

# LA CRONOLOGÍA DEL GRUPO PENINJ, AL OESTE DEL LAGO NATRÓN (TANZANIA): REVISIÓN DE LAS DISCORDANCIAS BIOESTRATIGRÁFICAS

Manuel Domínguez-Rodrigo\*

**RESUMEN.** - En este trabajo se exponen los distintos resultados obtenidos para datar las formaciones sedimentarias fosilíferas del grupo Peninj. Se subraya la convergencia de los análisis de K-Ar y de los estudios paleomagnéticos y de la microfauna. Además se revisan las discordancias proporcionadas del estudio de la macrofauna, que se explican por haber tenido como marco comparativo la secuencia bioestratigráfica de Olduvai. Tras poner de relieve la necesidad de ampliar dicho marco con la inclusión de otras zonas, teniendo en cuenta el contexto paleoecológico, se revisa la biozonación estratigráfica de Peninj, comparándola con la de Koobi Fora, obteniendo resultados similares a los proporcionados por los otros tipos de análisis.

**ABSTRACT.** - In this paper the main results obtained for dating the fossiliferous formations of the Peninj Group are exposed. The similar results drawn from the K-Ar analysis and the palaeomagnetic and the microfauna studies are shown, contrasting them with those from the analysis of the macrofauna, with which they show some important differences. This is accounted for the fact that the biostratigraphic sequence of Olduvai has been the only comparative framework so far. After stressing the need for broadening such framework, bearing the palaeoecological context in mind, the stratigraphic biozonation of Peninj is re-examined by comparing it to the biostratigraphy of Koobi Fora. The results thus obtained are similar to those drawn from the other types of analyses.

**PALABRAS CLAVE:** Plio-Pleistoceno, Natrón (Tanzania), Paleoecología, Ungulados, Bioestratigrafía, Formación Humbu, Formación Moinik.

**KEY WORDS:** Plio-Pleistocene, Natron (Tanzania), Palaeoecology, Ungulates, Biostratigraphy, Humbu formation, Moinik formation.

## 1. INTRODUCCIÓN

El área de Peninj está situada en la sección septentrional del margen occidental del lago Natrón, al norte de Tanzania (Fig. 1). Su potencial paleoantropológico fue descubierto en 1959 cuando M. Leakey sobrevolaba la región en dirección a la garganta de Olduvai. Tras una prospección aérea realizada en 1963, al año siguiente se inicia, primero en enero y luego desde julio a septiembre, una campaña de estudio de la zona —dirigida por L. y R. Leakey junto con G. Isaac— en la que se descubrieron una mandíbula de *Australopithecus boisei*, diversos fósiles de mamíferos, dos yacimientos arqueológicos en contexto estratigráfico y varios hallazgos líticos en superficie (Isaac 1967).

Tras varios años de abandono, en 1982, tras la finalización de su estudio en Koobi Fora (Kenia) y después de una nueva campaña preparatoria realizada en 1981, G. Isaac retorna al lago Natrón con la intención de reiniciar las investigaciones. Desde ese año hasta 1984 un equipo internacional multidisciplinar, compuesto por investigadores americanos (Universidad de Berkeley), franceses (CNRS), canadienses (Universidad de Québec), keniatas (Museo Nacional de Nairobi) y tanzanos (Ministerio de Antigüedades), realizó tres campañas en las que se completaron los estudios geológicos anteriores y se llevaron a cabo más descubrimientos (VV.AA. 1987). Sin embargo, el prematuro fallecimiento de Isaac impidió que el proyecto tuviese continuidad, ya que ningún otro investigador recogió el relevo.

\* Departamento de Prehistoria. Universidad Complutense. Ciudad Universitaria, s/n. 28040 Madrid.

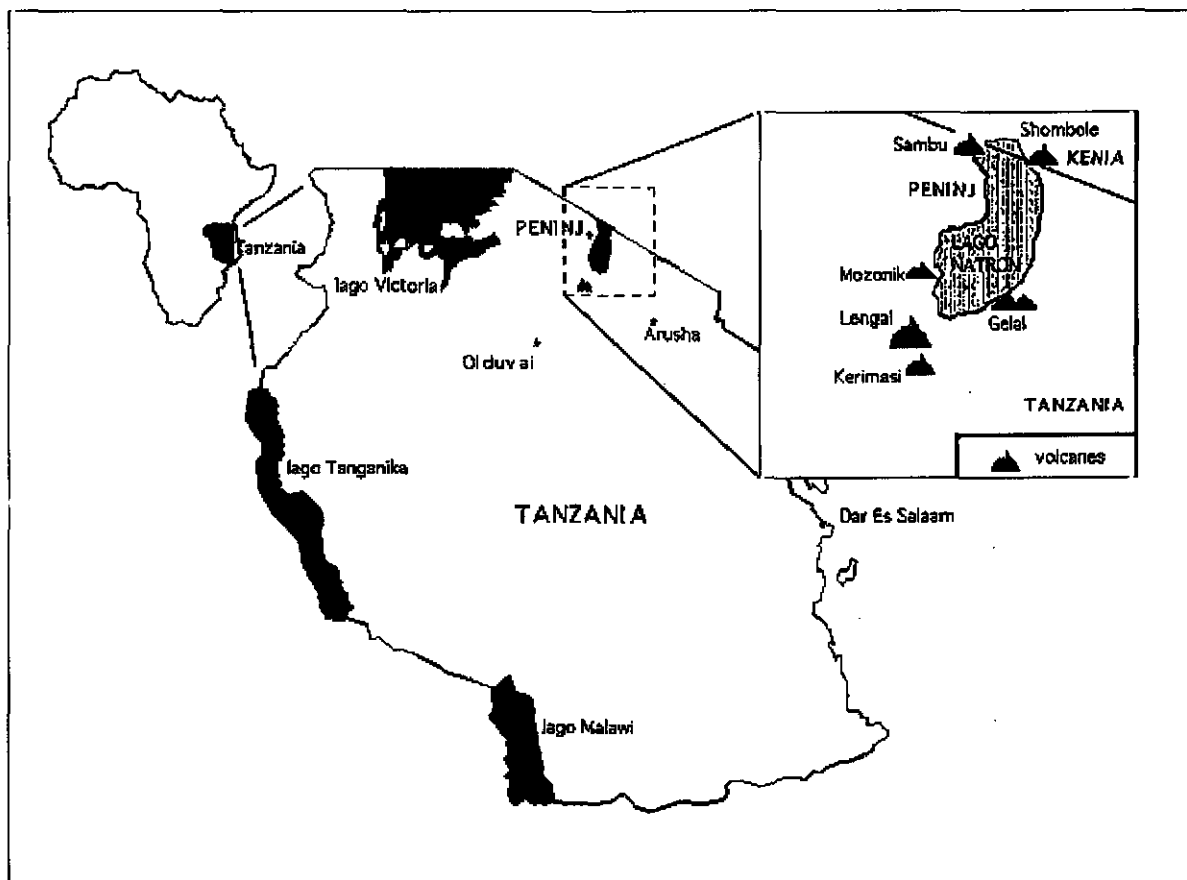


Figura 1.- Mapa de Tanzania con la situación de Peninj al oeste del lago Natrón.

Por consiguiente y hasta la fecha actual, toda la región al oeste del lago Natrón, y en especial su sección septentrional, más conocida como Peninj —debido al río del mismo nombre que la atraviesa— se mantiene casi inédita en el ámbito del estudio paleoantropológico del Plio-Pleistoceno. En la actualidad un equipo español, bajo mi dirección, pretende asumir el reto, para lo cual hemos realizado una pre-campaña durante parte del verano (julio) de 1994, como fase inicial de un amplio proyecto de investigación, una primera campaña llevada a cabo en octubre-noviembre de 1995 y una segunda en julio de 1996. En dichas campañas se han revisado los estudios geológicos realizados con anterioridad y se han recogido diversas muestras de lavas de toda la secuencia estratigráfica, con el fin de someterlas a datación.

El motivo de semejante orientación se encuentra en las discordancias existentes con respecto a la cronología de cada una de las unidades estratigráficas que constituyen los lechos de Peninj. Las fechas disponibles, basadas en análisis de Potasio-Argón y paleomagnetismo, e incluso las procedentes del estudio de la microfauna, se muestran convergentes; pero de los análisis de la macrofauna resultan ligeras,

aunque significativas, discordancias con respecto a éstas.

Con el objeto de aportar mayor luz a semejante contradicción, en este artículo pretendo revisar la bioestratigrafía de Peninj —cuyo marco comparativo siempre ha sido la fauna de Olduvai— y ampliar el cotejo de cada una de las asociaciones faunísticas a otra de las áreas con mayor registro paleontológico plio-pleistocénico, como es Koobi Fora (Kenia). Con ello pretendo demostrar que las comparaciones tradicionales realizadas con el referente próximo de Olduvai pueden ser distorsionadoras en lo que se refiere a su validez como interpretación cronológica, cuando no se tienen en cuenta otra serie de criterios tan importantes como son los que se derivan del estudio paleoecológico contextual. Para corregir semejante distorsión, la región de Koobi Fora se muestra más adecuada como marco comparativo, puesto que sus características paleoecológicas parecen haber sido más similares a las que exhibió el área de Peninj (durante el Plioceno final/Pleistoceno inferior) que éstas a las de Olduvai, con lo que semejante hecho significa en la aparición de determinados taxones y su correspondiente validez cronológica.

## 2. CRONOLOGÍA Y RASGOS GEOLÓGICOS DE PENINJ

El lago Natrón se encuentra rodeado por los volcanes Sambu y Shombole al norte, Gelai, Mozonik, Lengai y Kerimasi al sur (Fig. 1). De éstos sólo el Lengai se muestra activo, siendo la fuente del carbonato sódico que se encuentra en el lago y cuya disolución forma la trona que queda expuesta en época de estiaje. El grado elevado de alcalinidad de las aguas del Natrón impide que ningún organismo pueda desarrollarse en el mismo y que las condiciones de habitabilidad de su entorno sean muy reducidas.

El área de Peninj presenta una potencia sedimentaria próxima a los 350 metros de espesor. La parte inferior y mayoritaria la componen las lavas basálticas del Sambu —procedentes del volcán del mismo nombre—, con una potencia cercana a los 250 metros, que reposan sobre las antiguas nefelinitas del Mozonik, hundidas por efecto tectónico, y cuyo exponente actual lo constituyen algunas exposiciones en torno al volcán Mozonik y las colinas de Shirere, situadas en el escarpe noroccidental. En la parte final de los basaltos Sambu en el área del delta del Peninj aparecen intercalados unos sedimentos aluviales de arenas, en los que incluso aparecen raíces fósiles y restos de ostrácodos —concidentes con la formación del protovalle del río Peninj—, a los que se superponen otras capas de lava basáltica de polaridad inversa, y que se denominan lechos Hajaró. Estas arenas son rojizas en proximidad al delta y verdosas en las zonas más alejadas del valle actual.

Sobre los basaltos Sambu y Hajaró reposa el denominado Grupo Peninj (Isaac 1967), compuesto por dos formaciones: Humbu (inferior) y Moinik (superior) (Fig. 2). La formación Humbu consta principalmente de arenisca y, en menor medida, de otros sedimentos aluviales (limos y arcillas) intercalados con tobas basálticas. Su característica principal es que contiene la mayor parte del registro arqueológico y paleontológico de todo el Grupo Peninj. La formación Moinik se compone de limos y arcillas intercalados con tobas traquíticas. Finalmente aparece una toba superior de gran espesor y de deposición más reciente. Entre ambas formaciones se aproximan a los cien metros de potencia sedimentaria.

Las arenas y tobas basálticas de la formación Humbu de la zona de Peninj, en el área de la sección tipo, parecen haberse formado en condiciones deltaicas, fuera del margen acupado permanentemente por el agua. La expansión posterior del lago propició que el nivel de caliza compuesta por ostrácodos y gasterópodos, sobre el que reposa la toba basáltica principal, que da lugar a la sección intermedia

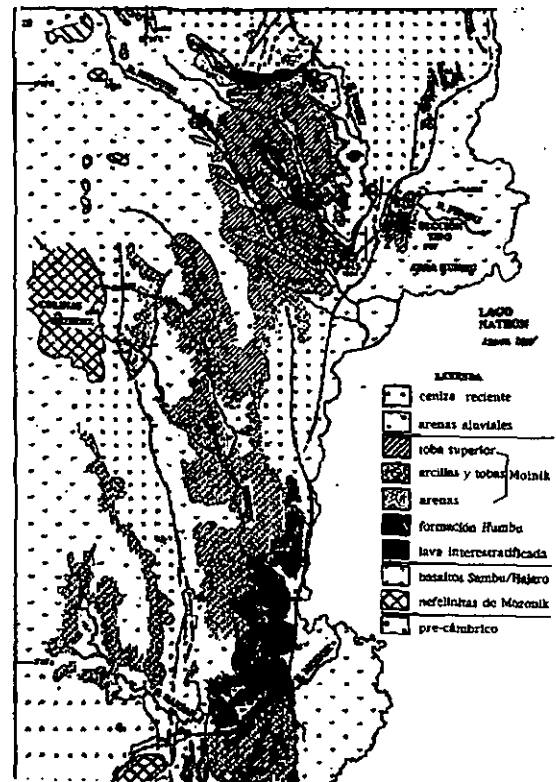


Figura 2.- Mapa geológico de la región de Peninj (Isaac 1967).

de la formación (ver columna estratigráfica: Fig. 3), se extendiera por gran parte del valle. Los sedimentos Humbu que aparecen desde la parte intermedia del lago hasta el sur se formaron en condiciones lacustres, en las que el nivel del agua ocupó permanentemente todo el área. Sin embargo, los sedimentos que aparecen al norte, en la parte alta del valle —donde se descubrió un yacimiento arqueológico (RHS)—, se formaron en condiciones fluviales en un entorno de fan aluvial.

En el periodo de la formación Moinik, en la sección tipo la sedimentación deltaica de Humbu da lugar a una deposición lacustre definida por limos y arcillas debida a una transgresión del lago. Las únicas exposiciones de la formación Moinik de carácter aluvial se restringen a la parte elevada de los valles Peninj y Mugure, en los que no aparecen restos de fauna. Los sedimentos de esta formación se depositaron en aguas de alto componente salino según demuestran los análisis mineralógicos (Isaac 1967) (Para una revisión actualizada de todos los estudios geológicos de la zona véase Luque 1996).

Hasta ahora, el único esfuerzo por obtener fechas radiométricas de ambas formaciones lo realizaron Isaac y Curtis (1974), quienes dataron mediante K-Ar diversas muestras de lavas. Dichas muestras

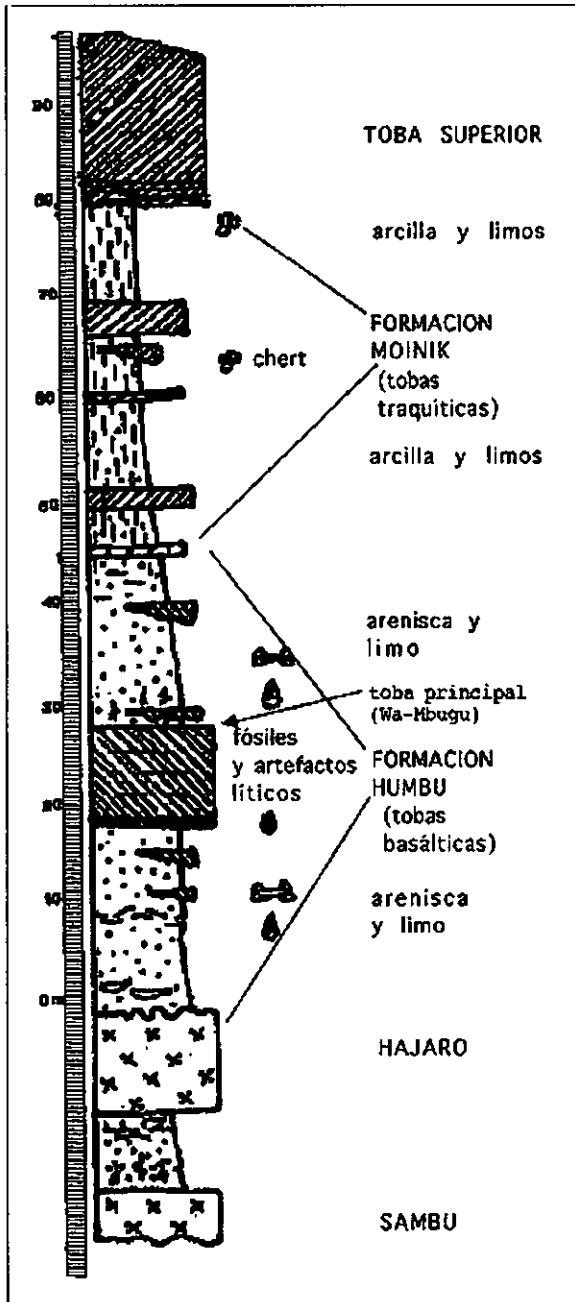


Figura 3.- Estratigrafía del Grupo Peninj.

procedían de los basaltos Sambu y Hajaró, de una toba basáltica de la formación Humbu al sur del lago (denominada Wa-Mbugu) —equivalente a la toba basáltica principal que se superpone al nivel calizo de ostrácodos y gasterópodos en la base de la sección intermedia de la formación— y de una toba basáltica que supone el final de la formación Humbu y el inicio de la Moinik, cuyos sedimentos aluviales se superponen a la misma (basalto intra-Moinik). El consiguiente análisis de polaridad reveló que las dataciones podían amoldarse a la secuencia paleomagnética

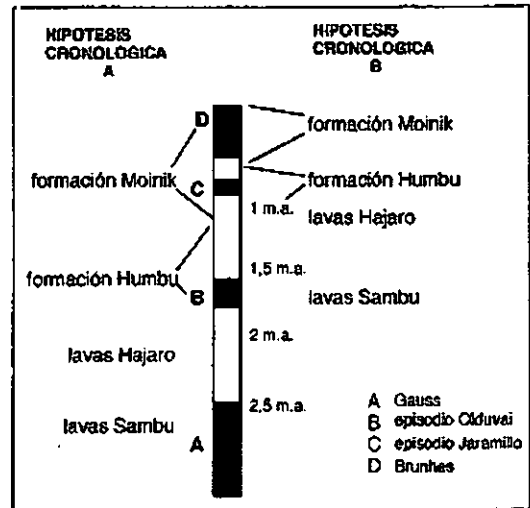


Figura 4.- Esquema con las dos hipótesis cronológicas propuestas en principio. Hoy se sabe que la segunda es errónea.

de dos maneras (Fig. 4). La primera de ellas —recogiendo las cronologías más antiguas— encajaba las fechas de la siguiente manera:

Lavas Sambu —3,5 m.a.— polaridad normal (periodo Gauss).

Basalto Wa-Mbugu —1,55 m.a.— polaridad normal (periodo Olduvai).

Basalto Moinik —1,33/1,38 m.a.— polaridad desconocida (¿Matuyama?).

La segunda manera —recogiendo las fechas más recientes— mostraba la siguiente secuencia:

Lavas Sambu —1,9/1,7 m.a.— polaridad normal (periodo Olduvai).

Basalto Wa-Mbugu —1,2/0,9 m.a.— polaridad normal (periodo Jaramillo).

Basalto Moinik —(1,33/1,38 m.a.)— polaridad desconocida (¿Matuyama? ¿Brunhes?).

Isaac y Curtis (1974) enseguida descartaron el esquema de cronología reciente debido a las siguientes razones. En principio, las dataciones recientes del basalto Wa-Mbugu de la formación Humbu están compuestas en proporciones mayores de 10%-15% de zeolita, que constituye un componente mineral que rejuvenece las muestras. Curiosamente aquellas con menor índice de este contaminante daban las fechas más antiguas. Por otra parte, la consistencia de las muestras del basalto intra-Moinik —con escaso índice de zeolita— cuyos resultados eran de 1,3 m.a., indican que las lavas anteriores deben ser más antiguas, y por lo tanto, las fechas recientes de las muestras del basalto Wa-Mbugu deben ser rechazadas, por estar con toda probabilidad contaminadas.

Además, recientemente el estudio de las curvas de adquisición de la imantación remanente isoterma de saturación y los nuevos análisis térmicos de

los sedimentos de la parte superior de la formación Moinik, han puesto de relieve el origen detrítico de los cinco episodios de polaridad normal localizados en la misma y que se intercalan con otros tantos episodios de polaridad inversa (Thouveny y Taieb 1987). Es decir, semejantes fases de polaridad normal se deben a alteraciones químicas pedogénicas, debidas a la modificación de los índices originales de la magnetita y la hematita —presentes en dichos sedimentos— con respecto a la orientación magnética original. Los análisis térmicos sobre imantación remanente isoterma han demostrado que semejante polaridad normal es inestable y que por lo tanto se debe a alteraciones cristalinas ocurridas a lo largo de la fase Brunhes, sobre sedimentos de polaridad original inversa depositados en la fase Matuyama (Thouveny y Taieb 1987). Por consiguiente, puesto que la formación Moinik abarca un lapso temporal situado entre 1,3-0,7 m.a. —convergencia de las fechas radiométricas (1,33/1,38 m.a.) y de la situación paleomagnética (polaridad negativa = Matuyama)— la formación Humbu debe ser más antigua, ya que la polaridad normal del basalto Wa-Mbugu no puede representar el episodio de Jaramillo, sino que tiene que remontarse al de Olduvai, encajando perfectamente con las fechas de K-Ar menos contaminadas obtenidas para el mismo (1,55 m.a.).

De esta manera, la cronología que se concluye de estos estudios para el Grupo Peninj es la siguiente:

#### Formación Humbu

Sección inferior —desde los lechos Hajaro hasta la toba basáltica principal equivalente al basalto Wa-Mbugu— conocida como B. S. C. (Basal Sandy Clay):

2-1,8 m.a. -polaridad inversa.

Sección intermedia —toba basáltica principal equivalente al basalto wa-Mbugu y parte inicial de la arenisca superior— conocida como M. Z. (Middle Zone):

1,8-1,6 m.a. -polaridad normal.

Sección superior —parte media/superior de la arenisca que se superpone a la toba basáltica principal hasta el final de la formación Humbu— denominada U. S. C. (Upper Sandy Clay):

1,6-1,3 m.a. -polaridad inversa.

#### Formación Moinik

Basalto intra-Moinik:

1,3-0,7 m.a. -polaridad inversa.

A esta conclusión le otorgan más apoyo igualmente los resultados del estudio de la microfau-  
na. La mayor parte de los roedores descubiertos en la

formación Humbu se asemejan más a las especies del lecho I y lecho II basal de Olduvai que a los situados en los niveles superiores. La presencia de *Thallomys quadrilobatus* (lecho I de Olduvai), *Mastomys minor* (lecho I de Olduvai y miembros B, C, F y G de Omo), y *Avicantis primaevus* (lecho I de Olduvai) —todos ellos sin solución de continuidad en el lecho II— otorgan una antigüedad situada entre 2 y 1,6 m. a. a la formación Humbu (Denys 1987).

### 3. REVISIÓN DE LA MACROFAUNA DE LA FORMACIÓN HUMBUCON CRITERIOS BIOCRONOLÓGICOS

Sólo el estudio de la macrofauna presenta importantes contradicciones con respecto al marco cronológico elaborado a partir de los otros análisis señalados. Según Geraads (1987), la fauna de la formación Humbu no puede ser más antigua que la de la sección media del lecho II de Olduvai, y parece encontrar mayor similitud con la de la sección superior de dicho lecho. Por lo tanto, teniendo en cuenta que el margen cronológico abarcado por dicha unidad estratigráfica se sitúa entre 1,65-1,25 m.a., la formación Humbu no tendría más de 1,3 m.a. Para ello se basa en el hecho de que algunos taxones representados —como *Tragelaphus strepsiceros*, *Pelorovis*, *Megalotragus*, *Connochaetes taurinus prognus* y *Kobus kob*— no aparecen el Olduvai hasta la mitad del lecho II. Otro de los argumentos que utiliza es la abundancia de restos clasificables como *Metridiochoerus compactus*, que haría equivaler la formación a la zona de *Metridiochoerus compactus* de Koobi Fora.

Sin embargo, semejante conclusión parte de una interpretación sesgada del registro faunístico. No existe ninguna seguridad de que *Elephas recki recki* haya sido identificado en Peninj (*cf.*) —apareciendo en los lechos III y IV de Olduvai— pudiendo tratarse de cualquiera de las otras subespecies presentes en los lechos I y II (p. ej.: *Elephas recki atavus*). Del mismo modo, otro taxón distintivo como es *Hipparion cornelianum* tampoco es identificado con seguridad (*cf.*), pudiendo tratarse de otra especie, puesto que algunas de ellas (*H. cornelianum*, *H. libycum*, *H. ethiopicum*, *H. steytleri*) podrían ser un mismo taxón distribuido de manera desigual a lo largo del tiempo y espacio (Harris 1983).

Si prescindimos de estas especies, que podrían ser diagnósticas, por no poder ser identificadas con seguridad (*cf.*), y obviamos los rinocerótidos (*Ceratotherium simum*), hipopotámidos (*Hippopotamus cf. gorgops*) y jiráfidos (*Sivatherium maurisium*, *Gira-*

	BSC	MZ	USC	B1/LB2	MB2	UB2	LB3	B	C	D	E	F
<i>Elephas recki cf. recki</i>	X	X	X	*	*	X	X	*	*	*	*	*
<i>Ceratotherium simum</i>	X	X	X	X	X					X		X
<i>Hipparion cf. cornelianum</i>			X		X	X				X		
<i>Equus sp.</i>	X	X	X	*	*	*	*			*	*	
<i>Hippopotamus cf. gorgops</i>	X	X	X	X	X	X	*			X		X
<i>Sivatherium maurisium</i>		X		X	X			X				X
<i>Giraffa cf. jumae</i>		X			X	X		X	X	X	X	X
<i>Giraffa cf. pygmaea</i>		X										
<i>Tragelaphus strepsiceros</i>	X	X	X		X	X	X			X	X	X
<i>Taurotragus sp.</i>	X											
<i>Pelorovis sp. (antiquus/olduv.)</i>		X	X		X	X				X		X
<i>Kobus cf. kob</i>	X		X		X	X	X			X		X
<i>Parmularius angusticornis</i>		X			X		X					
<i>Megalotragus kattwinkeli</i>		X			X	X				*		*
<i>Connochaetes taurinus prognu.</i>	X	X	X		X	X				*	*	*
<i>Damaliscus niro</i>		X			*	X	X			*	*	*
<i>Aepyceros melampus</i>	X	X	X	X	X	X				X		X
<i>Antidorcas cf. recki</i>	X		X	*	X	X		X		X		X
<i>Gazella sp.</i>	X			X	X	X		*	*	*	*	*

Tabla 1.- Distribución faunística en la formación Humbu de Peninj (BSC, MZ, USC), Olduvai (B1/LB2, MB2, UB2, LB3) y Koobi Fora (B-F). Clave: BSC (Basal Sandy Clay; Sección inferior), MZ (Middle Zone; Sección intermedia), USC (Upper Sandy Clay; Sección superior); B1/LB2 (Lecho 1/ lecho 2 inferior), MB2 (lecho 2 intermedio), UB2 (lecho 2 superior), LB3 (lecho 3 inferior); B-E (distintas áreas bioestratigráficas de Koobi Fora); X, presencia de la especie; \*, presencia de la especie, bien identificada (definición específica *versus* sp.), bien sin denominación específica (sp. *versus* definición específica) o sin identificación de la subespecie (Gentry 1985; Harris 1985; Geraads 1987).

*ffa cf. jumae/pygmaea*) por poseer escaso valor bio-cronológico a escala corta, puesto que aparecen a lo largo de secuencias temporales relativamente amplias —estando representadas también en el lecho I de Olduvai—, el único argumento que se puede usar con solidez a la hora de establecer cronologías en Peninj lo constituyen los bóvidos. Como señalé anteriormente, es cierto que la mayor parte de los presentes en la formación Humbu aparecen en el lecho II de Olduvai, concretamente desde su sección media hacia los paquetes sedimentarios superiores (ver Tabla 1).

Sin embargo, si nos fijamos con atención, la mayor parte de estos bóvidos (*Kobus*, *Parmularius*, *Tragelaphus*, *Pelorovis*, *Megalotragus*, *Connochaetes*, *Damaliscus*) son alcelafinos, adaptados a entornos exentos de vegetación. La abundancia de restos pertenecientes a este tipo de bóvidos en Peninj demuestra que durante la formación Humbu existió un

medio abierto. Tal vez esto explique que semejantes taxones aparezcan con anterioridad en otras regiones en las que las condiciones paleoecológicas fueron más afines a las de Peninj durante el periodo Humbu. Como caso ilustrativo cabe señalar la aparición de algunas de estas especies a fines del Plioceno en Koobi Fora (Kenia).

Algunos de los bóvidos que en Olduvai aparecen en el lecho II, en Koobi Fora se encuentran representados en las zonas D y F —*Tragelaphus strepsiceros*, *Pelorovis (antiquus/olduvayensis)*, *Kobus kob*—. Otros están presentes en la misma zona a nivel genérico, sin poder ser identificados a nivel específico —*Megalotragus*, *Connochaetes*, *Damaliscus*—, que también aparecen en las zonas E y F. *Aepyceros melampus* y *Antidorcas recki*, que se encuentran en toda la secuencia del Grupo Peninj y Olduvai, también aparecen en las zonas D y F de Koobi

Fora. Otros bóvidos, como los antilopinos del género *Gazella*, aparecen en todas las zonas de Koobi Fora (B-F) (ver Tabla 1).

Si tenemos en cuenta que la zona D se sitúa entre el complejo Lokoride y la base de la toba KBS, que la zona E abarca el espacio comprendido entre esta última y el complejo de tobas Koobi-Fora/Okote/Ileret medio, y que la zona F se extiende desde este último hasta la toba Chari, las cronologías de estos taxones se envejecen ostensiblemente con respecto a las de Olduvai. La zona D oscilaría entre 2-1,8 m.a., la zona E entre 1,8-1,6 m.a., y la zona F entre 1,6-1,3 m.a.

De esta manera, puesto que el reparto de los alcelafinos en la formación Humbu de Peninj resulta en apariencia homogéneo —la mayor parte aparecen en BSC/MZ y USC—, cabe la posibilidad de que en el marco comparativo con Koobi Fora ésta equivalga a la zona F, circunstancia que recibiría mayor apoyo del hecho de que *Metridiochoerus compactus* es tan abundante en la misma. La zona F es particularmente diagnóstica por acoger la aparición de este taxón (Harris 1985).

Sin embargo, esta interpretación obvia varias consideraciones. En primer lugar, *Metridiochoerus compactus* es abundante en la MZ y USC de la formación Humbu y no en la BSC. En segundo lugar, L. S. B. Leakey documenta la existencia de *Metridiochoerus andrewsi* (Isaac 1967), diagnóstico de las zonas D y E de Koobi Fora (Harris 1985). En tercer lugar, en BSC y MZ se descubrieron restos de *Kolpochoerus*, que en Koobi Fora aparece con *M. andrewsi* en la zona D. En cuarto lugar, esta cronología corta entraría en contradicción con las fechas radiométricas y los datos paleomagnéticos. Además, el equiparar la zona F (*Metridiochoerus compactus*) con la formación Humbu de Peninj, supone retrasar bastante la cronología extraída de la comparación con el lecho II/III de Olduvai —de 1,3-1,25 m.a. (Olduvai) pasaría a 1,6-1,4 m.a. (Koobi Fora)—. Parece lógico concluir por consiguiente que la formación Humbu abarcaría un periodo tan amplio como el de las zonas E y F (incluso también parte de la zona D) en Koobi Fora.

Semejante desajuste entre las regiones de Olduvai y Koobi Fora se debe a dos hechos básicos: la limitación en cuanto a la capacidad diagnóstica de la mayor parte de los taxones involucrados en la discusión de cuestiones biocronológicas a corta escala (por abarcar periodos temporales más amplios) y, mucho más importante, la variación de los contextos paleoecológicos de ambos enclaves. Koobi Fora fue un medio en el que las alteraciones lacustro/fluviales del lago Turkana a lo largo del Plioceno final/Pleis-

toceno inferior produjeron una variación en la vegetación, de bosque lacustre a bosque de galería (Brown y Feibel 1988). Los análisis faunísticos y polínicos de la región sugieren que se trataba esencialmente de un medio abierto en el que la vegetación cerrada se restringía al entorno fluvio/lacustre inmediato (Harris 1983, 1985; Bonnefille y Vincens 1985).

Los estudios sobre vegetación y fauna de Olduvai, en cambio, demuestran que la mayor parte del área circundante del antiguo lago estuvo cubierta durante el lecho I por un espeso bosque lacustre y amplias zonas de vegetación arbustiva (Gentry 1985; Bonnefille y Vincens 1985; Domínguez-Rodrigo 1994; Plummer y Bishop 1994). Los análisis sobre isótopos de carbono y oxígeno de distintos niveles del lecho I —e incluso de la parte inferior del lecho II— de la garganta apuntan a un predominio de la vegetación arbustiva sobre la de tipo gramíneo (Sikes 1994). Curiosamente esta situación cambia durante el lecho II, en el que el nivel del lago varía (Hay 1976) y existe una tendencia hacia la desecación, que se traduce en que los espacios abiertos empiezan a hacerse más abundantes e incluso, en ciertos periodos, predominantes, según demuestran los análisis polínicos (Bonnefille y Vincens 1985).

Esta comparación somera nos muestra dos situaciones opuestas: un medio esencialmente cerrado en Olduvai y otro más abierto en Koobi Fora durante el Pleistoceno inferior antiguo. Si tenemos en cuenta que Peninj fue desde la base de la formación Humbu en adelante un medio muy abierto, tal y como indican los estudios faunísticos (Isaac 1967; Denys 1987; Geraads 1987; Ndessokia 1987; Vincens 1987), no debe sorprender que su fauna se asemeje más a la de Koobi Fora que a la del lecho I de Olduvai. Dicho de otro modo, puesto que la mayor parte de los bóvidos utilizados en la discusión biocronológica son alcelafinos y en menor medida aepicerotinos y antilopinos (todos ellos adaptados a entornos despejados) es lógico que existiesen en Koobi Fora en las mismas fechas que los análisis radiométricos y paleomagnéticos señalan para Peninj, mientras que en Olduvai se encontraran prácticamente ausentes durante el lecho I y sólo aparecieran cuando las condiciones ecológicas del lecho II cambian, debido a un incremento de los espacios abiertos.

Por lo tanto, considero que el marco comparativo de Koobi Fora resulta más apropiado que el de Olduvai para establecer secuencias biocronológicas en lo que respecta a la fauna de Peninj. De esta manera, los resultados indicados por el estudio de la macrofauna se amoldan perfectamente a los extraídos mediante los otros sistemas de datación.

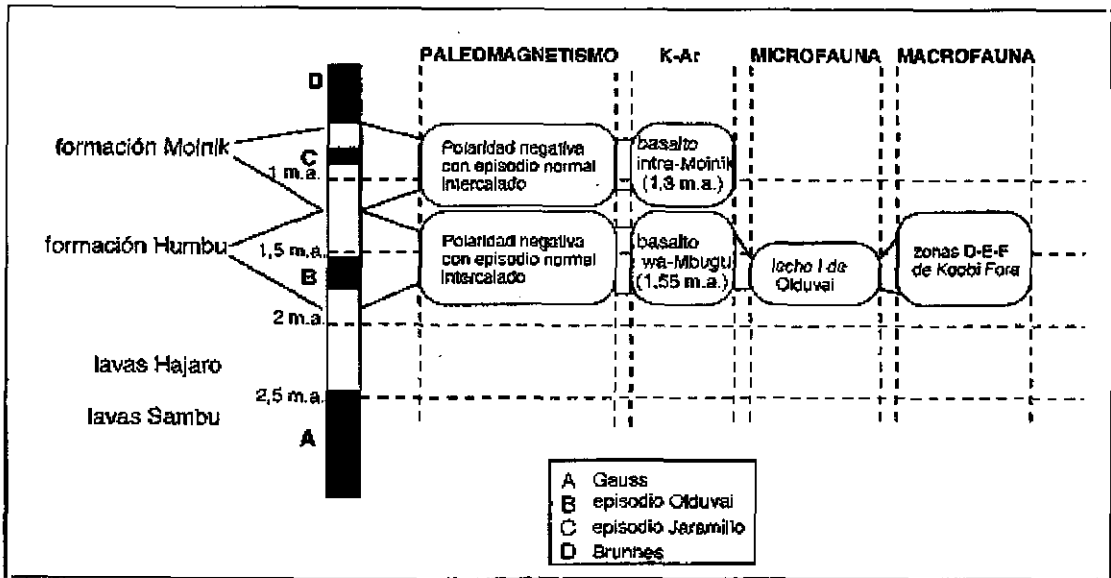


Figura 5.- Cronología definitiva del Grupo Peninj, según cada tipo de análisis.

#### 4. CONCLUSIÓN

Según el esquema de Harris (1985), las propuestas tradicionales de equiparar la fauna de Peninj con la del lecho II/III de Olduvai supondría englobar aquella dentro de lo que ha pasado a denominarse *olduvayense superior*. Sin embargo, la comparación con la biozonación estratigráfica del miembro superior de KBS en Koobi Fora significa desplazar la fauna del comienzo de la formación Humbu al *olduvayense inferior*, mejor definida a través de la comparación lecho I superior/lecho II inferior de Olduvai y zona D-E de Koobi Fora.

La BSC de la formación Humbu, de polaridad inversa, sería según las fechas de K-Ar anterior al episodio de Olduvai y equiparable por el análisis de la macrofauna a la zona D de Koobi Fora. La cronología que le corresponde sería entre 2-1,8 m.a. (véase, no obstante, Manega 1993). La parte superior de la BSC y de la MZ de la formación Humbu con polaridad normal sería equivalente al episodio Olduvai y a la zona E de Koobi Fora, con una fecha situada entre 1,8-1,6 m.a. Los sedimentos restantes de la formación Humbu —sección superior de MZ y USC—, con polaridad inversa, equivaldrían a la zona F de Koobi Fora, con una cronología de 1,6-1,3 m.a. El comienzo de la formación Moinik, con polaridad también inversa, se situaría en torno a los 1,3 m.a., tal y como se desprende de las fechas de K-Ar (Fig. 5).

Si tenemos en cuenta que hasta el momento actual la formación Humbu es la única del Grupo Pe-

ninj que contiene un registro arqueológico y paleontológico, la relevancia de esta revisión cronológica es evidente. Las fechas absolutas indican que la mandíbula de *Australopithecus boisei* descubierta en la BSC (debajo de la toba basáltica principal y del nivel calizo al que ésta se encuentra superpuesta) tendría una antigüedad no más reciente de 1,6 m.a. De la misma manera, la aparición de los yacimientos arqueológicos, justamente en la arenisca que aparece sobre dicha toba principal, en la parte inferior de MZ, tendría una cronología no menor de 1,5 m.a.

No obstante, esto no indica que la ocupación humana del entorno del lago Natrón empezase en dicho momento. Las escasas áreas con sedimentos de BSC encontrados en todo el área de Peninj hace más difícil localizar ocupaciones más antiguas. Sólo en la sección tipo se puede observar una mayor extensión de la parte inferior de la formación Humbu. Por ello, no resulta extraña semejante escasez de evidencias arqueológicas en esta parte de la secuencia, aunque se hayan documentado restos de actividad antrópica en la misma, por el descubrimiento de algunos artefactos líticos (Isaac 1967), que nosotros también hemos realizado este año en la sección tipo. Sin embargo, aún cuando resulta tentador atribuir estos hallazgos a la BSC, su escasez y descubrimiento en superficie hace en extremo difícil poder asegurar su procedencia, máxime cuando presentan un estado de rodamiento avanzado, siendo posible que provengan de niveles superiores.



## BIBLIOGRAFÍA

- BONNEFILLE, R.; VINCENS, A. (1985): Apport de la palynologie à l'environnement des hominidés d'Afrique orientale. *L'environnement des hominidés au Plio-Pleistocène*, Paris: 237-278.
- BROWN, F. H.; FEIBEL, C. S. (1988): "Robust" hominids and Plio-Pleistocene Paleocology of the Turkana basin, Kenya and Ethiopia. *Evolutionary history of the "robust" australopithecines* (F. Grine, ed.), Nueva York: 325-342.
- DENYS, C. (1987): Micromammals from the west Natron Pleistocene deposits (Tanzania). *Biostratigraphy and paleoecology. Sciences Géologiques*, 40 (1,2): 185-202.
- DOMÍNGUEZ-RODRIGO, M. (1994): Olduvai. Paleocología de los primeros homínidos. *Revista de Arqueología*, 162: 12-23.
- DOMÍNGUEZ-RODRIGO, M. ET AL. (1994): Peninj. En busca de los orígenes. *Revista de Arqueología*, 164: 12-21.
- GENTRY, A. W. (1985): Pliocene and Pleistocene bovidae in Africa. *L'environnement des hominidés au Plio-Pleistocène*, Paris: 119-132.
- GERAADS, D. (1987): La faune des dépôts pléistocènes de l'Ouest du lac Natron (Tanzanie); interpretation biostratigraphique. *Sciences Géologiques*, 40 (1,2): 167-184.
- HARRIS, J. M. (1983): *The fossil ungulates: proboscidea, perissodactyla, and suidae*. Koobi Fora Research Project, vol. 2. Oxford University Press, Oxford.
- HARRIS, J. M. (1985): Fossil ungulate faunas from Koobi Fora. *L'environnement des hominidés au Plio-Pleistocène*, Paris: 151-164.
- HAY, R. (1976): *The Geology of Olduvai Gorge*. Clarendon Press, Oxford.
- ISAAC, G. (1967): The stratigraphy of the Peninj Group, early middle Pleistocene formations, west of lake Natron, Tanzania. *Background to evolution in Africa* (W. W. Bishop y J. D. Clark, eds.), Chicago: 229-257.
- ISAAC, G.; CURTIS, G. H. (1974): Age of early acheulian industries from the Peninj Group, Tanzania. *Nature*, 249: 624-627.
- LUQUE, L. (1996): *Estratigrafía del Grupo Peninj y geomorfología del margen occidental del lago Natrón (Tanzania)*. Tesis de Licenciatura, Facultad de Ciencias Geológicas, Universidad Complutense, Madrid.
- MANEGA, P. (1993): *Geochronology, geochemistry and isotopic study of the Plio-Pleistocene hominid sites and the Ngorongoro volcanic highland in Northern Tanzania*. Ph. D. dissertation, University of Boulder, Colorado.
- NDESSOKIA, P. N. S. (1987): Paleofauna composition and paleoenvironment of Peninj (Marita-Nane site) in West Lake Natron basin, northern Tanzania. *Sciences Géologiques*, 40 (1,2): 203-208.
- PLUMMER, T. W.; BISHOP, L. C. (1994): Hominid paleoecology at Olduvai Gorge, Tanzania, as indicated by antelope remains. *Journal of Human Evolution*, 27 (1,2,3): 47-76.
- SIKES, N. (1994): Early hominid habitat preferences in East Africa: Paleosol carbon isotopic evidence. *Journal of Human Evolution*, 27 (1,2,3): 25-46.
- THOUVENY, N.; TAIEB, M. (1987): Etude paléomagnétique des formations du Plio-Pléistocène de la région de la Peninj (Ouest du lac Natron, Tanzanie). Limites de l'interpretation magnétostratigraphique. *Sciences Géologiques*, 40 (1,2): 57-70.
- VINCENS, A. (1987): Recent pollen sedimentation in Lake Natron, Tanzania: a model for the interpretation of fossil spectra in arid regions. *Sciences Géologiques*, 40 (1,2): 155-166.
- VV.AA. (1987): *Lac Natron. Géologie, Géochimie et Paléoecologie d'un bassin évaporitique du rift est-africaine*. Sciences Géologiques, 40 (1,2). CNRS, Strasbourg.

