

Sus resultados concluyen que la velocidad de enfriamiento de la mayoría de los índices climáticos estudiados en el hemisferio norte durante dicho período se situó entre 0,1 y 0,2°C por década; la atmósfera libre en 1970 estaba más fría que en la década de los años 50; y que los hielos sufrieron un máximo de expansión entre 1972 y 1973, existiendo un paralelismo en el

desarrollo climático en los dos hemisferios.

CONCLUSIONES

Tanto la duración como la extensión y la dinámica actual que se genera en el sistema morfogenético de enlace entre el desierto y la sabana, como resultado de una crisis climática, no parecen responder a un fenómeno aislado, sino a razones de diferente rango e intensidad que se superponen a estas crisis. Estos hechos quedan englobados en la propia dinámica terrestre y la respuesta no se manifiesta de forma sincrónica, lo que unido a algunos hechos puntuales, como la acción antrópica, pueden acelerar la velocidad e intensidad de los procesos de desertización en el Sahel.

BIBLIOGRAFÍA

- BRASSEUR, G. (1968).- Les établissements humains au Mali. *Mémoires de L'IFAN*. Nº. 83. Dakar. 549p.
- BRYSON, R.A. (1974).- *Am. Ass for Adv. of Science*. Filadelfia. U.S.A.
- CHARNEY, Q.J. (1975).- Dynamics of deserts and drought in the sahel. *Quart. J.R. Met. Soc.* Vol. 101. Nº. 428. p. 193-202.
- EAGLESON, P.S. (1986).- The emergence of global-scale hydrology. *Water Resources Research*. Vol. 22. Nº. 9. 65-145.
- EGHLEZE AG FONI (1979).- L'impact socio-economique de la secheresse dans le cercle de Kidal. *Direction de l'Enseignement Superieur et de la Recherche Scientifique*. Republique du Mali. 154p.
- FAIRDBRIDGE, R.W. (1968).- The Quaternary period. *Encyclopedie of Geomorphology*. Reinbold Book Corp. New-York. U.S.A.
- FAIRDBRIDGE, R.W. (1970).- World paleoclimatology of the Quaternary. *Rev. Geog. Phys. Geol. Dyn.* (2). Vol. XII. Fasc. 2. p. 97-104.
- KANDEL, R. y COUREL, M.F. (1984).- ¿Es el sahel responsable de su sequía?. *Rev. Mundo Científico*. Nº 42. Vol. 4. p. 1200-1202.
- KNOCHE, W. (1945).- Notas sobre el origen del desierto del Sahara. *Anales de la Sociedad Científica Argentina*. T. CXXXIX. Buenos Aires. p. 13-28.
- KUKLA, G.J. y KUKLA, H.J. (1974).- Increased surface albedo in the northern hemisphere. Did satelites warn of the weather troubles of 1972 and 1973?. *Science*. Vol. 183. p. 709-714.
- KUKLA, G.J.; ANGELL, J.K.; KORSHOVER, J.; DRONIA, H.; HOSHIAI, M.; NAMIAS, J.; RODEWALD, M.; YAMAMOTO, R. y IWASHINA, T. (1977).- New data on climate trends. *Rev. Nature*. Vol. 270. p. 573-580.
- M.A.B. (1975).- The sahel:ecological approaches to land use. *Technical notes*. Nº 1. 99p.
- MAMADOU TRAORÉ (1980).- Atlas du Mali. *Les éditions j. a.* Paris. 64p.
- MICHEL, P. (1973).- Les bassins des fleuves Sénégal et Gambie. *Etude géomorphologique*. ORSTOM. Paris. 752p.
- MONNIER, Y. (1981).- *La poussière et la cendre*. ACCT. Paris.
- MYERS, N. (1979).- *The Sinking ark*. Pergamon. New York. 307p.
- NAMIAS, J. (1975).- *Proc. of the Symposium on Longterm Climatic Fluctuations*. (Norwich WMO), 421. 331.
- NICHOLSON, S.E. (1982).- *A note on sub-saharan rainfall in the years 1976-1980*. Worcester. Mass. Clark University.
- ROGNON, P. (1976).- Oscillations climatiques au Sahara depuis 40.000 ans. *Rev. Géogr. Phys. Géol. Dyn.* Nº. 18. 2. Paris.

- ROGNON, P. (1982).- Las crisis climáticas. *Rev. Mundo Científico*. Nº. 11. Vol. 2. p. 200-211.
- SVERRE PETERSSEN (1976).- *Introducción a la Meteorología*. Espasa Calpe. Madrid. 469 p.
- UNESCO (1984).- El clima, la sequía y la desertificación. *Rev. La Naturaleza y sus Recursos*. Vol. XX. nº. 1. p. 2-9.
- WILSON, L. (1969).- Les relations entre les processus géomorphologiques et le climat moderne comme méthode de paléoclimatologie. *Revue de Géographie Physique et de la Géologie Dynamique*. (2). Vol. XI. Fasc. 3. p. 303-314.

Pies de Figuras y Fotos

Fig. 1. Desviaciones respecto de la precipitación anual media en el Sahel (NICHOLSON, 1982)

Fig. 2. Esquema de movimiento vertical en célula de Hadley (SVERRE PETERSSEN, 1976)

Fig. 3. Posiciones de las masas de aire actuales (MAMADOU TRAORE, 1980).

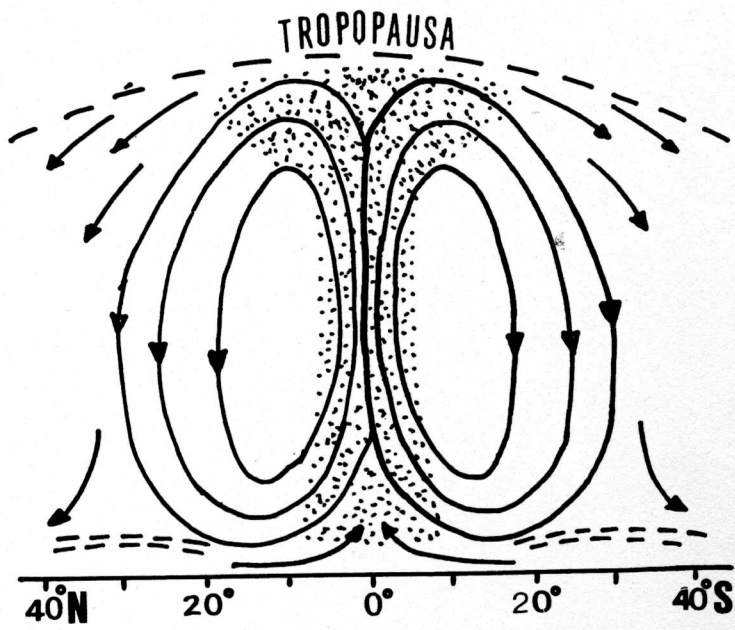
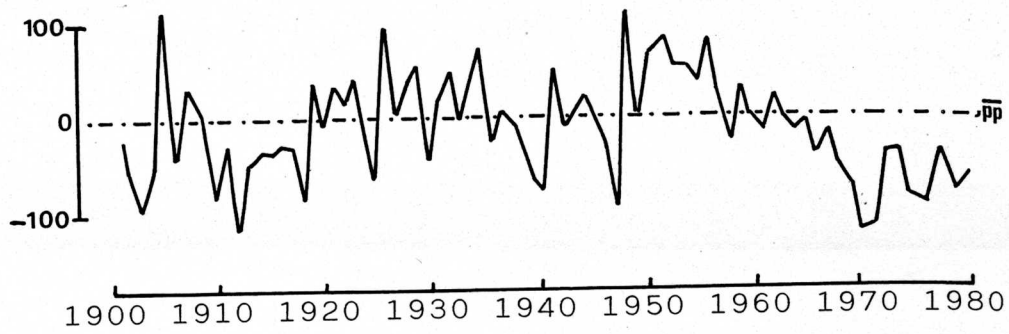
Foto 1. Pérdida de la cobertera vegetal por la acción antrópica en las proximidades de la ciudad de Gao (Malí).

Foto 2. Efectos sobre la vegetación en el Sahel, ocasionados por los excesos térmicos del viento y la radiación solar en las proximidades de Tombuctú (Malí).

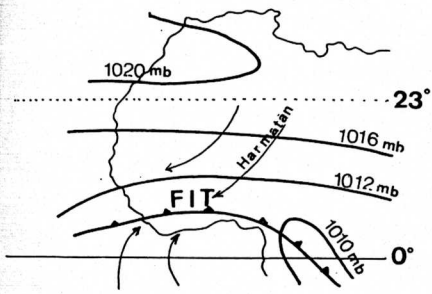
Foto 3. Grabados rupestres en el oasis de Taghit (Argelia)

Fig. 4. Distribución de los vientos, las lluvias y las zonas desérticas en Africa durante los periodos glaciares e interglaciares (FAIRBRIDGE, 1968).

Foto 4. Duna rosa en el interior del Río Níger (Gao, Malí).



ENERO-FEBRERO



JULIO-AGOSTO

