
**APORTACIONES AL CONOCIMIENTO
DE LA EVOLUCION PALEOCLIMATICA
Y PALEOAMBIENTAL
EN LA PENINSULA IBERICA
DURANTE LOS DOS ULTIMOS
MILLONES DE AÑOS
A PARTIR DEL ESTUDIO
DE TRAVERTINOS Y ESPELEOTEMAS**

T. Torres, D. Baretino, L. Canoira, R. Cobo, A. García-Cortés, R. Grün, M. Hoyos, R. Juliá, J. Llamas,
H. Mansilla, V. Meyer, I. Quintero, V. Soler, M. Valle, D. Brusi, F.J. Coello, P. García-Alonso,
P. Guerrero, T. Nestares, A. Peláez, N. Rodríguez-Alto.

enresa

ABSTRACT	1
RESUMEN	5
1. INTRODUCCION Y OBJETIVOS	9
2. ANTECEDENTES	15
3. SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA	19
4. GEOMORFOLOGIA.	29
5. EDAD DE LOS PROCESOS Y FORMAS.	41
6. ESTRATIGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA Y GEOQUIMICA.	47
7. CONCLUSIONES: EVOLUCION PALEOAMBIENTAL. EL CLIMA Y EL PAISAJE.	83
8. BIBLIOGRAFIA	113

ABSTRACT

This paper deals on the main results of the Project: "Palaeoclimatological revision since the Middle Pleistocene from geochronological and isotope analysis of spanish travertines" (CEC-FI2W-CT91-0075 "Paleoclimatological revision of climate evolution in the Western Mediterranean Region, evaluation of altered scenarios).

Four travertine deposition areas and a karstic zone were selected according to their geographical significacion. Travertine deposits areas were: Priego and Río Blanco: fluvial travertines; Banyoles and Río Blanco: lacustrine deposits; Tolox: alluvial fan deposits. The Cueva del Reguerillo was the karstic area selected. In spite of travertines and speleothems are warm climate indicators, important palaeoenvironmental and palaeoclimatological data were obtained, which are in short:

- Through geomorphology and dating (palaeomagnetism, U/Th, Electro spin resonance and amino acid racemization analysis) the fluvial history of Priego, Río Blanco and el Reguerillo cave, where a neotectonics and palaeosismicity phenomena were also dated. The oldest ESR dating method age obtained was of 950ka; and the oldest Priego deposits AARD dated were 750ka old.
- Through dating, sedimentology, stable isotope analysis and palinology some aspects of climatic evolution of the Iberian Peninsula were determined. A net correlation found between palinology and stable isotope ratios in the Banyoles lake drill hole, allowed to validate the results. Some cualitative data on fluvial and karstic systems water input were determined also.

RESUMEN

En este trabajo se contemplan los resultados principales del Proyecto "Reconstrucción Paleoclimática desde el Pleistoceno Medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles" (P. CEC FI2W-CT91-0075 "Paleoclimatological revision of climate evolution in the Western Mediterranean Region, Evaluation of altered scenarios).

Se seleccionaron cuatro áreas de depósitos travertínicos de carácter fluvial (Priego, Río Blanco), lacustre (Río Blanco, Banyoles) y aluvial (Tolox) así como una zona con depósitos espeleotémicos (Karst de la Cueva del Reguerillo). En ellas se obtuvieron datos sobre la evolución del paisaje y del clima, los travertinos y espeleotemas son indicadores de clima cálido s.l. que de forma abreviada son:

- Mediante la geomorfología y dataciones (paleomagnetismo, U/Th, Resonancia de espín

electrónico y racemización de aminoácidos), se determinó la historia fluvial de los travertinos de Priego y Río Blanco así como del Karst de la Cueva del Reguerillo donde, además, se dataron un paleosismo y fenómenos de neotectónica. La data más antigua obtenida mediante Resonancia de espín electrónico fué 950ka, mientras que mediante racemización de aminoácidos se dataron depósitos de más de 750ka.

Mediante dataciones, sedimentología, análisis de isótopos estables y palinología se determinaron aspectos de la evolución climática de algunas áreas de la Península Ibérica. La correlación entre palinología e isotopía permitió la validación de algunos de los resultados. También se obtuvieron datos cualitativos sobre input hidráulicos a los sistemas fluviales o kársticos.

En este trabajo se contemplan los resultados principales del Proyecto "Reconstrucción Paleoclimática desde el Pleistoceno Medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles" (P. CEC FI2W-CT91-0075 "Paleoclimatological revision of climate evolution in the Western Mediterranean Region, Evaluation of altered scenarios).

Se seleccionaron cuatro áreas de depósitos travertínicos de carácter fluvial (Priego, Río Blanco), lacustre (Río Blanco, Banyoles) y aluvial (Tolox) así como una zona con depósitos espeleotémicos (Karst de la Cueva del Reguerillo). En ellas se obtuvieron datos sobre la evolución del paisaje y del clima, los travertinos y espeleotemas son indicadores de clima cálido s.l. que de forma abreviada son:

- Mediante la geomorfología y dataciones (paleomagnetismo, U/Th, Resonancia de espín

electrónico y racemización de aminoácidos), se determinó la historia fluvial de los travertinos de Priego y Río Blanco así como del Karst de la Cueva del Reguerillo donde, además, se dataron un paleosismo y fenómenos de neotectónica. La data más antigua obtenida mediante Resonancia de espín electrónico fué 950ka, mientras que mediante racemización de aminoácidos se dataron depósitos de más de 750ka.

Mediante dataciones, sedimentología, análisis de isótopos estables y palinología se determinaron aspectos de la evolución climática de algunas áreas de la Península Ibérica. La correlación entre palinología e isotopía permitió la validación de algunos de los resultados. También se obtuvieron datos cualitativos sobre input hidráulicos a los sistemas fluviales o kársticos.

1

INTRODUCCION Y OBJETIVOS

La evaluación de la seguridad a largo plazo de un almacenamiento de residuos radiactivos requiere, entre otras cosas, de un conocimiento lo más detallado posible de la evolución ambiental del área donde se vaya a ubicar, en el tiempo para el que se realice dicho análisis. Como los escenarios que actualmente se precisa evaluar consideran rangos de tiempo geológico entre 10^4 y 10^6 años, en enero de 1992 se firmó un Convenio entre la Universidad Politécnica de Madrid (UPM) y el Instituto Tecnológico y Geominero (ITGME), por el que la Unidad Docente de Estratigrafía y Paleontología, de la Escuela Técnica Superior de Ingenieros de Minas, se encargaba de realizar un Proyecto denominado "Reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno Medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles", que quedaba englobado dentro de un marco científico más amplio al estar encuadrado en el II Plan de I+D de la Empresa Nacional de Residuos Radiactivos S.A. (ENRESA), Contrato CEC FI2W-CT91-0075 "Paleoclimatological revision of climate evolution in the Western Mediterranean Region. Evaluation of altered scenarios". Posteriormente quedó complementado con un convenio entre ENRESA y la ETSIMM, denominado: "Datación de Formaciones Cuaternarias a partir de aminoácidos N^o. 0701041".

En su planteamiento inicial, se enfocó únicamente a la realización de dataciones numéricas (U/Th) y obtención de relaciones entre isótopos estables de carbono ($^{13}\text{C}/^{12}\text{C}$) y oxígeno ($^{18}\text{O}/^{16}\text{O}$) intentando, a partir de la evolución de las relaciones isotópicas, llegar a conclusiones paleoclimatológicas. A la vista de las incertidumbres que presentaba esta metodología, se modificó el diseño original del Proyecto, llegándose a un enfoque más generalista, con redundancia en los métodos de datación empleados, y el uso, cuando fue posible, de sistemas de control de las inferencias de cambio climático derivadas del análisis de los isótopos estables. Se incluyeron interpretaciones paleoambientales.

Se seleccionaron una serie de áreas, Fig.-1, que cubrían una extensión geográfica importante y una amplia serie de medios de deposición de travertinos. También se incluyó una zona con depósitos kársticos (espeleotemas).

Las áreas con depósitos de travertinos fueron:

- Travertinos fluviales de Priego (Cuenca).
- Travertinos fluvio-lacustres de Río Blanco (Soria).
- Travertinos lacustres de Banyoles (Girona).

- Travertinos de abanico aluvial de Jorox (Málaga).
- Zona kárstica Cueva del Reguerillo y áreas aledañas, en Torrelaguna (Madrid).

Breve apunte genético de los carbonatos de travertinos y espelotemas

Los travertinos y los espeleotemas, son rocas que tienen en común su composición: se trata de CaCO_3 casi puro; la diferencia fundamental, está en que en los primeros hay una importante componente biológica controlando su deposición y en los segundos no.

En los dos se precisa la existencia de un área fuente carbonatada, fisurada y karstificada. El agua de la lluvia disuelve el CO_2 del suelo y de la atmósfera, generándose una sal bastante soluble, bicarbonato cálcico ($\text{Ca}(\text{CO}_3\text{H})_2$), que es transportado por las aguas que se infiltran en el macizo rocoso.

Dado que en el único factor que controla la solubilidad del bicarbonato cálcico es la presión parcial de CO_2 , el confinamiento de las aguas que circulan saturadas del mismo será el factor que controlará su depósito. Este confinamiento se mantendrá durante la circulación forzada por conductos kársticos o en régimen aéreo en zonas encajonadas, cañones, con poca superficie de intercambio con la atmósfera.

En el caso de depósito de espeleotemas, la pérdida de confinamiento se produce al acceder las aguas saturadas a una oquedad con atmósfera libre. En los travertinos, un caso típico de pérdida de confinamiento se produce al desembocar un cañón en una cuenca, en la que el agua se extiende formando una lámina de gran superficie y poca profundidad, con pérdida de CO_2 , acelerada por la acción fotosintética de las plantas acuáticas.

Los carbonatos como indicadores paleoclimatológicos

En el caso que nos ocupa, es obligado realizar una reflexión de partida: en general, los carbonatos de espelotemas y travertinos solo pueden dar indicaciones paleoclimatológicas sesgadas ya que su propia existencia es ya un indicador de condiciones de clima cálido y húmedo.

Es decir: dado que estos materiales sólo se depositan en unas condiciones paleoclimáticas bastante estrictas, su sola presencia ya es un indicador de clima y su ausencia también: en condicio-

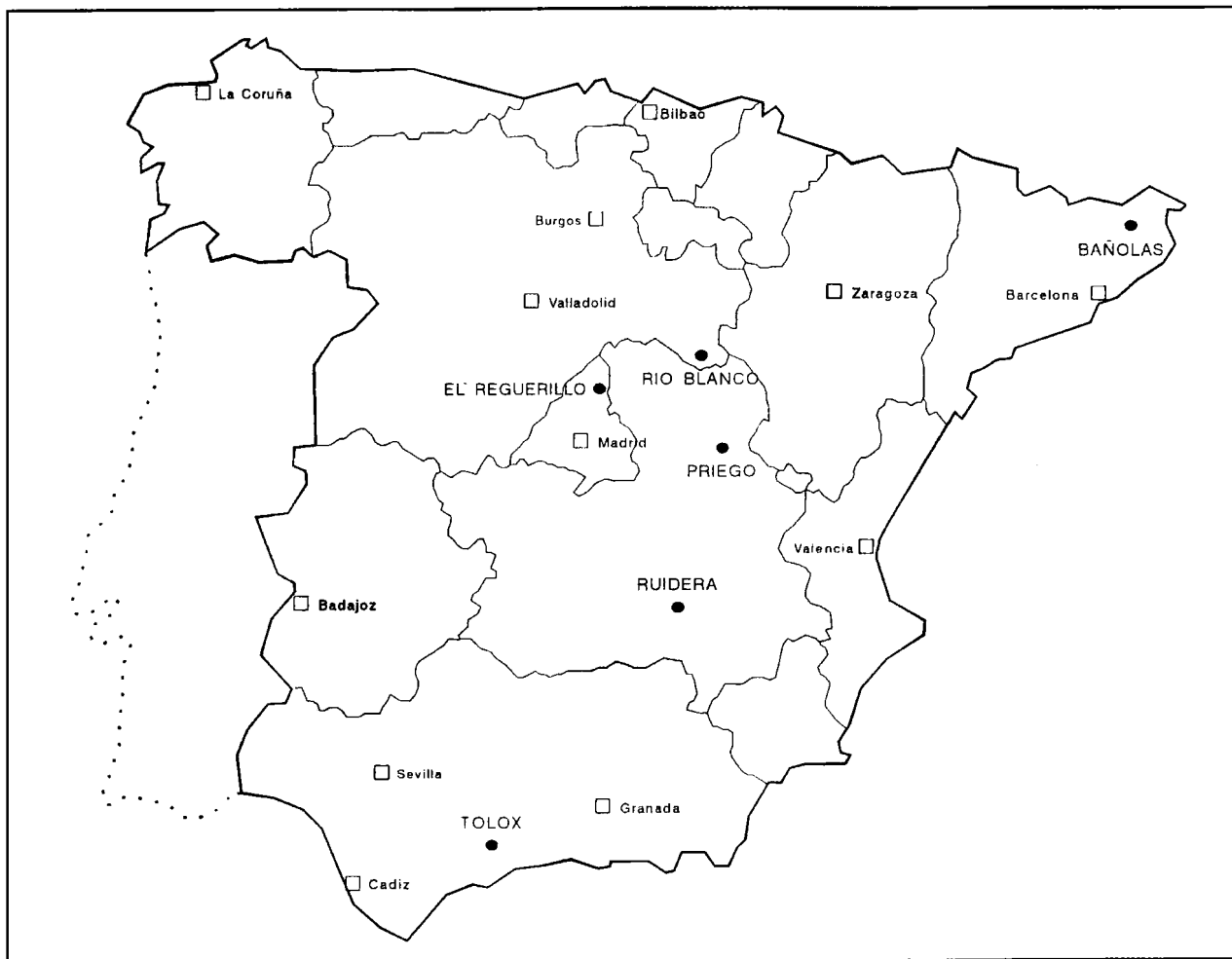


Figura 1. Areas cubiertas por el Proyecto.

nes de aridez no se depositan espeleotemas, se interrumpe su crecimiento, y en condiciones de humedad y frío se erosionan (por disolución, dada la agresividad del agua). En períodos de aridez las plataformas travertínicas se inciden y aterrazan.

Admitiendo pues, un carácter de indicador paleoclimático de estos depósitos, se pueden hacer las siguientes reflexiones respecto a su utilidad como indicadores paleoclimatológicos a partir del análisis de isótopos estables.

En los espeleotemas, posiblemente se den menos incertidumbres en la interpretación de las relaciones isotópicas del carbono que en las del oxígeno, en las que el fraccionamiento isotópico sindeposicional constituye un problema.

Un consenso general entre los estudiosos del tema, viene a indicar la utilidad de las relaciones isotópicas del carbono para determinar aspectos relacionados con la cubierta vegetal de una zona a partir de depósitos carbonatados, Emrich *et al.* (1970), Vogel *et al.* (1978), Cowling (1982), Talma y Vogel (1992). Se basa en la diferente eficiencia que las plantas muestran en la fotosíntesis, discriminando el isótopo estable de carbono más pesado ^{13}C . Se definen dos vías en la fotosíntesis:

- Vía C4, utilizada por plantas herbáceas de sabana.
- Vía C3 (Calvin), utilizada por plantas de follaje.

La vía C4 es más eficiente y, por lo tanto, discrimina menos los isótopos más pesados del carbono. Es empleada, entre otras, por plantas gramíneas.

La influencia del contenido en ^{13}C de la cobertura vegetal en el agua del suelo y, por lo tanto, en el contenido en ^{13}C de la calcita depositada en las cuevas subyacentes se puede estimar, según Emrich *et al.* (*op. cit.*), considerando un modelo abierto donde tres fases CO_2 , H_2O y CaCO_3 (caliza) están en íntimo contacto y el bicarbonato se forma en equilibrio isotópico con el CO_2 del suelo. La relación isotópica de la calcita precipitada, dependerá de los factores de fraccionamiento entre el CO_2 y otras especies de carbono. De acuerdo con estas premisas:

- En un medio sólo C3 la $\delta^{13}\text{C}$ de la calcita precipitada será -12.8_{PDB} .
- En un medio sólo C4 la $\delta^{13}\text{C}$ de la calcita precipitada será $+1.2_{\text{PDB}}$.

En resumen: un valor muy bajo (más negativo) de la $\delta^{13}\text{C}$, sugiere una cobertura vegetal de arbustos y árboles, mientras que un aumento del

mismo (menos negativo), implica la presencia de plantas herbáceas en un paisaje tipo "sabana s.l."

En el caso de espeleotemas, la $\delta^{18}\text{O}$ se debe interpretar de forma más tentativa, ya que es posible que se pueda dar un importante fraccionamiento isotópico, a favor del ^{18}O , por evaporación en zonas confinadas o cuasi confinadas. Por ello, ésta se hará teniendo en cuenta las macrofacies descritas para cada tramo desmuestreado. El análisis de las microfacies será útil para confirmar las conclusiones del proceso anterior y para comprobar la presencia de procesos diagenéticos, que pudieran haber afectado las relaciones isotópicas.

La composición isotópica del oxígeno de los depósitos carbonatados, puede ser, en principio, empleada como un estimador de la temperatura a la que el carbonato cálcico se precipitó, pero para ello se deben de cumplir algunas condiciones previas:

- Precipitación del carbonato en equilibrio isotópico con el agua de formación.
- Contenido isotópico del agua, en el momento de deposición, conocido.
- Ausencia de alteraciones diagenéticas.
- Databilidad del depósito.

La ausencia de fraccionamiento por evaporación, en el momento de la deposición, se puede suponer, dadas las microfacies de los depósitos y la aparente falta de correlación existente entre las $\delta^{18}\text{O}$ y $\delta^{13}\text{C}$ a lo largo de un depósito y en su vertical, aunque ocasionalmente exista correspondencia entre ambos.

En la interpretación de los resultados de los análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno, en materiales de origen travertínico, se detectan muchas más incertidumbres que las que aparecían al analizar las relaciones isotópicas en espeleotemas, ya que en ellos, se producen fenómenos de fraccionamiento de origen biológicos o ambiental (ambiente de sedimentación). Por otra parte, resulta evidente que los travertinos son rocas con poros: un sistema relativamente abierto, en el que podría alterarse la relación isotópica original por diagénesis.

Sobre el fraccionamiento biológico de los isótopos, solo cabe decir que en el caso del carbono podría resultar ser relativamente favorable, ya que su desarrollo permite indicar si las plantas dominantes en el sistema, en el momento de la deposición de los materiales, son de ciclo C3 o C4. En el caso del oxígeno el desarrollo de fraccionamiento biológico no es favorable.

Según algunos autores, Emeis *et al.* (1987), la precipitación de calcita necesita un agente iniciador y éste no es otro que el ácido aspártico, un aminoácido que se libera por hidrólisis de materia orgánica, o en la función excretora de organismos (lo que explicaría la abundancia de facies peloidales). Otros autores, Heineman y Sass (1989) sugieren que es la función fotosintética de las plantas la que, al crear un déficit del CO_2 disuelto en el agua, propicia la precipitación de CaCO_3 . Según Chafetz *et al.* (1991), el descenso de CO_2 disuelto en el agua produce un déficit relativo de ^{18}O , que es eliminado preferentemente, también la evaporación produce un fraccionamiento, pérdida, del isótopo más ligero del oxígeno, que conducirá a un aumento de $\delta^{18}\text{O}$, que será mucho más marcada cuanto más se eleva la temperatura del agua, p.e. por aumento de confinamiento, cf. Michaelis *et al.* (1985), Turi (1986).

En un trabajo sobre isótopos estables en carbonatos cianobacteriales actuales, J.E. Andrews *et al.* (1993) concluyen que en lo que respecta al carbono la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ oscila entre -5 y -12 por mil en medios fluviales y entre +3 y -6.4 por mil en medios lacustres. La vía de enriquecimiento en ^{13}C en medios fluviales, proviene de la disolución de carbonatos marinos en áreas karstificadas y, en áreas lacustres, del establecimiento de equilibrio isotópico entre el HCO_3^- disuelto en el agua y el CO_2 atmosférico. En medios fluviales la $\delta^{18}\text{O}$ se mantiene con pocas variaciones, sugiriendo ésta, que se debe a evaporación local. En áreas lacustres las aguas son, isotópicamente, más pesadas que las fluviales.

Otro factor que puede conducir a una interpretación errónea de los datos es el efecto de la diagénesis, que afecta de manera desigual al oxígeno que al carbono, siendo mucho más estable el segundo.

Para intentar obtener datos paleoclimáticos, paleoambientales *s.l.*, de los datos isotópicos de los travertinos se tendrán, pues, que asumir algunas simplificaciones:

En lo que respecta a la $\delta^{18}\text{O}$ se puede suponer que era similar la composición litológica de cada cuenca fluvial individual en cada área; por lo tanto, la influencia de las rocas calcodolomíticas marinas también era similar, y se mantuvo estable a lo largo de la historia geológica de cada río. Las variaciones en $\delta^{13}\text{C}$, se podrán entonces correlacionar con las de la cubierta vegetal de las áreas

que rodeaban los cursos fluviales y de las plantas acuáticas que las colonizaron.

La $\delta^{18}\text{O}$ se debe interpretar de forma más tentativa, ya que es posible que se pueda dar un importante fraccionamiento isotópico, a favor del ^{18}O , por evaporación en zonas confinadas o cuasi confinadas (responsables de las facies palustres). Por ello, esta interpretación se hará teniendo en cuenta las macrofacies descritas para cada tramo desmuestado. El análisis de las microfacies será útil para confirmar las conclusiones y comprobar la presencia de procesos diagenéticos de importancia, que pudieran haber afectado las relaciones isotópicas.

Posiblemente se den menos incertidumbres en la interpretación de las relaciones isotópicas del carbono que en las del oxígeno, en las que el fraccionamiento isotópico sindeposicional constituye un grave problema.

La necesidad de contar con dataciones

En el caso que nos ocupa, la necesidad de buscar una referencia cronoestratigráfica es especialmente perentoria. Para ello se decidió contar con el abanico de técnicas de datación más amplio posible, basado en métodos relativos y métodos numéricos.

El método relativo de uso más común es el análisis geomorfológico de zonas. De él se podrán concluir la existencia de una superposición de fenómenos de construcción de formas (depósitos) según un orden determinado. Este método permite comprobar la bondad de los métodos de datación numérica: ausencia de resultados absurdos.

Los métodos numéricos empleados fueron: datación radiométrica por el método de U/Th, datación numérica por el método resonancia de electrospín, datación química por análisis del grado de racemización de aminoácidos en fósiles y rocas.

También se han empleado otros métodos como los paleontológicos (vertebrados y paleobotánica) y el análisis del magnetismo remanente en las rocas (paleomagnetismo). Las técnicas paleontológicas han permitido algunas dataciones bioestratigráficas de utilidad y, en el caso de la paleobotánica, se ha podido verificar si las indicaciones isotópicas tenían una referencia ambiental clara, o si la flora tenía caracteres arcaicos, que implicaban antigüedad notable. Estos temas están tratados *in extenso* en Torres *et al.* (1995 a,b,c,d,e).

2

ANTECEDENTES

En los informes temáticos de cada una de las zonas objeto de estudio, Torres *et al.* (*op. cit.*), se han analizado lo más exhaustivamente posible sus antecedentes geológicos. Ahora sólo se recogen aquellos que tienen una relación inmediata con el problema que se analiza.

Existen pocos antecedentes sobre los depósitos travertínicos de Priego, aunque cabría citar los de Virgili y Pérez González (1970) así como los de Torres *et al.* (1993c, 1994).

En lo que se refiere a geomorfología y estratigrafía de los depósitos pliocenos y cuaternarios de Río Blanco, el número de publicaciones es bastante limitado: Crusafont *et al.* (1969), Michaux (1971), Crusafont y Golpe (1969), Crusafont y Sondaar (1971), Hoyos *et al.* (1974). Respecto a la geomorfología, se tienen los antiguos trabajos de Gädelfter (1971) y los más modernos de Peña *et al.* (1984), Gutiérrez *et al.* (1982) y Gracia *et al.* (1987). La primera cita de los travertinos de río Blanco procede de Mallada (1911). Menéndez Amor (1970) aportó datos paleobotánicos de carácter puntual.

Posiblemente los primeros trabajos sobre la evolución morfológica del área de Banyoles se deban a Solé (1958), Bech (1970) y a Juliá y Villalta (1974); el conocimiento detallado de la geomorfología de la zona procede de Juliá (1980), y han servido de base a nuestros trabajos. Respecto a la mandíbula de Bañolas, existe un gran número de publicaciones, entre las que se pueden enumerar las siguientes: Alsius (1915), Hernández-Pacheco y Obermaier (1915), MacCurd y (1915), Sergi

(1917), Heilborn (1916), Boule (1916), Giuffrida-Ruggeri (1921) y Lumley-Woodyear (1971). Otros trabajos de interés son los de: Villalta y Vicente (1972), Roiron (1983), Galobart *et al.* (1990), Mir y Salas (1976), Torres (1984). Es fundamental el trabajo de Pérez Obiol y Juliá (1994).

En lo que respecta a geomorfología y estratigrafía de los materiales pleistocenos de la zona de Tolox, sólo se ha podido contar con los trabajos de del Olmo (1990). En Durán *et al.* (1988) se recogen algunos datos de zonas cercanas en el litoral malagueño y Díaz del Olmo *et al.* (1992), estudian y datan los travertinos de Priego de Córdoba. El antecedente más importante es el de Delannoy *et al.* (1993), así como la síntesis de Badal y Roiron (1994).

Un buen resumen sobre la geología de la zona de la Cueva del Reguerillo, está contenido en Corchón (1976), y la geomorfología de la zona debe mucho a Hernández-Pacheco (1930), Cabra *et al.* (1983) y Lázaro (1976). La estratigrafía de los materiales del Cuaternario fue establecida por Aldonza (1974) y por Nodal (1975). Sobre geomorfología kárstica son fundamentales los trabajos de Hernanz (1965 a,b) y Torres (1974). Sobre los aspectos espeleológicos de la zona, es imprescindible la cita de Puig y Larraz (1894) y la de Puch (1987). Aspectos de paleontología del Cuaternario aparecen en Torres (1974, 1984) y Sesé y Ruíz Bustos (1992). Recientemente se han publicado dataciones numéricas y análisis de la evolución paleoambiental cf. Torres *et al.* (1994).

3

SITUACION GEOGRAFICA Y GEOLOGICA

Los travertinos fluviales de Priego, (Fig.-2a y 2b), se desarrollan en las cercanías de la localidad de Priego, provincia de Cuenca, num. 563 del M.T.N. a escala 1:50.000., Autonomía de Castilla-La Mancha, a caballo entre la Serranía y la Alcarria. Se relacionan con la actividad de los ríos Escabas, Trabaque y Guadiela.

Los travertinos fluvio-lacustres de Río Blanco, (Fig.-3), están ligados espacialmente al cauce del río Blanco, que recorre, en dirección SE-NO, el cuarto noroccidental de la hoja núm. 462 del M.T.N. Nace en una diminuta fuente (Fuente Valdeber) al SE del pueblo de Layna, discurriendo también por las localidades de Layna, Urex de Medinaceli y Velilla de Medinaceli, para caer, finalmente, casi en forma de cascada sobre el río Jalón del que es afluente. La topografía de la zona está dominada por un extenso replano morfológico desarrollado sobre los materiales del Mesozoico, cuya cota debió ser de unos 1200m.

La zona del Estany de Banyoles, se encuentra situada en la Depresión del Ampurdán en un área de suave orografía, que al N queda lejanamente limitada por los Pirineos, mientras que hacia el oeste está limitada por la Sierra de les Finestres. En el área solo hay un río importante, el Fluviá, que va a desembocar en el Golfo de Rosas. El lago es una zona casi rectangular, con su eje mayor en dirección S-N, con una estricción central. En contraste con las zonas de sierra del oeste, es una área con alta densidad de población, destacan los pueblos de Banyoles, Besalú, Serriá y Esponella.

Los travertinos de abanico aluvial de Tolox, (Fig.-5), se sitúan en la parte occidental de las Cordilleras Béticas, más concretamente en la parte central de la Serranía de Ronda, provincia de Málaga. Se han diferenciado tres subáreas: Tolox s.s. (TO-1), Jorox (TO-2) y Yunquera (TO-3), que configuran un triángulo isósceles, encuadrado en el cuarto nororiental de la hoja número 1.051 (Ronda) del Mapa Topográfico Nacional a escala 1:50.000.

Tolox s.s. (TO-1) está constituido por una serie de niveles travertínicos preservados en la margen izquierda del arroyo de los Horcajos, que en Tolox se convierte en afluente de la margen izquierda del río Riachuelo, tributario del río Grande.

Jorox (TO-2) es un sistema de plataformas travertínicas desarrolladas en una expansión del río Jorox, afluente del río Grande por la margen izquierda.

Yunquera (TO-3) es un sistema de plataformas travertínicas que en la actualidad no están ligadas a ningún sistema fluvial.

Estos travertinos se sitúan en la zona de articulación entre las sierras abruptas (Sierra de Tolox (TO-1), Sierra Prieta (TO-2) y Sierra del Pinar (TO-3)) con alturas superiores a los 1.300m y una zona abrupta pero de relieves más alomados, con alturas máximas cercanas a la cota 600.

El karst de la Cueva del Reguerillo, y zonas aledañas, (Fig.-6) se enclava, en sentido estricto, en el cerro de la Oliva, situado en el término municipal de Patones (Madrid), a unos sesenta kilómetros de la capital. Está caracterizado por una cima plana y relativamente angosta, limitada al E y O por los abruptos escarpes tallados por el río Lozoya y el arroyo de Valdetales. Al S está limitado por una marcada cuesta estructural, que muere en el aluvial de río Henares, mientras que al N un pequeño valle lo separa de las pizarras y cuarcitas del Sistema Central. Los materiales mesozoicos en los que se desarrolla el karst, dan una línea de cumbres, cuya cota está en 920m.

En la zona de los Travertinos fluviales de Priego, (Fig.-2a y 2b), afloran materiales del Triásico, Jurásico, Cretácico, tránsito Cretácico-Terciario, Terciario y Cuaternario. En su mayor parte están relacionados con la acción fluvial, de la que son principales agentes los ríos Guadiela (afluente del Tajo), Trabaque (afluente del Escabas por su margen izquierda) y el propio río Escabas. En la zona domina una tectónica de zócalo y cobertera y la estructura más visible es el anticlinal de Priego, de dirección NNO-SSE; las calizas del Mioceno están dispuestas en estructura sinclinal, que será clave de la evolución paleoambiental del río Albalate durante el Cuaternario.

En el área de los Travertinos fluvio-lacustres de Río Blanco, (Fig.-3), afloran materiales de Triásico, Jurásico, Neógeno y Cuaternario, estos últimos exclusivamente formados por los depósitos de terrazas del río Blanco y los rellenos de dolinas. Es un área tabular sin accidentes estructurales de importancia, que al llegar al río Jalón, literalmente se "cae", al verticalizarse las capas que pasan a formar el substrato de la cuenca de Almazán.

En la zona de los travertinos lacustres de Banyoles, (Fig.-4), aparecen materiales del Eoceno (constituyen el substrato de la cuenca), Plioceno y Plioceno terminal-Pleistoceno, estos últimos configuran una superficie estructural, hoy basculada y fallada, que aparece en el Pla de Usall y, también, en Incarcàl. Los materiales del Pleistoceno aparecen en el entorno del Estany de Banyoles y de Besalú. Se sitúa, estructuralmente, en la fosa del Ampurdán, configurada por accidentes E-O, que si-

guen direcciones pirenaicas y otros, de menor entidad de dirección NNO-SSE. De acuerdo con la dirección de esfuerzos en la zona pirenaica (N-S), los ejes de los pliegues se disponen de E a O; además se desarrollan fallas inversas que tienen la misma dirección.

Los Travertinos de abanico aluvial de Tolox, (Fig.-5), se sitúan en tres zonas distintas: Tolox s.s. (TO-1) se sitúa en la vecindad del contacto entre los materiales del Complejo Dorsaliano (Zona Circumbética), compuesto por dolomías masivas, y los del Complejo Alpujárride (peridotitas). Jorox (TO-2) se emplaza en una zona compleja en la que se ponen en contacto peridotitas del Complejo Alpujárride con dolomías masivas del Complejo Dorsaliano; además de otras formaciones que afloran de forma minoritaria. Yunquera (TO-3) también aparece en las cercanías del contacto entre materiales del Complejo Dorsaliano y los del Complejo Alpujárride. Los depósitos del Cuaternario lo componen los depósitos de travertinos.

La situación estructural se puede resumir como sigue: en Tolox s.s (TO-1), los materiales del Complejo Alpujárride aparecen cabalgando los de la Dorsal. En Jorox (TO-2) los materiales del complejo Maláguide se disponen cabalgando los del Complejo Alpujárride, que se ponen en contacto,

por falla normal, con los del complejo dorsaliano. En Yunquera (TO-3), los materiales paleozoicos del Complejo Alpujárride cabalgan los del Complejo Dorsaliano.

El Karst de la Cueva del Reguerillo y zonas aledañas, (Fig.-6), se sitúa en una zona donde afloran materiales del Paleozoico, Mesozoico (karstificado), y Cenozoico. En el Cuaternario, abundan las gravas y arenas de las terrazas fluviales y las gravas poligénicas, con matriz arcillo-arenosa, de los conos de deyección.

En el río Jarama se distinguen trece niveles de terrazas, en el Lozoya sólo se han detectado cinco, todos ellos, menos uno, fluvio-kársticos, cf. Torres *et al.* (1993b). Hacia el SO, se encuentra la "Fosa de Redueña", en la que, intercalados a depósitos de abanico aluvial árido, aparecen materiales fluvio-palustres ("fan delta"), con industria lítica de Paleolítico inferior y fauna, que según Nodal (1975), los datan como Pleistoceno medio. Recientemente, Llamas, *et al.* (1994), se ha realizado su datación aminoestratigráfica, que los sitúan en el episodio 10 del oxígeno. La zona presenta una disposición estructural muy sencilla, ya que los materiales mesozoicos aflorantes se presentan con una disposición en pliegue monoclinial que buza unos 30° al SE.



Figura 2a. Situación geográfica y geológica de los travertinos fluviales de Priego. Cartografía y corte estructural.
 1. Triásico-Jurásico. 2. Cretácico. 3. Tránsito Cretácico-Terciario. 4. Terciario. 5. Travertinos Cuaternarios.

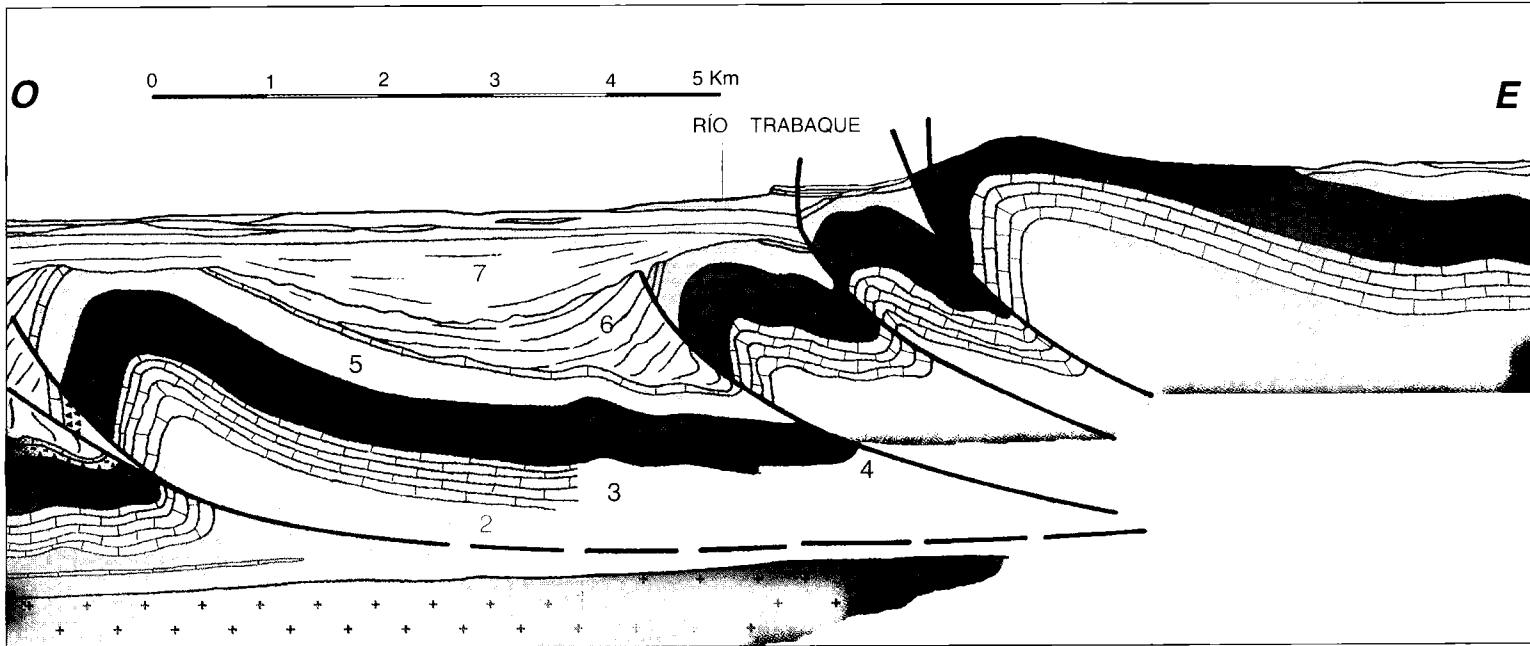


Figura 2b. Situación geográfica y geológica de los travertinos fluviales de Priego. Cartografía y corte estructural.
1. Basamento y Buntsandstein. 2. Keuper. 3. Jurásico. 4. Cretácico. 5. Cretácico-Paleógeno. 6. Paleógeno. 7. Neógeno.



Figura 3. Situación geográfica y geológica de los travertinos fluvio-lacustres de Río Blanco. Cartografía y corte estructural. 1. Buntsandstein. 2. Muschelkalk. 3. Keuper. 4. Tránsito Triásico-Jurásico. 5. Jurásico. 6. Neógeno. 7. Cuaternario. (Travertinos).

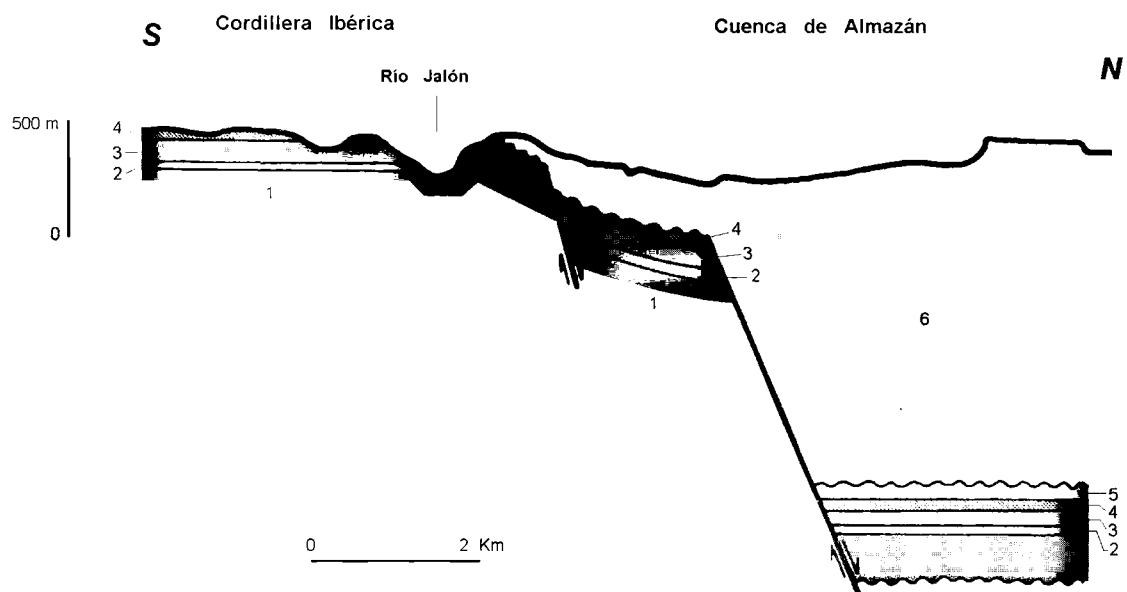


Figura 3 (Continuación). Situación geográfica y geológica de los travertinos fluvio-lacustres de Río Blanco. Cartografía y corte estructural.



Figura 4. Situación geológica y geológica de los travertinos lacustres de Banyoles.
1. Paleozoico. 2. Granitos. 3. Mesozoico. 4. Terciario. 5. Rocas volcánicas. 6. Cuaternario.

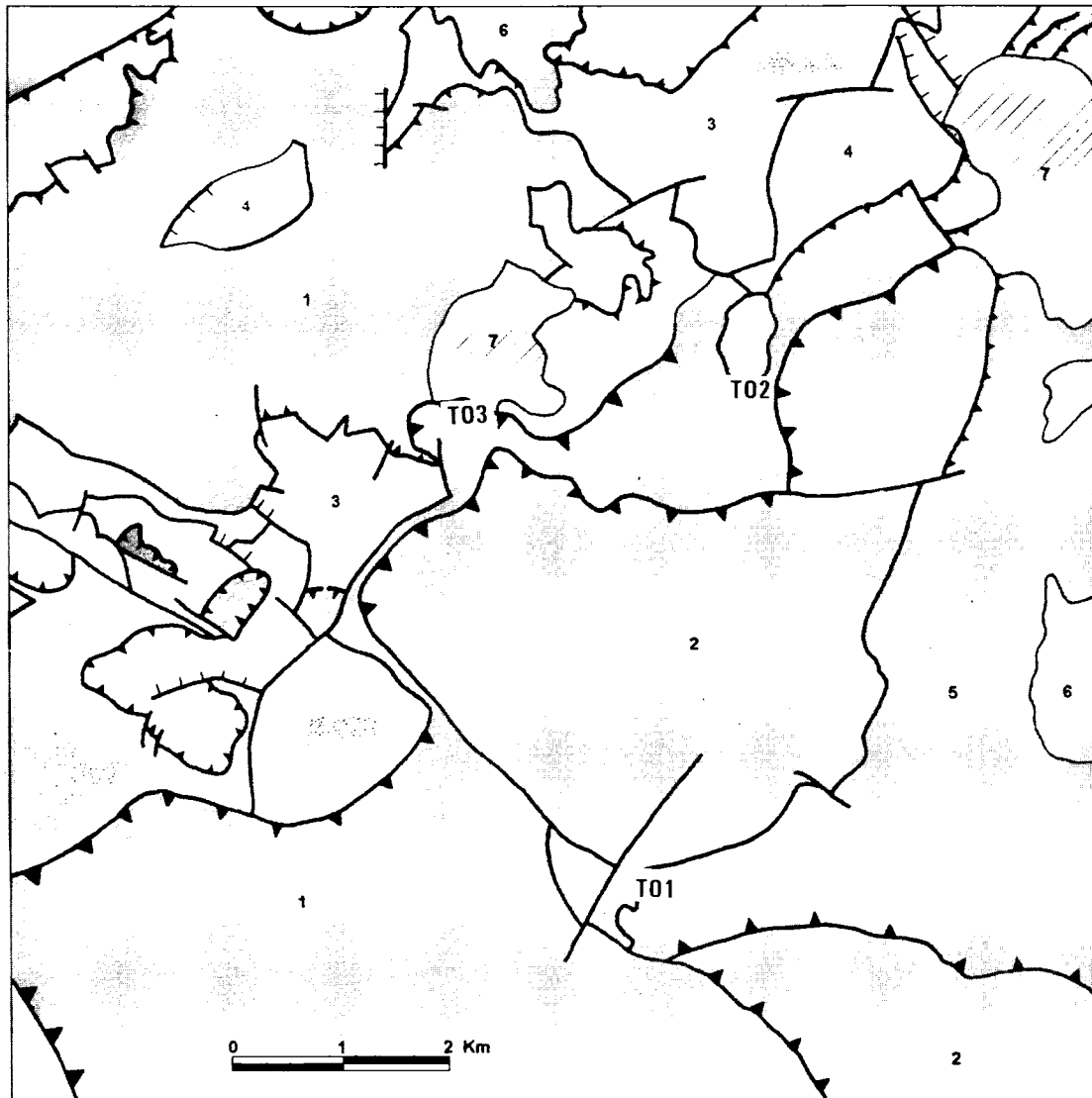


Figura 5. Situación geográfica y geológica de los travertinos del abanico aluvial de Toluca.
1. Sucesión Alpujarride. 2. Sucesión Maláguide. 3. Triásico Dorsal. 4. Resto de formaciones en la Dorsal. 5. Formaciones Tecto-Sedimentarias. 6. Jurásico Predorsaliano. 7. Terrazas travertínicas.

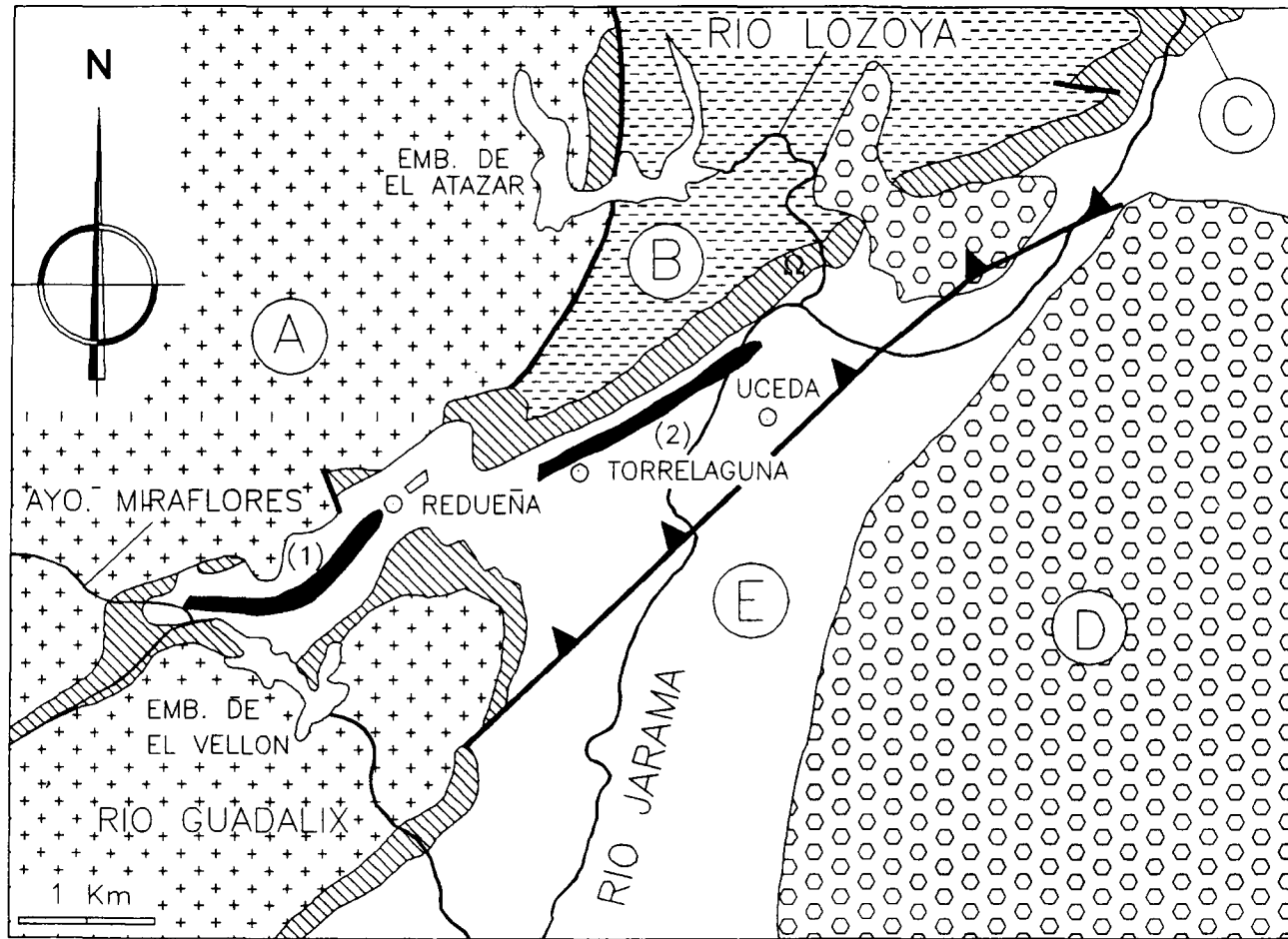


Figura 6. Situación geográfica y geológica del Karst de la Cueva del Reguillo.
 A. Granitos y neises; B. Paleozoico; C. Cretácico (carbonatos) y Paleógeno; D. Raña (Plioceno); E: Terrazas, conos de deyección y aluviales (Cuaternario). Ω Karst

4

GEOMORFOLOGIA

La geomorfología constituye el primer apartado de importancia a la hora de la primera interpretación de evolución paleoambiental de una zona de estudio: proporciona una cronología relativa de los procesos responsables de la generación de las formas preservadas; además permite comprobar la sucesión lógica de las edades obtenidas por los diversos métodos de datación.

En el área de Priego las grandes formas, Fig.-7, se circunscriben a la superficie de erosión que decapita las estructuras plegadas del mesozoico (1.100 m aprox.); se podría relacionar con el sediplano final de relleno de la cuenca por los materiales del Neógeno (Mioceno terminal). Las mesoformas están constituidas por los depósitos fluviales, todas de naturaleza travertínica, que se asocian a tres sistemas fluviales, Trabaque, Escabas y Guadiela, con redes de drenaje densas y bien desarrolladas en el interior de la Cordillera Ibérica. De acuerdo con su cota respecto el "talweg" actual de los ríos, Fig.-8, se han identificado siete niveles: T₁-90m; T₂-80m; T₃-60m; T₄-50m; T₅-40m; T₆-30m; T₇-20-15m.

El río Trabaque, alcanza la Depresión Intermedia tras atravesar la Cordillera Ibérica (Sierra de Bascuñana) desde la Depresión de Mariana, por un estrecho y sinuoso cañón que desemboca al E de la localidad de Albalate de las Nogueras. Se reconocen seis, del total de siete niveles.

El río Escabas atraviesa la Sierra de Bascuñana a través de un angosto cañón (Estrecho de Priego). No se ha localizado el nivel de terrazas más alto (T₁). Los restantes están representados, si se exceptúa el nivel T₆; el T₇ forma el nivel de cultivo de vega, desde la zona de confluencia fluvial con el Trabaque.

En el río Guadiela, desde su confluencia con el conjunto Escabas-Trabaque, se pueden identificar todas las terrazas, a excepción de la T₁.

En la zona de Río Blanco, Fig.-9, la superficie más antigua es la "Superficie intramiocena", a algo más de 1200m de altura, que se correspondería con la "A" de Gladfelter (*op. cit.*). Su edad es desconocida, aunque previsiblemente intra Aragoniense superior o intra Turolense y se correlacionaría con una intensa karstificación que se desarrolla en el contacto, discordante, entre los materiales aluviales neógenos y las calizas del Mesozoico. Otra superficie, se encuentra entre 1160 y 1170m de altura, se la conoce como "Superficie de erosión de la Cordillera Ibérica", Peña *et al.* (1984), superficie B de Gadfelter (*op. cit.*). Gracia *et al.* (1987), la sitúan en el Turolense y presenta

enrasamiento con el sediplano final de colmatación de las cuencas del Tajo y Duero, isócrona con el fin de este proceso, Vallesiense. Hay un karst de mesa: dolinas y valles ciegos de fondo plano que pueden aparecer interconectados. Su edad habría que situarla entre la de la superficie de erosión más baja (Vallesiense) y la del relleno del yacimiento paleontológico de Layna (Rusciniense), que colmata una antigua cueva.

Las mesoformas están constituidas por las terrazas, Fig.-10. Se han cartografiado cinco niveles de terrazas: T₁-40m; T₂-20m; T₃-10m; T₄-20m; T₅-10m. Se han diferenciado terrazas de la misma cota relativa con diferentes subíndices, para diferenciar su situación respecto la barrera que cierra el valle y que se denomina las Chorroneas. La terraza alta T₁ es detrítica; las terrazas medias T₂ y T₄ son siempre travertínicas, la primera entre Layna y Urex de Medinaceli; la segunda desde las cascadas de las Chorroneas, que las forma y da los grandes afloramientos finales de la Central Eléctrica; las terrazas bajas T₃ y T₅ son también travertínicas; la primera está bien representada desde Layna hasta las cascadas de las Chorroneas; la segunda aparece en los alrededores de Velilla de Medinaceli y cerca de la Central Eléctrica. En conjunto, las terrazas travertínicas se disponen en dos cotas netas +20m (T₂ y T₄) y +10m (T₃ y T₅) aunque el papel de las barreras travertínicas de Las Chorroneas y de Velilla de Medinaceli (hoy parcialmente incidida) está todavía por determinar.

Las grandes formas existentes en el área de Banyoles, Fig.-11, corresponden a plataformas, posiblemente heterócronas en su propio desarrollo, que según Juliá (*op. cit.*) se podrían agrupar en cuatro grandes unidades: Glacis de Maiá de Montcal, Pla d'Usall, Plataforma de Banyoles, Estany de Banyoles. El Glacis de Maiá de Montcal está constituido por una depósitos detríticos pleistocenos s.l., soportados por materiales calcáreos (travertínico-lacustres) de edad Plioceno muy superior que suprayacen a materiales detríticos pliocenos o eocenos. El Pla d'Usall se desarrolla entre el río Fluviá y la cuenca lacustre de Banyoles. Como plataforma de Banyoles, se denominan los materiales que flanquearon el antiguo borde del Estany de Banyoles. El Estany de Banyoles constituye la última gran forma del área, se conoce a través del sondeo Banyoles.

Sobre las calizas de Incarcá, zona de Maiá de Montcal, se generaron dolinas, mesoformas, de paredes muy verticales, que constituyeron zonas de acumulación de restos de grandes vertebrados del

Villafranquiense superior, cf. Galobart *et al.* (*op. cit.*). Las calizas del Pla d'Usall también sufrieron intensa karstificación, dando forma a una zona lacustre-palustre muy espectacular, depósitos de la Bóvila Ordís, en este caso de la base del Pleistoceno medio. El propio Estany de Banyoles, en opinión de Juliá (*op. cit.*) tiene origen kárstico y es alimentado, en su fondo a través de surgencias kársticas.

Los depósitos lacustres constituyen las otras mesoformas y de acuerdo con su edad, se pueden englobar en varios conjuntos: Plioceno terminal-calizas de Incarcal (BY5) y las calizas del Pla d'Usall (BY-4-1, Mas Miquel); Pleistoceno inferior-materiales lutíticos de las dolinas-pozo de Incarcal; Calizas de la base de la Bóvila Ordís (BY-4-2); Pleistoceno medio-Lutitas palustres de la Bóvila Ordís (BO1); Pleistoceno superior-Mosen Constans (BY-2*), Pedrera de la Mata (BY-3-1 y BY-3-2*), Riera Matamós 1 (BY-6*), Riera Matamós 2 (BY-7*), Plaça des Rodés (BY-8*), Villa Olímpica (BY-9*), Les Estunes (BY-10*), Sondeo Banyoles (BY-1**).

Las secciones marcadas con * proceden de la T.D. de uno de los coautores (D. Brusi), la marcada con ** procede de otro de los autores (R. Juliá).

En la zona de Tolox se separan tres áreas menores, Fig.-12. La Subárea TO-1, Tolox s.s., se sitúa en la margen izquierda del río Horcajos, en una zona (Piloncillo), más o menos al oeste de la localidad de Tolox y tiene tres niveles de terrazas: T₁ (TO-1-1) +90m; T₂ (TO-1-2) + 50m, T₃ (TO-1-3) +20m. El nivel alto aparece como un pitón residual; el nivel intermedio configura una plataforma larga (700m) y ancha (mas de 200m), retocada por dolinas y agujeros de colapso; el nivel inferior T₃ (TO-1-3), que aparece adosado al intermedio: se trata de una plataforma mucho más corta (en sentido longitudinal al río Horcajos) y angosta.

La Subárea TO-2 (Jorox), se encuentra situada hacia el Km 38 de la C-344. Se trata de un cerro abrupto, que mira desde la carretera hacia el S, profundamente incidido por el río Jorox al este y el arroyo del Tomillar al oeste. Su afluencia con el río Grande hacia el sur, acaba por independizar el grupo de afloramientos. Hay cuatro sistemas de terrazas: T₁ (TO-2-1) +140m, techo en la cota 560m; T₂ (TO-2-2) +80m y 500 de cota absoluta; T₃ (TO-2-3) +40m y 410 de cota absoluta; T₄ (TO-2-4) +15m y 380 de cota absoluta.

La Subárea TO-3 (Yunquera) es un complicado sistema que desciende hacia el S hasta el arroyo de la Umbría. El nivel más superior T₁ (TO-3-1), prácticamente inaccesible, se limita al yacente de

la iglesia del pueblo, a cota de 680m. El nivel intermedio T₂ (TO-3-2), aparece flanqueando, al este y oeste, por la iglesia del pueblo y los travertinos infrayacentes. Sobre él están el cementerio y las porciones oriental y occidental de las casas del pueblo. Su área somital se encuentra a unos 660m de altura absoluta y parece encajarse en el conjunto travertínico situado bajo la Iglesia. El nivel inferior T₃ (TO-3-5), claramente se relaciona con un arroyo, que tiene su origen en un surgencia situada hacia el km 33 de la C-344, que luego corre hacia el sur, incidiendo la ladera occidental de la altura sobre la que se sitúa el pueblo. Hay otros depósitos que, conjuntamente con el nivel T₂, configurarían un depósito en pendiente (14%). La presencia de facies de cascada y clinofomas en el afloramiento de los Olivos (TO-3-4) abona esta interpretación.

En el área del Karst de la Cueva del Reguerillo y zonas aledañas, la geomorfología exokárstica está compuesta por: Formas fluviokársticas, Grandes formas de erosión, Formas y depósitos fluviales (terrazas), Formas y depósitos de abanico aluvial. Las formas fluviokársticas están ligadas a los cursos de agua epígeos al interaccionar con rocas karstificadas y aparecen en los flancos SE y NO del cerro de la Oliva. En la margen derecha del río Lozoya se abren un gran número de cavidades, de las que se han inventariado veintinueve, aunque en el escarpe se abren algunas bocas pequeñas inaccesibles. Las cavidades R-1 a R-23 se abren en un mismo paquete dolomítico, el más inferior. De la cueva R-24 a la R-29 se desarrollan en el paquete dolomítico superior, Fig.-13. Destacan las siguientes: R-2 corresponde a la sección de un antiguo conducto freático, interceptado por la erosión del río Lozoya, colmatada por sedimentos, entre los que destaca, a techo, una colada estalagmítica. R-7 es un agujero de diámetro cercano a un metro, que da acceso al yacimiento de oso de las cavernas, cf. Torres (1974). R-11 alberga el nivel intermedio de terrazas fluviokársticas del Río Lozoya (+79m): gravas silíceas y pizarrosas con una colada estalagmítica a techo. R-25 es parte de un antiguo conducto, colmatado por cantos de pizarra (terrazza de +38m), del que se han recuperado restos paleontológicos de edad cromerense (límite Pleistoceno inferior-medio). R-27 es una fisura triangular, con restos de una colada estalagmítica. R-28 posee una morfología irregular y parece el resto de un conducto antiguo, colmatado por una terraza fluviokárstica con cantos de pizarra(+61m). R-29 es la entrada actual, circular, de la Cueva de la Escarihuela: casi toda ella colmatada por gravas y

arenas del nivel medio de terrazas del río Lozoya, ya que hay restos de terraza entre esta cueva (+76m).

Las grandes formas están representadas por una superficie de arrasamiento del monoclinal de materiales karstificables del Cretácico superior; se podría relacionar, Fig.-20, con la superficie S_1 citada en Cabra *et al.* o, quizás más adecuadamente, con la base de la raña que, a cota bastante similar a la línea de cumbres de estos cerros (900-940m), se encuentra en una elevación situada al este del cerro de la Oliva.

Las formas y depósitos fluviales (Terrazas), se pueden agrupar según el elemento fluvial al que se relacionan:

Río Lozoya: ya han sido descritas al tratar de las formas fluvio-kársticas. En resumen hay hasta cuatro niveles: +124m. R-2, R-3-(Terrazas altas); +77m. R-11 y R-29 (La Escarihuela)-(Terrazas medias); +36m. R-25 (Pleistoceno inferior-medio)-(Terrazas bajas); +2m. terraza actual.

Arroyo Valdetales: +140m. aprox. terraza hipógea del I Piso; +75m. aprox. relleno en la carretera; +75m. aprox. cantera.

Río Jarama: Cabra *et al.* (*op. cit.*) separan en la zona de Casas de Uceda, Fig.-13, un elevado nú-

mero de terrazas (10): $T_3 +155m.$; $T_5 +137m.$, $T_7 +95-103m.$; $T_8 +78m.$; $T_9 +60m.$; $T_{11} +40m.$; $T_{12} +20m.$, $T_{13} +13m.$; $T_{14} +7m.$; $T_{15} +4m.$ Su numeración se refiere al máximo número de terrazas (15) determinadas en el área.

Las formas y depósitos de abanico aluvial se refieren a los restos de una amplia serie de conos de deyección del río Lozoya, arroyo Valdetales, etc..., generados en sus desembocaduras al valle del Jarama.

Fuera de la zona estudiada, pero en íntima relación, aparece el abanico aluvial de Redueña.

La geomorfología endokárstica está dominada por la megaforma constituida por la cueva del Reguerillo, cuyo desarrollo se organiza en tres niveles: primer, segundo y tercer pisos. Los pisos primero y segundo tienen el mismo carácter geomorfológico general: son dos conductos marcadamente rectilíneos, que siguen netamente la dirección de las capas, algo que habitualmente ocurre en conductos freáticos desarrollados en estratos de buzamiento marcado ($20-26^\circ$ en este caso), con secciones subcirculares, raramente ahusadas. El tercer piso posee una distribución de conductos marcadamente distinta; se trata de una red kárstica en enrejado ("network"), con un claro control estructural, las secciones de las galerías son ahusadas.

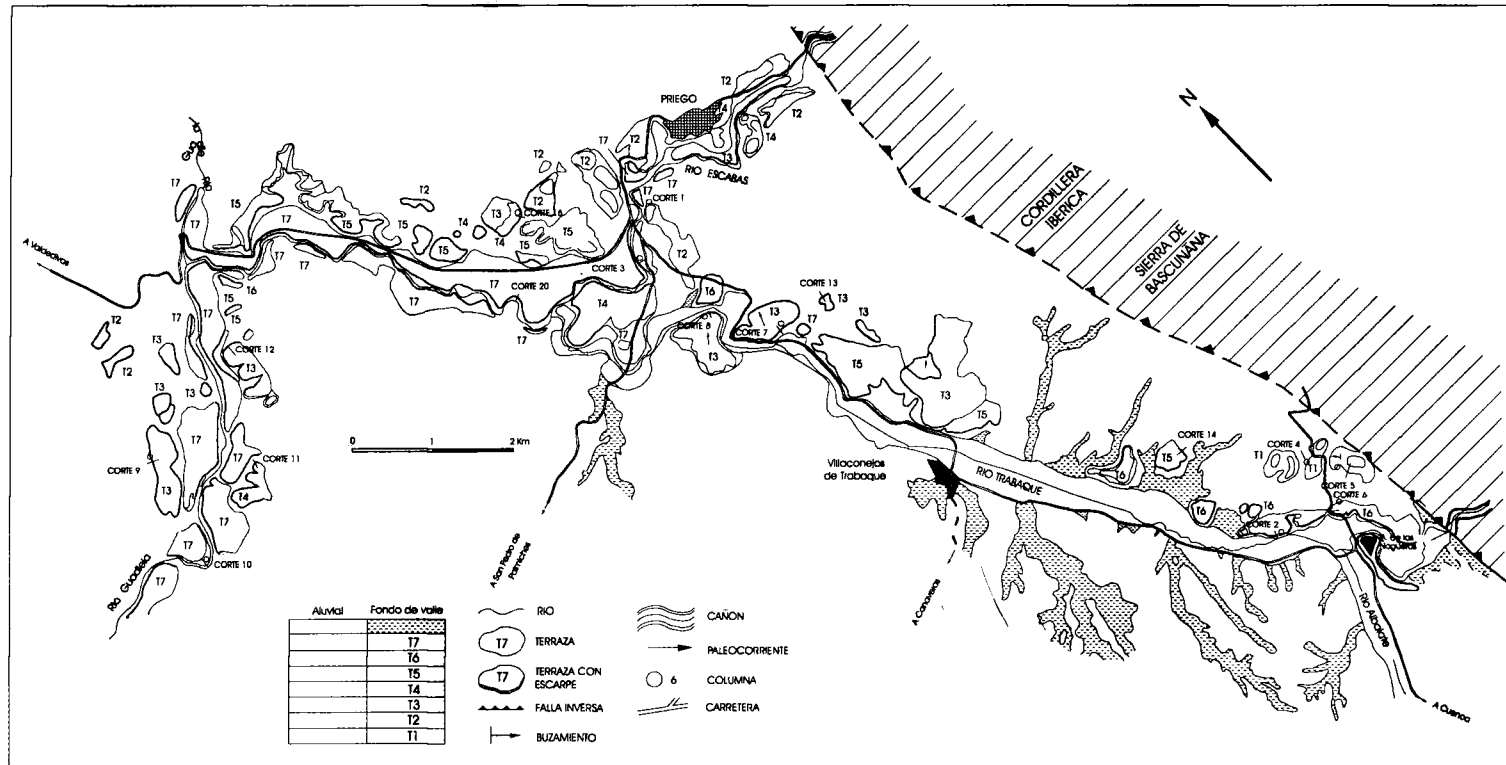


Figura 7. Geomorfología del área de Priego.

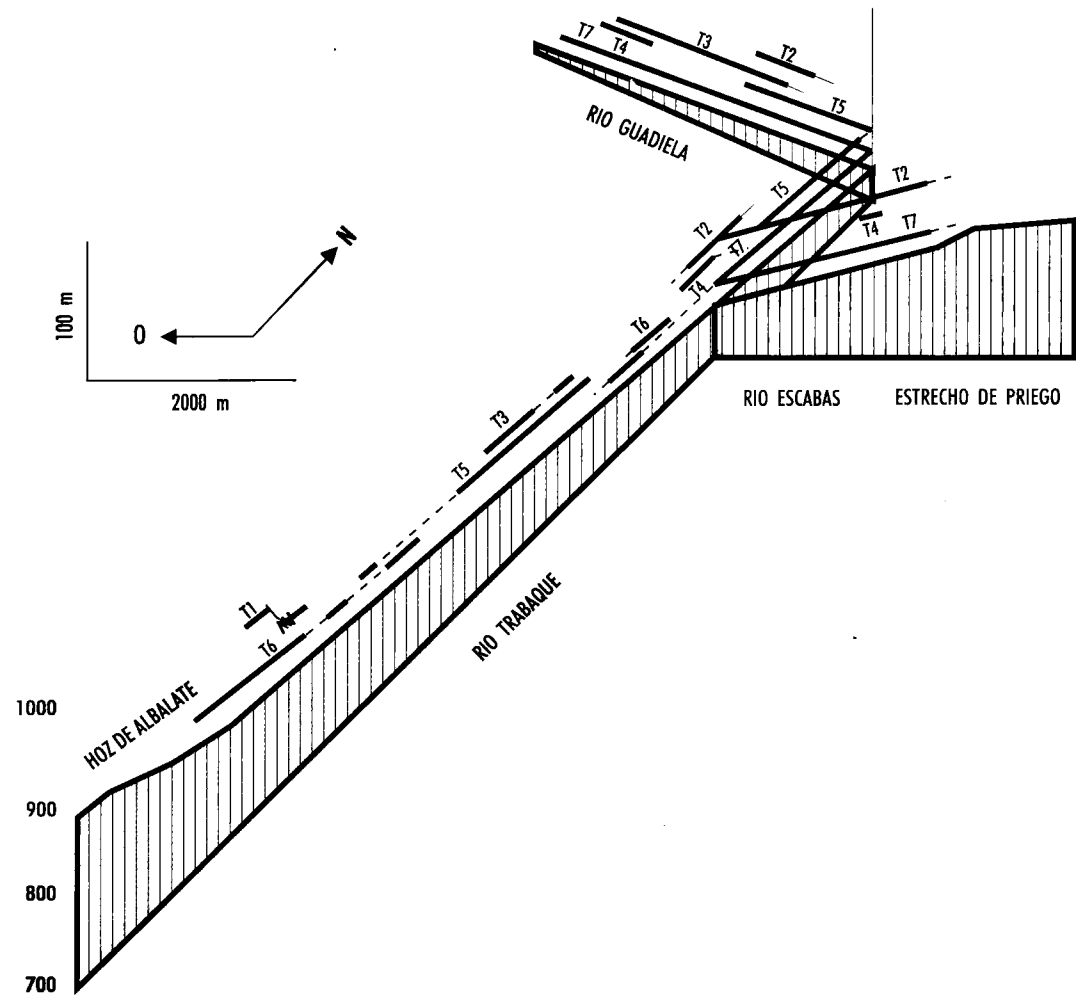


Figura 8. Topostratigrafía de las terrazas travertínicas de Priego.

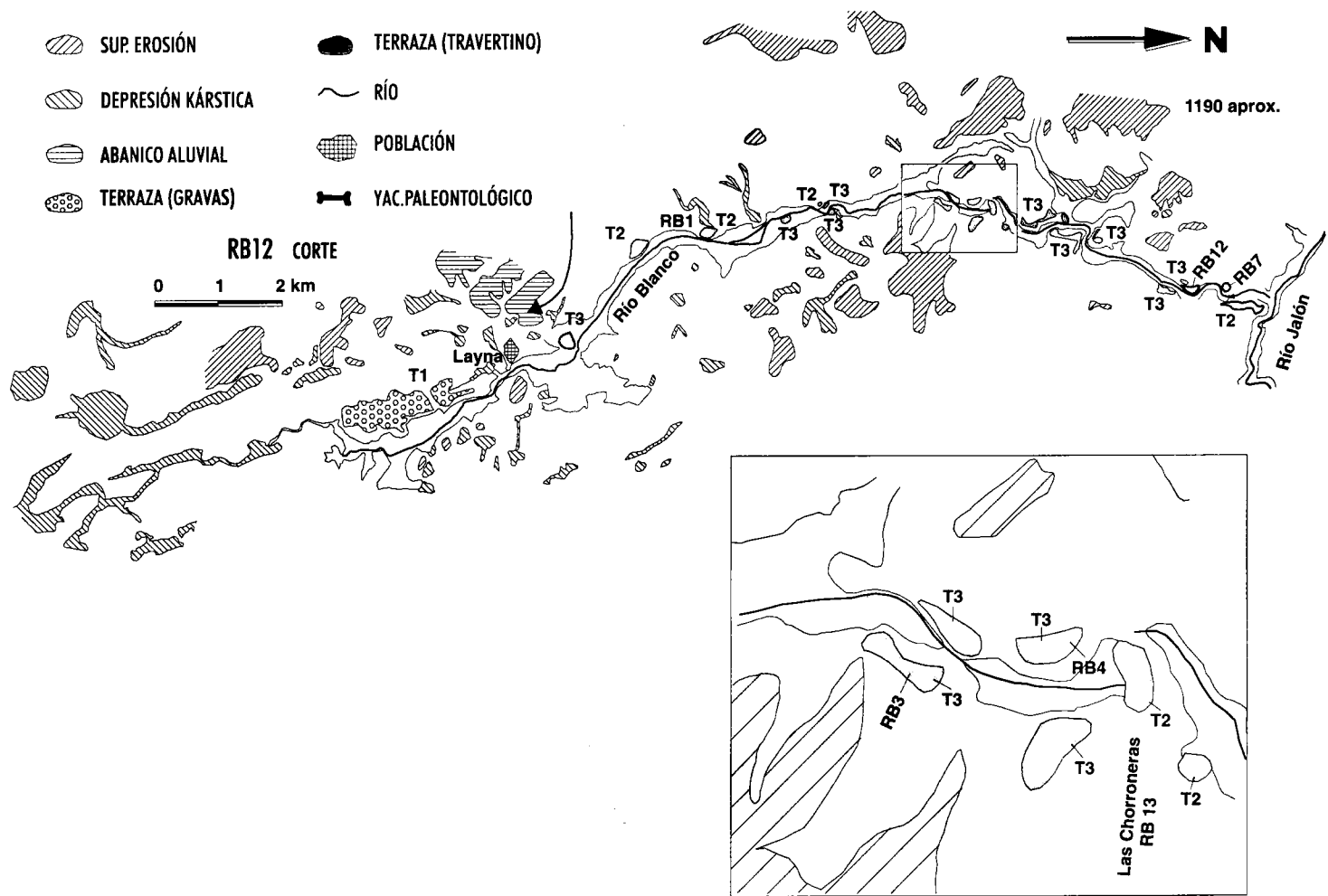


Figura 9. Geomorfología del área de Río Blanco.

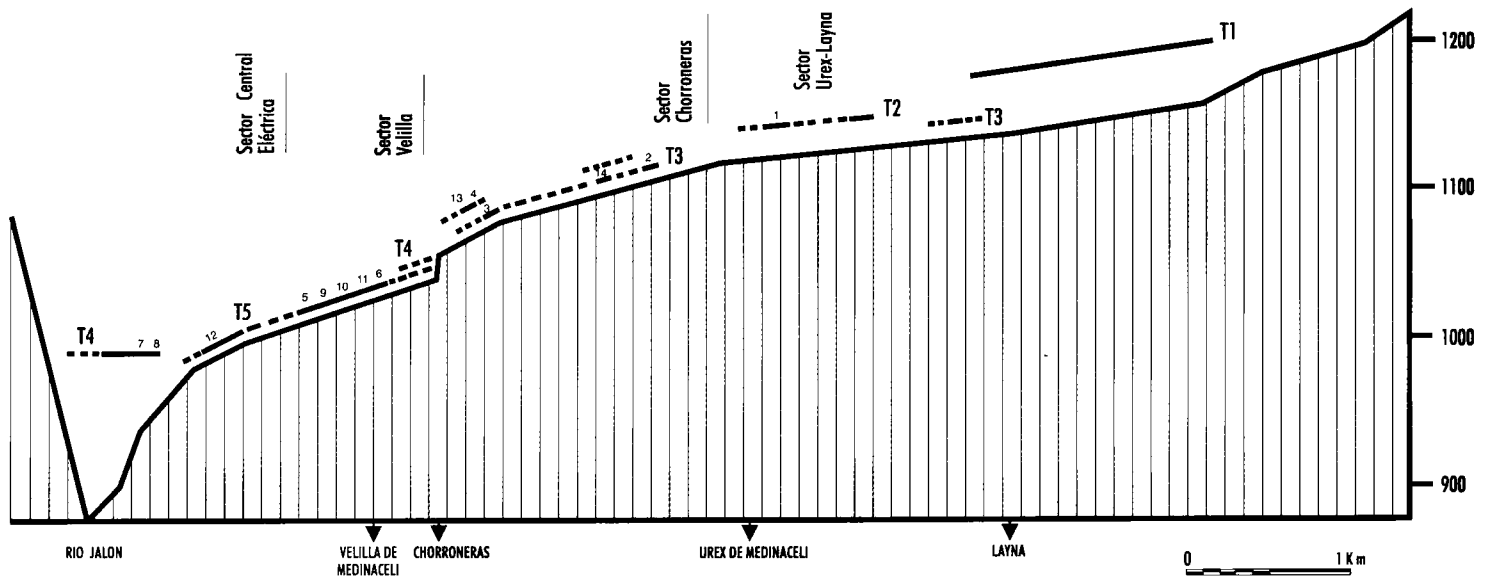


Figura 10. Topostratigrafía de las terrazas travertínicas de Río Blanco.

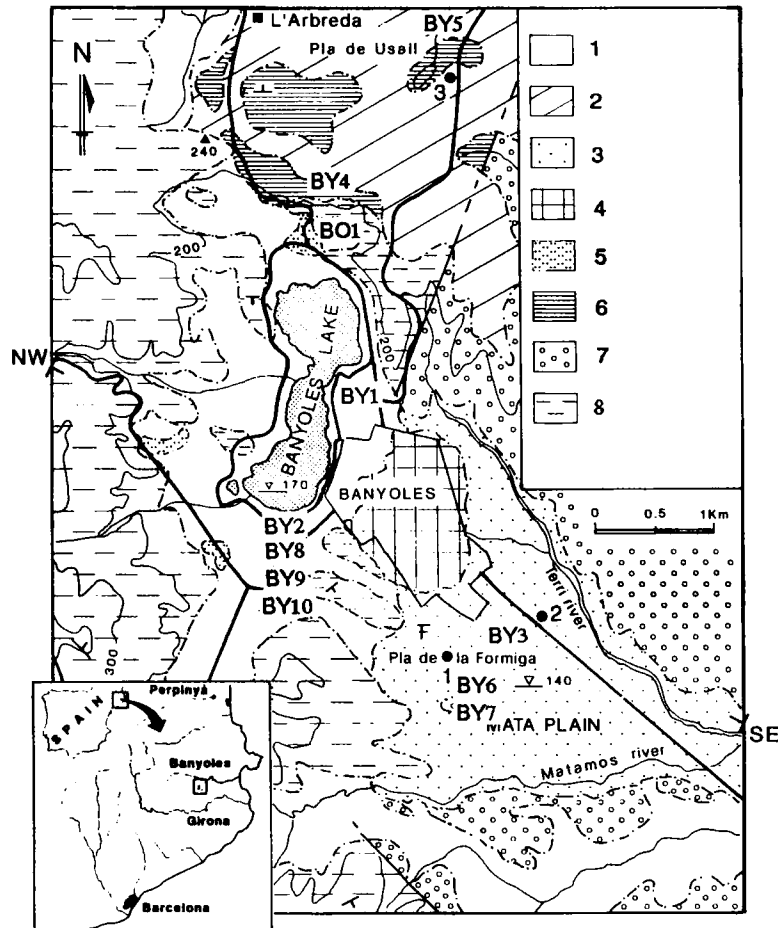


Figura 11. Geomorfología del área de Banyoles.

1. Cuaternario indiferenciado; 2. Abanicos aluviales y suelos arcillosos; 3. Plataforma de travertinos de La Mata; 4. Depósitos estromatolíticos algales; 5. Terraza travertínica alta; 6. Depósitos lacustres del Pleistoceno inferior; 7. Depósitos de abanico aluvial del Neógeno; 8. Margas del Paleógeno. BY1-corte sedimentológico. Modificado de Julià y Bischoff (1991).

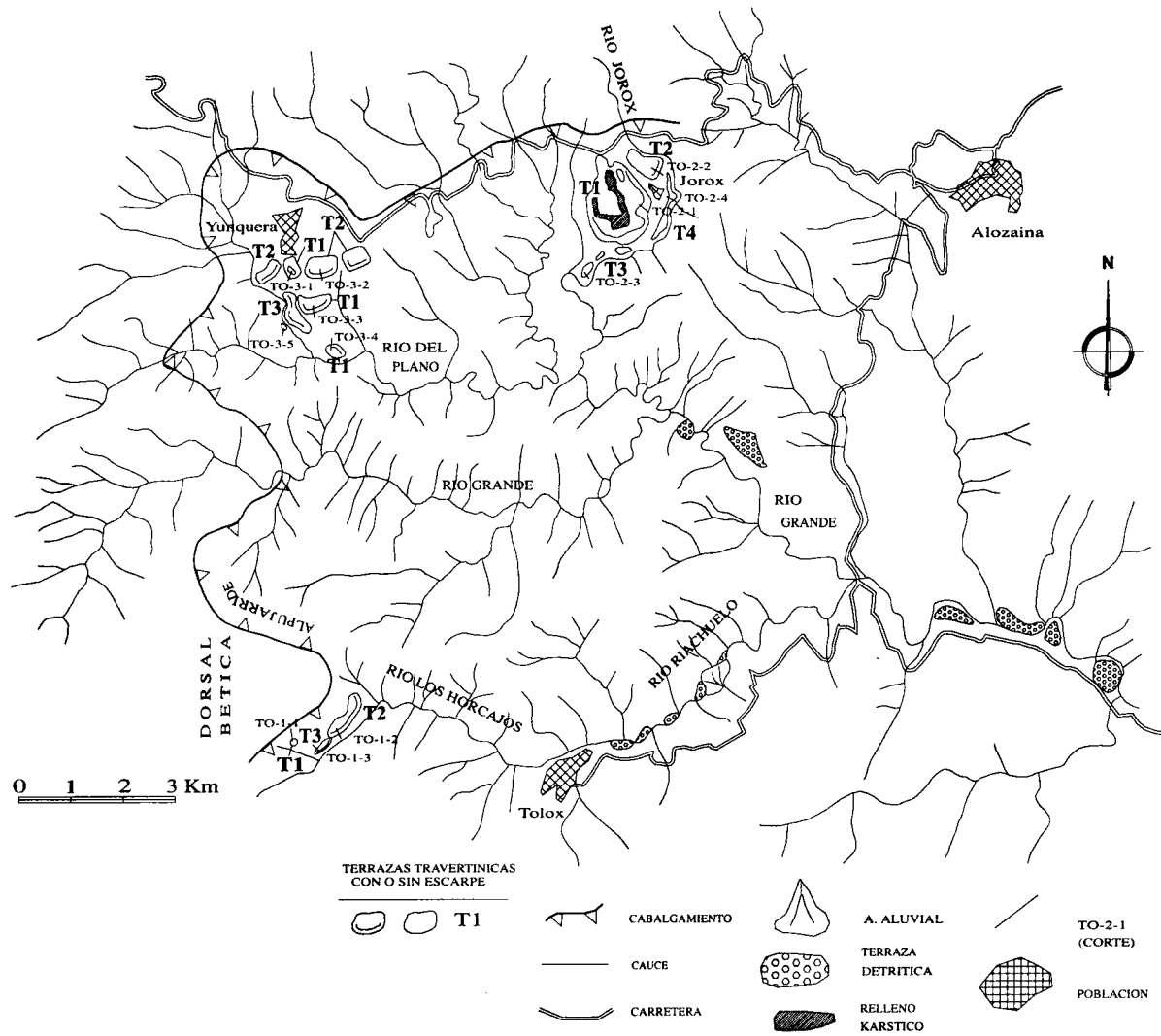


Figura 12. Geomorfología del área de Tox.

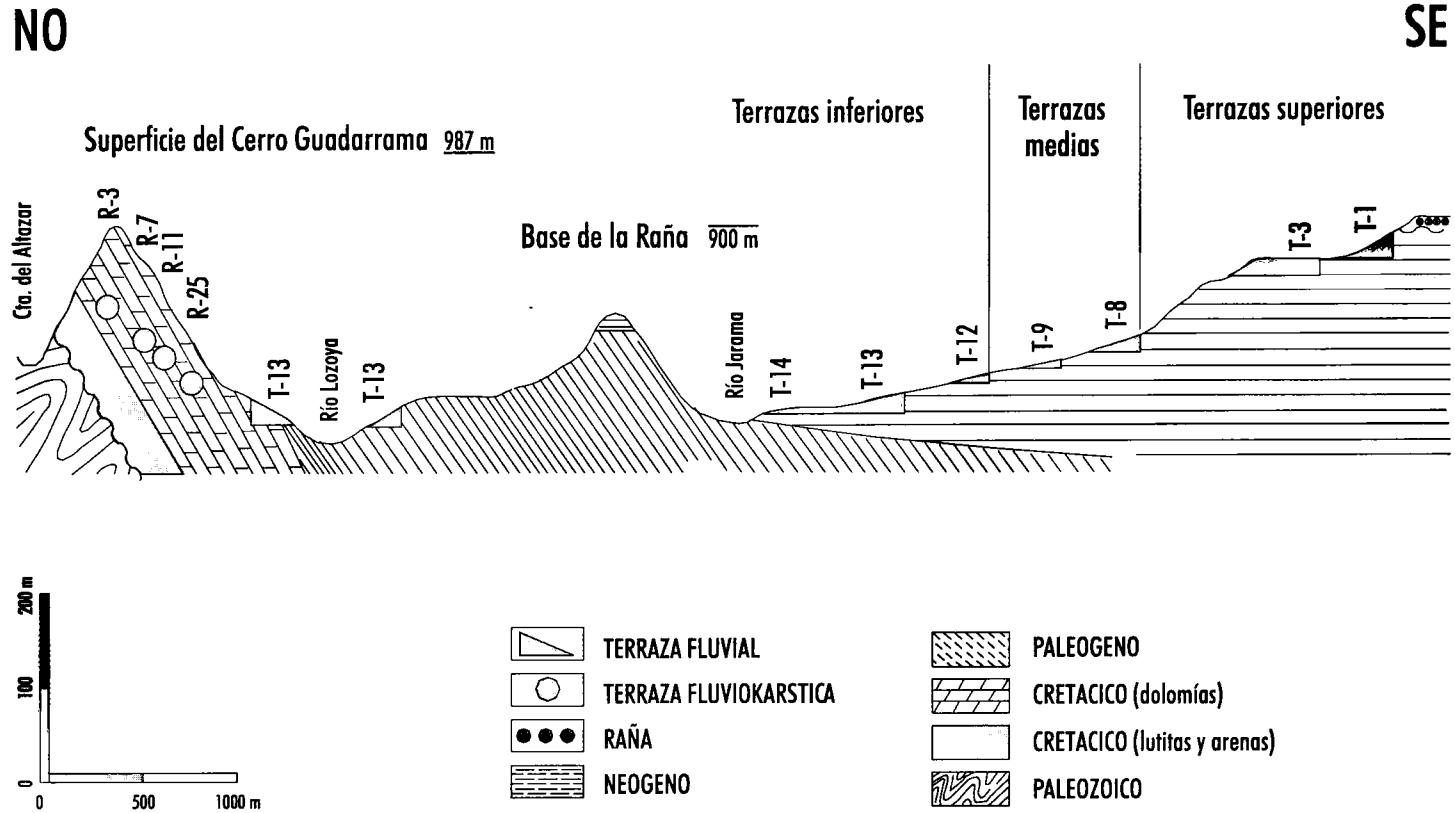


Figura 13. Corte geomorfológico del río Jarama.

5

EDAD DE LOS PROCESOS Y FORMAS

Sistemáticamente se recurrió a métodos diversos de datación para situar en el tiempo los procesos y formas: sistemas de datación relativa (paleontológicos, geomorfológicos) y absoluta (Resonancia de Electroespín, Uranio/Torio, Racemización de Aminoácidos).

En Priego, los únicos datos paleontológicos proceden de la fauna de moluscos acuáticos y la flora (improntas de hojas): la fauna de moluscos, correspondiente al nivel T₆, Virgili y Pérez González (1970) (*op. cit.*), que a nivel cronoestratigráfico, resulta banal. Las especies botánicas, correspondientes a la terraza T₂ indican un clima templado y parecen tener un carácter "antiguo".

En esta zona, la geomorfología resulta ser de poca utilidad: únicamente cabe citar que existe un importante salto entre la superficie finieógena (ca. 1100-1200 m) y la primera terraza (T₁) (ca. 980 m). En Torres (*op. cit. in litt.*) se les atribuye a las terrazas una distribución de edades convencional: Pleistoceno inferior a las más altas y Holoceno para las más bajas.

Se realizó una campaña de desmuestras para análisis de paleomagnetismo, que no determinó ningún episodio de polaridad inversa. La campaña de dataciones por Resonancia de electro espín (ESRD) fue poco útil, ya que, Grün *et al.* (1988), la presencia de residuos (materia orgánica y terrígenos) impide la obtención de una buena señal. La campaña de campo y el análisis de las muestras resultó un fracaso. Se realizaron dataciones de U/Th por uno de los participantes en este Proyecto (R. Juliá). Se tomaron muestras de los niveles T₃, T₆ y T₇, que dieron las siguientes edades coherentes: el nivel T₁, justificó las restricciones de muestreo, ya que quedó fuera del alcance del método. El nivel T₅ se sitúa en una edad nominal cercana a 150 ka. El nivel T₆ dio una edad cercana a los 100 ka. Las terrazas más bajas T₇ tienen edades nominales que oscilan entre 21 y 8 ka.

Para la datación por análisis de la racemización de los aminoácidos se empleó el sistema descrito en Torres *et al.* (1994). Se desmustraron los cortes siguientes: Terrazas altas (T₁): corte PR-4 ; Terrazas medias (T₃): PR-6; Terrazas bajas (T₇): corte PR-10, corte PR-12, que permitieron llegar a las siguientes conclusiones: la terraza alta T₁ se depositó hace unos 750 ka, lo que la sitúa en el tránsito Pleistoceno inferior-medio, en un momento cálido, que podría corresponder con los estadios 17 ó 15 (Cromer) del oxígeno; la terraza media T₅ se depositó hace 150ka, es decir en el Riss, y habría que situarlo en el estadio 7 del oxígeno; la terraza baja

T₆ con una edad de 100ka, se sitúa en el Eem, estadio 5 del oxígeno; la terraza más inferior T₇ se situó en los estadios 2 (Tardiglaciario) y 1 del oxígeno.

Dada su posición cercana a la superficie de erosión finieógena de los travertinos de Río Blanco, la única posibilidad de datación geomorfológica, parece sugerir que poseen una notable antigüedad. El único yacimiento paleontológico, de edad Rusciniense, Cerro Pelado, indica que a finales de Plioceno, pero antes del Villafranchiense inferior, se produjo un basculamiento de la superficie de erosión (penillanura) finieógena, que originó abanicos aluviales locales que colmataron formas kársticas preexistentes. Los análisis palinológicos no permitieron precisiones cronoestratigráficas.

El paleomagnetismo reveló que todas las muestras tomadas tenían polaridad normal, con lo que simplemente se pueden situar en la magnetozona normal de Bruhnes, es decir desde unos 700ka hasta la actualidad.

Se tomaron un total de ocho muestras para datación por Resonancia de Electroespín (ESRD) pero sólo una, RB13, dio una datación fiable, 57 ka, para una muestra situada unos 3m por encima de la base de la terraza de las Chorroneas.

Se han realizado más de cuarenta dataciones por Racemización de Aminoácidos. Los datos del corte RB13 (Chorroneas) entre 30 y 60 ka, coinciden muy bien con la única buena datación de ESR del mismo corte RB13, equivalente lateral del antedicho, Episodio 3 del oxígeno; las edades de los cortes RB1, RB2 y RB5, difieren muy poco entre sí: 30-60ka. Se corresponde al Episodio 3 del oxígeno. El corte RB7, que sólo ha proporcionado una muestra, da una edad entre 100 y 140 ka, lo que lo situaría en el Eem, Episodio 5 del oxígeno. El corte RB4 que es el que posee la edad más antigua, entre 200 y 230ka, se sitúa a techo del Pleistoceno medio. Episodio 7 del oxígeno.

En la zona de Banyoles, en las calizas de Incarcal, aparece una macroflora, Villalta y Vicente (1972), Roiron (1983), que por su carácter "arcaico", permiten situarlas en el Plioceno superior; en las calizas del Pla de Usall aparece una fauna banal y su atribución al Plioceno superior, se hace, primordialmente, por criterios de campo. La abundante fauna de los rellenos de un karst desarrollado sobre las calizas de Incarcal, de edad Pleistoceno inferior, ayudan a infradatarlas, Galobart *et al.* (1990). En la Bóvila Ordis, se ha preservado un potente relleno palustre con escasa fauna de vertebrados y moluscos muy abundantes, que según Juliá (*op. cit.*), se situarían en el Pleistoceno inferior-

Plioceno terminal, infradatando, también, las calizas del Plá d'Usall sobre las que se desarrolla. Otra parte del relleno de la Bóvila Ordis, tiene fauna de edad límite Pleistoceno inferior-medio (Cromer) con vertebrados y abundante malacofauna, junto con la palinología, con representantes arcaicos, que desaparecen a partir del Cromer. En Serriñá, cerca de la zona de Besalú hay un travertino, que no se contempla en este estudio, karstificado y posee rellenos con fauna del Pleistoceno medio (Mindel), Mir y Salas (1976), Torres (1984). En la gran extensión de travertinos de la plataforma de Banyoles s.e. aparece una fauna banal de moluscos y pólenes.

Al igual que ocurrió en otras áreas ya analizadas, con la datación por Resonancia de Electro Espín (ESRD) sólo se pudo datar un depósito reciente con fiabilidad: se trata de la muestra BY-3-2, que arroja una edad de 36.7ka (Episodio 3 del oxígeno). Está tomada en el corte de la Pedrera de la Mata, a 5m del techo de la cantera, valor que es coherente con las dataciones de U/Th conocidas y que posteriormente serán comentadas.

Para datar por racemización de aminoácidos se recogieron cuatro muestras del yacimiento BY4 (Bóvila Ordis) y dos del sondeo Banyoles (BY-1-28.85 y BY-1-24.25). Las muestras de la Bóvila Ordis dan edades diferentes según se trate de gasterópodos, 500ka (Episodio 13 del oxígeno) o pelecípodos, levemente por encima de 700ka (Episodio 17 del oxígeno). Estas edades, en definitiva, abonan la hipótesis de una edad Cromer (ca. 650ka) para la parte superior de estos sedimentos. La muestra del sondeo (BY-1) está poco racemizada y su edad se podría estimar en 15ka, difiriendo bastante de la edad radiométrica.

El compendio más moderno de dataciones de U/Th en la zona de Banyoles procede del trabajo de Juliá y Bischoff (1991): parece que la sedimentación de la plataforma de Banyoles se inició en el interglaciar Riss-Würm (Eem), que corresponde a la edad de la muestra más inferior del corte de Les Pedreres (no estudiado en este proyecto); la sedimentación de esta unidad, aparentemente finalizó hace 44.8ka. Las dataciones del sondeo Banyoles (BY1) indican que existe un relevo entre las edades del techo de los depósitos de La Mata (BY3) y Les Pedreres, ya que la sedimentación del lago de Banyoles (BY) se inicia, Pérez-Obiol y Juliá (*op. cit.*) a -31ka y finaliza a -5.02ka (datación mediante ^{14}C de la turbera superior).

En Tolox, de acuerdo con los datos publicados por Delannoy et al. (1993), se conocen las siguientes edades radiométricas:

- Tolox s.s.(TO-1): Nivel superior T₁ (TO-1-1): > 350ka. Nivel intermedio T₂ (TO-1-2): > 350ka. Nivel inferior T₃ (TO-1-3): 105.3ka Eem o Episodio 5 del oxígeno.
- Jorox (TO-2): Primer nivel T₁ (TO-2-1): >350ka. Segundo nivel T₂ (TO-2-2): >350ka. Tercer nivel T₃ (TO-2-3): 116.6ka, Eem o Episodio 5 del oxígeno. Cuarto nivel T₄ (TO-2-4): 7.4 ka., es decir, en el Episodio 1 del oxígeno.
- Yunquera (TO-3): Nivel superior T₁ (TO-3-1): >350ka. Nivel intermedio T₂ (TO-3-2): 90.8ka, que en principio correspondería al Eem o Episodio 5 del oxígeno. Nivel inferior T₃ (TO-3-5): 18.2 ka. que correspondería al Episodio 2 del oxígeno, Tardiglaciár.

Hay pocas muestras para datar por el método de Racemización de Aminoácidos: para la tercera terraza de Jorox (TO-2-3) se obtiene un rango de edades entre 86 y 128Ka, que se ajusta bien a la edad de 116,6ka, deducida a través del análisis radiométrico; algo similar se detecta en la terraza baja de Jorox (TO-2-4), donde aparece un rango de edades entre 5 y 16ka, mientras que la edad radiométrica es de 7.4 ka.

Del Karst de la Cueva del Reguerillo y zonas aleañas, los primeros datos sobre las edades de los procesos, depósitos y formas proceden de Cabra *et al.* (*op.cit.*): los depósitos de la "Raña" definen el límite Plioceno-Pleistoceno; la fauna de la Cueva de los Huesos se sitúa en el límite Plioceno inferior-medio; los depósitos de Redueña y la neotectónica que los afecta, permiten situar la captura del arroyo de las Flores por el río Guadalix en un momento inmediatamente posterior al de deposición de los materiales, Pleistoceno medio (parte superior). Las únicas estimaciones respecto la edad de los fenómenos kársticos aparecen en Torres (*op. cit.*) y se resumen en que la génesis de los dos pisos superiores de la cavidad debió tener lugar en un momento anterior al del depósito de la "Raña", es decir, en el Neógeno superior. El tercer Piso se generó durante el Pleistoceno.

El análisis del magnetismo remanente en coladas estalagmíticas del karst del cerro de la Oliva, secuencia R30-1, Fig.-14, mostró una importante inversión magnética que, al relacionar este sistema con las terrazas del río Lozoya, permitió situarla a muro de la magnetozona inversa de Matuyama.

Las dataciones paleontológicas se pueden resumir como sigue: la fauna de la terraza fluviokárstica de la cavidad R-25 del Cerro de la Oliva, Cabra *et al.* (op. cit.), Sesé y Ruiz Bustos (1992), Cobo y Torres (1993) permite situar esta terraza (+40m) del río Lozoya en el límite Pleistoceno inferior-medio. Los depósitos de abanico aluvial de Redueña se sitúan en el Pleistoceno medio, parte alta, según Cabra *et al.* (op. cit.). Los yacimientos del Segundo Piso de la Cueva del Reguerillo se sitúan en la parte inferior del Pleistoceno superior, Torres (1974).

Se han datado cuatro muestras de la Cueva del Reguerillo por el método de U/Th (R30): la correspondiente a la colada estalagmítica más moderna de la sección de la Sala del Hundimiento del I Piso, da una edad nominal de 48971 ± 1438 ; las otras tres muestras corresponden al núcleo de una gran estalagmita posterior a la ocupación de esta zona de la Cueva del Reguerillo por la población de oso de las cavernas .

Se poseen, tres edades nominales: dos, coincidentes, se sitúan en los 45 ka, mientras que la otra, más al interior de la estalagmita, lo hace alrededor de los 84 ka, en la base del Pleistoceno superior.

La datación por el método de Resonancia de Espín Electrónico (ESRD) dio buenos resultados: el depósito más moderno medido corresponde a la muestra R-30-1-21, que da una edad posible de 70 ± 6 ka, superior a la obtenida por el método de U/Th; la muestra R-30-1-15 da una edad posible de 208 ± 24 ka, lo que obliga a reinterpretar su posición dentro de la sección de la Sala del Hundimiento; la muestra R-29-1, tiene una edad fiable de 216 ± 34 ka; las muestras R-30-1-8 y R-30-1-9 poseen, respectivamente, edades de 359 ± 37 y 570 ± 54 ka, que pueden ser mucho más altas, ya que las características de afloramiento impidieron medir la dosis interna. La muestra R-27-1 da una edad posible de 981 ± 76 ka. En este punto, sí se pudo medir la dosis interna del nivel muestreado. Esta muestra es de gran interés, ya que certifica la gran antigüedad de la terraza del río Lozoya correspondiente a los +45m, la fauna de este punto, conocido como Cueva de los Huesos, se situaría en el límite Pleistoceno inferior-medio, teóricamente en los 700ka. Aunque según esta datación podría ser más antigua.

La datación por racemización de aminoácidos de gasterópodos de agua dulce del abanico aluvial de Redueña, *cf.* Llamas *et al.* (1994), dio una edad de 260 ± 46 ka.

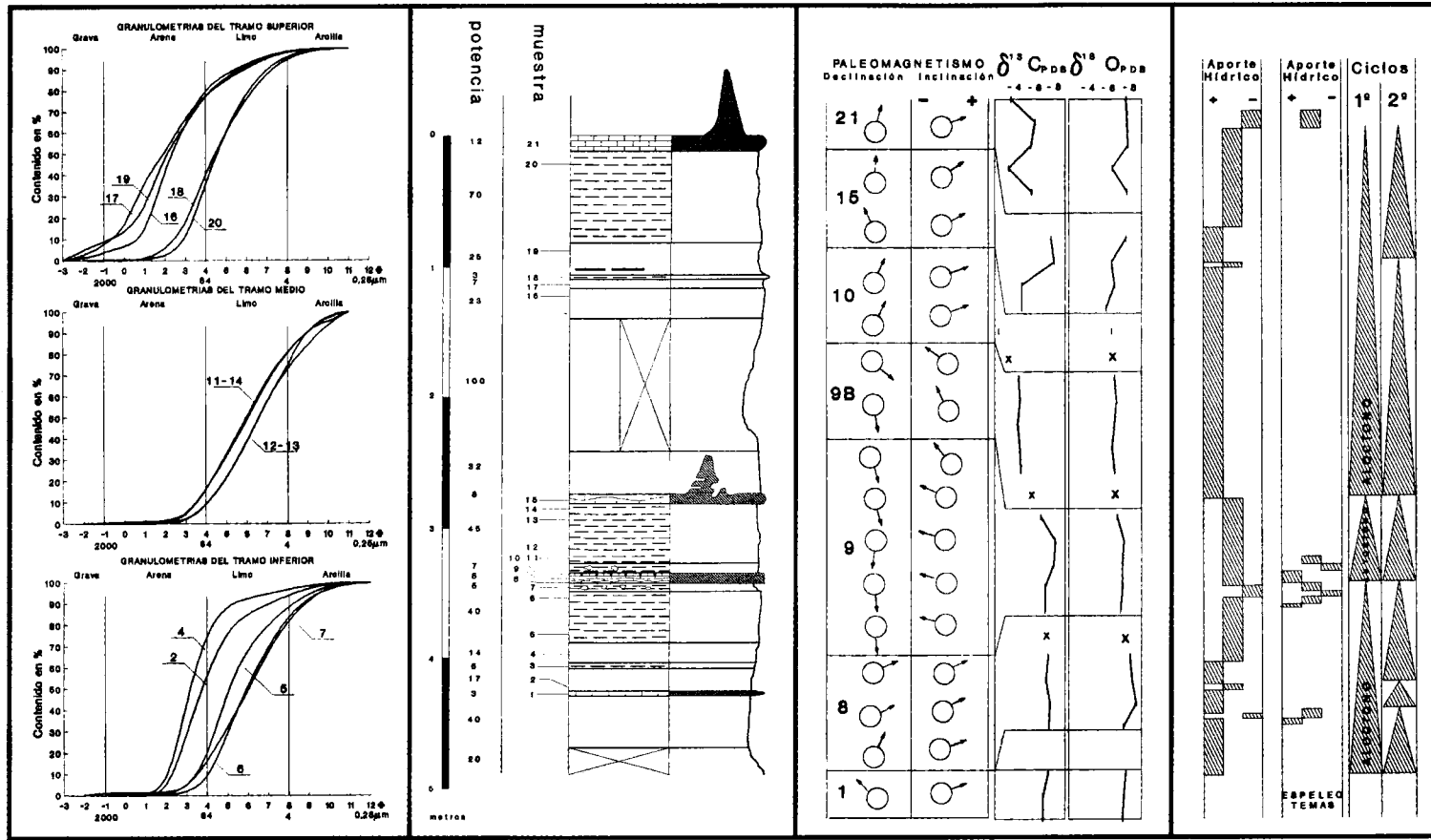


Figura 14. Análisis sedimentológico, magnetoestratigráfico e isotópico de la sección R30-1 de la Cueva del Reguerillo.

6

ESTRATIGRAFIA, SEDIMENTOLOGIA Y GEOQUIMICA

En este apartado se pretende dar una visión detallada de las unidades estratigráficas diferenciadas en cada una de las áreas y caracterizar las condiciones, físicas y químicas, bajo las que se depositaron, que servirán de base para el análisis paleoambiental.

Travertinos fluviales de Priego (Cuenca)

La Terraza T_1 está muy bien representada por el corte PR5, Fig.-15, que muestra unos episodios muy netos, de energía elevada (1a) de carácter fluvial con barras de grava bien organizadas, a los que sucede una caída brusca de la energía del medio, que pasa a estar dominado por depósitos palustres, en ocasiones con abundancia de barros micríticos (5) ; otras veces se produce una decantación (7) y se depositan lutitas carbonatadas beige, de ambiente palustre, en las que todavía se conservan los moldes calcificados de eneas en posición de vida. Predomina levemente la micrita sobre la microesparita, siendo frecuente la presencia de peloides. En esta terraza, T_1 , la $\delta^{13}C_{PDB}$ presenta moda entre las clases -6.0 y -6.5, es la única clase existente. En el corte (PR5), los valores mínimos de $\delta^{13}C_{PDB}$ están en los tramos correspondientes a los travertinos de talos de *Chara* mientras que las micritas más palustres marcan un aumento. En lo que respecta a la $\delta^{18}O_{PDB}$, la terraza T_1 tiene moda entre las clases -7.0 y -7.2, el resto de valores está comprendido entre -6.4 y -7.8 y en el corte PR5 se observa que hay una tendencia a la disminución de los valores de $\delta^{18}O_{PDB}$ desde las muestras de muro a techo.

La Terraza T_2 está bien definida en el corte PR1 (río Escabas), Fig.-16. El depósito de la terraza comienza con una barra de gravas fluviales (1a), correspondientes a un momento de alta energía, aunque decae rápidamente; llegada de arenas (1b) con laminación horizontal en las que aparecen pulsaciones de mayor energía con depósitos de gravas continuos o lenticulares. Es notable la ausencia de lutitas de decantación fluvial, ya que en un momento inmediatamente posterior a la caída de energía del medio fluvial s.s., se instaura un medio palustre (7) con lutitas carbonatadas repletas de *Typha* sp. en posición de vida, a las que sigue la instauración de un ambiente palustre con fangos carbonatados, micritas (5), con abundancia de plantas acuáticas (*Typha*), en las que se detectan episodios de corrientes no tractivas: las laminaciones algales (6a) e incluso algún montículo (6b).

Este potente episodio de energía mínima, se ve bruscamente alterado con la instauración de un período de alta energía relativa, que se manifiesta por la aparición de un potente nivel de caliza intracástica (2), que no es más que la acumulación de fragmentos de fitoclastos calcificados rotos y rodados. Se organizan en sets con estratificación cruzada de gran escala, "cosets" decimétricos, que se interpretan como dunas subacuáticas, lo que implica lámina de agua bastante importante y anchura de cauce respetable. La orientación de las láminas marca netamente su procedencia meridional.

Tras el episodio de alta energía se reinstauran las condiciones de funcionamiento palustre con deposición de lutitas carbonatadas (7), interrumpidas por travertinos de caráceas en posición de vida (6a), que se interpretan como resultado de la intrusión brusca de río Trabaque en la charca palustre, incisión subsiguiente de un paleocanal, puntualmente aparecen gravas (1a) en forma de depósito de carga residual y, finalmente, colonización por algas (*Chara* sp.) que, al irse calcificando, llegarán a definir la morfología lenticular del paleocanal. En uno de estos paleocanales, el más importante, llegarán grandes troncos flotados.

Aparece un leve predominio de la micrita sobre la microesparita y en algunos tramos predominantemente micríticos son relativamente frecuentes los peloides. Algunas veces aparece esparita geopetal rellenando huecos, que a veces se reconocen como talos de *Chara*. La porosidad no suele superar el 10%, aunque ocasionalmente lo hace. La $\delta^{13}C_{PDB}$ presenta moda entre las clases -6.0 y -6.5, variando los valores entre -4.5 y 6. y en el corte PR1, aparecen variaciones de importancia: marcada regularidad de los valores de $\delta^{13}C_{PDB}$, en las micritas repletas de tallos de *Typha* en posición de vida, con una inflexión hacia valores más altos en el nivel con laminación estromatolítica, que rápidamente se recupera. El nivel de arenas bioclásticas (intraclastos en las microfacies), marca un súbito y tremendo aumento de la $\delta^{13}C_{PDB}$. Esta aparición de arenas bioclásticas, que implican un medio de alta energía, se podría explicar por un aumento en el "input" hídrico al sistema por una pluviosidad mayor o por una alteración de la cobertura vegetal, que parece ser la explicación más plausible. En esta terraza, la moda de la $\delta^{18}O_{PDB}$ está entre las clases -6.8 y -7.0, los valores restantes quedan comprendidos entre -5.8 y -7.4. El corte PR1 muestra valores de $\delta^{18}O_{PDB}$ bastante homogéneos en la base, con una inflexión hacia valores crecientes en el nivel con laminación estromatolítica.

El corte PR-7 (río Trabaque) es un buen exponente de la Terraza T₃, Fig.-17: se trata de una secuencia positiva con travertino de fitoclastos (4) en la base, tallos calcificados tumbados, y micrita palustre en el resto de la serie, muy consistente a techo y porosa y blanda en la parte central, con trazas de un edificio estromatolítico (6b).

La Terraza T₄ en el corte PR-8, Fig.-18, muestra falta de términos fluviales s.s. La terraza comienza con travertinos de talos de *Chara* (6), que sugieren la existencia de un canal amplio con aguas corrientes con muy poca capacidad tractiva. Por encima, pasan a micritas palustres, lo que indica un descenso de energía del medio, que se vuelve cuasi-confinado, con depósito de micritas masivas (5). A techo se detecta una ruptura sedimentaria marcada por la presencia de travertino de fitoclastos (4), que implica corrientes tractivas con poco arrastre de terrígenos pero de cierta energía, mientras que a techo se produce una nueva caída de energía y la reinstauración de un ambiente palustre con depósito de barros micríticos (5). La secuencia final, que posiblemente equivalga, con matices, al corte PR7, es claramente positiva con un momento álgido de energía relativamente elevada y depósito de travertinos de fitoclastos (4), seguido del de travertinos de *Chara* (6) y, finalmente, la aparición de una zona de sombra de energía con micritas palustres (5). La moda de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ se sitúa entre las clases -6.0 y -6.5, variando entre -4.5 y -6.5. En el corte PR-8 hay una evolución en la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ bastante coherente: es baja en los niveles de travertinos de talos de *Chara* en posición de vida, y sube progresivamente con la aparición de travertinos de talos caídos y travertinos micríticos palustres, parece que hay una disminución en la cantidad de agua disponible en el sistema. Con la inversión, a techo, de la distribución de facies: travertino de tallos caídos seguidos de travertinos de talos de *Chara* en posición de vida, hay una recuperación espectacular, que vuelve a perderse con la instauración de un déficit en los aportes hídricos y la sedimentación de travertinos micríticos palustres. En la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, aparece una moda en las clases -7.0 y -7.2, los valores restantes están comprendidos entre -6.6 y -7.4 con dos valores entre -5.4 y -5.6. En el corte PR8, la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ va a mostrar una evolución similar a la de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$: un aumento térmico en el paso de travertino de talos de *Chara* a travertino de fitoclastos y travertino micrítico palustre, que hacia techo se invierte en el mismo sentido.

El corte PR-6 (río Trabaque), Fig.-19, posiblemente sea el más significativo de la Terraza T₆:

una secuencia negativa que se inicia con lutitas palustres (7) grises al principio, beige a techo, con gasterópodos y huellas de *Typha* sp. en posición de vida, le siguen travertinos de tallos de *Chara* (6a) en posición de vida, que indican aguas corrientes de poca capacidad tractiva, travertinos de fitoclastos (4) y una potente barra de gravas de origen fluvial s.s.. Finalmente, el sistema aborta con el depósito de lutitas palustres (7) beige con talos de *Chara* calcificados. Se detecta una neta dominancia de la micrita peloidal sobre la microsparita. La $\delta^{13}\text{C}$ tiene una moda entre las clases -6.0 y -6.5, variando los valores entre -5.5 y -10.0; en el corte la $\delta^{13}\text{C}$ sigue una evolución similar a lo descrito para otras terrazas más antiguas: muestra valores muy bajos en los travertinos con talos de *Chara* en posición de vida, aumenta cuando la facies (travertino de tallos caídos) indica un desequilibrio en el sistema. El descenso a techo, podría preluir la subida de energía marcada por la barra de gravas. La $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ tiene una moda comprendida entre las clases -6.4 y -7.2 que comprende todos los valores. En el corte PR6 la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, tiene un comportamiento similar al descrito para otras terrazas más antiguas: parece que la facies de travertino de tallos caídos (fitoclastos) viene acompañada de un aumento térmico, mientras que las facies de talos de *Chara* en posición de vida indican unas condiciones menos cálidas.

Dos cortes PR-13 (río Trabaque) y PR-12 (río Guadiela) van a servir para describir la Terraza T₇. En el primero, Fig.-20, la serie inicialmente tiene características fluviales con depósitos de barras de grava calcáreo-cuarcíticas (1a), que corresponden a un río en condiciones de alta energía. Posteriormente se estabiliza el medio y hay una dominancia de travertinos de talos de *Chara* sp.(6), que se organizan en varias secuencias positivas que acaban en lutitas carbonatadas beige, palustres (7) con abundantes gasterópodos. Las microfacies muestran ciertas singularidades: hay una porosidad elevada, en ocasiones con rellenos geopetales de microsparita, domina la micrita sin estructuración visible, pero se aprecia frecuente laminación algal sobre micrita o microsparita. También hay micritas con filamentos y peloides y llama la atención la presencia conspicua de terrígenos. Las muestras de la terraza T₇ presentan moda de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ entre las clases -6.5 y -7.0, los valores varían entre -6.0 y -7.0. El corte PR-13 confirma las observaciones proporcionadas por las facies: la presencia de facies de travertino de talos de *Chara* indica un descenso evidente de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, que es muy sensible a la aparición de facies que indiquen deterioro del

medio ambiente (facies palustres), de forma que las inflexiones de la línea definen la aparición de algunos de los episodios de lutitas palustres; se alcanzan los valores más negativos de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$. La moda de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ está entre las clases -6.8 y -7.2, los valores restantes están comprendidos entre -6.4 y -7.4. En el corte PR13 la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ se mantiene muy estable y con valores similares a los que se dan en las mismas facies (travertinos de *Chara* y de tallos caídos) en otras columnas ya analizadas. En el corte PR12, (río Guadiela casi en su confluencia con el Escabas), Fig.-21, la sedimentación se inició en un medio muy energético, con depósito de una barra de gravas (1a) de gran tamaño, a la que sigue un parón en la capacidad tractiva de la corriente, de forma que la barra de grava es fosilizada por grandes y espesos edificios estromatolíticos (6b); ya en el corte representado en la figura, se observa que dominan depósitos canalizados ("point bar") de intraclastos (2), que proceden del desmantelamiento de travertinos de talos de *Chara* sp. que llegan a aparecer puntualmente como bloques. La secuencia de depósitos de intraclastos (arena bioclástica), queda interrumpida cinco veces por la entrada en carga del sistema fluvial, que con corrientes fuertemente tractivas pasa a transportar, y sedimentar barras gravelosas. Dada la singularidad de estos depósitos, inmediatos a la confluencia de los ríos Escabas y Guadiela, y a la composición de las terrazas del nivel T₇ del río Escabas, mayoritariamente de travertinos de talos de *Chara* sp. en posición de vida, habría que pensar que este depósito (PR12), se nutrió de materiales transportados desde el río Escabas que, en algún momento, se autocanibalizó.

En resumen: en Priego muchos depósitos de terraza se inician con la instalación de una barra de gravas calcáreo-cuarcíticas, en otras, quizás dependiendo de la paleotopografía, comienzan con una deposición netamente travertínica. Los travertinos, ocasionalmente se organizan en secuencias positivas, en las que la serie más completa sería: intraclastos (2)-fitoclastos(4)-talos "framestone"(6a)-micrita(5)-lutitas(7), aunque pueden faltar términos. La dominancia de material micrítico-microesparítico parece ser normal en todas las terrazas, si se exceptúa la más moderna T₇, que también aparece netamente diferenciada por la presencia de terrígenos. Parece que los depósitos de travertinos fluviales de los seis niveles más altos se realizaron en condiciones palustres con gran disponibilidad de fango micrítico y llegada muy limitada de terrígenos. Aparentemente, el nivel T₇ responde a aguas más renovadas, capaces de contaminar con

terrígenos los potentes niveles de travertinos de talos de *Chara* sp. en posición de vida.

Travertinos fluviolacustres de Río Blanco

En esta zona las dataciones numéricas, ya descritas, permiten separar una terraza alta de grava y tres travertínicas, que no tienen correlatos geomorfológicos directos.

La Terraza alta (T₁) está compuesta por materiales gravelosos, unos cinco metros, de cantos calcáreos angulosos y de baja esfericidad, con cemento carbonatado y matriz lutítica roja. Ocasionalmente se observa estratificación cruzada en surco de gran escala en episodios de canal de excavación y relleno; a veces se detecta granoselección positiva. Estos materiales son de abanico aluvial.

La Terraza travertínica antigua (Episodio 9? del oxígeno) están representados en el corte RB4, Fig.-22, donde domina el ambiente palustre, micritas y posibles lutitas recubiertas, con un tramo central de calizas de caráceas del grupo (6) de facies. Predomina la textura micrítica a muro y esparítica a techo. El histograma de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, revela una moda entre -7.5 y -8.0, y recorrido entre -7.0 y -8.5. Los datos sobre su evolución según la vertical son escasos: hay un desplazamiento de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ desde los valores correspondientes a las micritas palustres de la base a los más inferiores del tramo superior con travertinos de talos de *Chara* en posición de vida. Los escasos valores de isotopía de oxígeno están entre los valores más negativos: entre -7.0 y -7.8. En la vertical, parece que la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ se hace más negativa a techo.

El corte RB7, Fig.-23, es el mejor representante de la Terraza travertínica intermedia: la base es predominantemente palustre (5) con algún travertino con talos de *Chara* a techo. Esta secuencia está bruscamente cortada por la llegada de gravas(1), que a techo muestran una súbita caída de energía, se depositan arenas y limos (1b), produciéndose enseguida un corto momento palustre (7). Ya, con condiciones de depósitos travertínicos, parece que hay un tramo organizado en secuencia negativa, que comienza con travertino de *Chara* en posición de vida (6a) sugiriendo un aumento de energía, testimoniado por la abundante presencia de fitoclastos (4) mezclados con la facies anteriormente dominante. Un depósito de bloques y gravas angulosos, de procedencia local (1a), marca otra discordancia angular y erosiva, que va seguida de tres unidades de ordenamiento positivo, que se ini-

cian con facies de *Chara* (6) a muro, finalizando con micritas palustres (5). La última secuencia, pudo haber sido erosionada por la llegada de bloques y gravas (1a) de origen local (es un aporte lateral), que a techo muestran la reinstauración de los depósitos que dominaban con anterioridad (6a). Se ha de hacer notar que en toda la sección son muy abundantes los moldes huecos de grandes troncos y ramas, que quedaron atrapados en la "pradera de algas". A nivel de microfacies, dominan las facies de micritas, especialmente en la base, con abundancia de micritas de filamentos y micritas con "dots". La microesparita suele estar presente, a veces en forma de rellenos geopetales. La $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ se desplaza hacia valores más altos con su moda entre -7.0 y -7.5 y el recorrido de los valores va desde un -5.0 hasta -7.5. No se alcanzan valores tan negativos como los de la de la terraza antigua. En el tramo inferior del corte, la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ muestra un aumento hacia el techo, volviendo a descender. En el segundo tramo predominan valores muy negativos, más que en el inferior. En el centro hay una inflexión hacia valores más negativos. El tramo siguiente, tercero de muro a techo, revela una evolución similar a la descrita en los travertinos de Priego, Torres *et al.* (este informe): un neto desplazamiento progresivo hacia valores más elevados en la parte inferior del tramo en la que se da una potente intercalación de travertinos micríticos, a techo y muro limitados por travertinos de talos de *Chara* en posición de vida. El último tramo es poco potente: arranca con valores cercanos a los del tramo infrayacente, que van haciéndose menos negativos a techo del depósito. La $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ muestra una moda entre -6.6 y -6.8, y un recorrido con valores entre -6.4 y -7.8. La gran mayoría de valores se acumula entre las clases de -6.6 y -7.0.

Las terrazas modernas (Episodio 3 del oxígeno) están ampliamente representadas en la zona, y han sido abundantemente datadas. Los cortes RB1, RB13 y RB12 describen perfectamente su desarrollo. En el corte RB1, Fig.-24, hay dominancia de facies de laminación algal fosilizando talos de *Chara* en posición de vida sobre las facies de micritas palustres o lutitas del mismo ambiente. Abunda la micrita de "dots" y peloidal; hay muestras con bastante porosidad. El histograma de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, muestra un claro desplazamiento hacia valores más bajos: moda entre -8.0 y -8.5 y el recorrido de la muestra está entre -8.0 y -10.5 con dos valores aislados en -7.5. El corte, en la vertical, presenta valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ muy elevados; destaca el aumento de valor de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ en los

travertinos micríticos de techo y muro, así como el máximo valor negativo de la misma, que se alcanza hacia la parte más o menos central del tramo de travertino de talos de *Chara*. En la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, aparecen dos agrupaciones bien distinguibles: entre -7.6 y -8.0 y entre -6.6 y -7.2. La agrupación de valores más altos, se solapa bien con los valores descritos en los cortes RB4 y RB7, la inferior lo hace con los valores más negativos de las muestras del corte RB12. En la vertical, la línea de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ calca, casi exactamente, la evolución de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, de forma que el máximo valor negativo de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ se alcanza a techo del tramo central del corte: travertinos con talos de *Chara* en posición de vida.

Las facies del corte RB13, Fig.-25, indican cierto nivel de energía: en todo el corte predominan los travertinos de fitoclastos (4), que constituyen bases de secuencias positivas, que se manifiestan por el depósito de micritas palustres (5) con o sin oncolitos en su base, o en ocasiones, la secuencia es más completa y la bajada de energía se manifiesta previamente por la preservación de plantas en posición de vida. Predominan las microfacies de micritas y microesparitas en las que se preservan dots, filamentos y peloides. En alguna muestra hay una presencia importante de esparita que en ocasiones lleva filamentos. La moda de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ está entre -7.0 y -7.5 y su recorrido entre -6.0 y -8.0. Los valores más elevados se alcanzan a muro de la serie, más o menos en el centro de un potente estrato de travertinos de fitoclastos, preludiando la entrada de corrientes tractivas en la zona. Hay un marcado aumento de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ coincidiendo con una intercalación potente de travertinos de fitoclastos, cuando generalmente ocurre lo contrario, como se ve en el tramo superior, que marca un aumento de la $\delta^{13}\text{C}$ coincidente con una intercalación de travertinos micríticos. La $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ tiene una moda neta entre -7.0 y -7.2, mientras que el recorrido de la muestra queda comprendido entre -6.4 y -7.8. En todo el corte la evolución de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ sigue exactamente la de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, tan solo en el tercio superior parece que tienen un comportamiento contrapuesto al aumentar-disminuir la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ y disminuir-aumentar la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$. Los valores generales tienden a acercarse a los más elevados de los travertinos pliocenos de la Mesa de Ocaña -7.38 frente a -6.28 y -6.37.

El corte RB12, Fig.-26, se inicia con dominancia de facies que implican cierta capacidad tractiva: fitoclastos en la base y talos de *Chara* conexos pero tumbados a techo (4). Se evidencian momentos de

menor capacidad tractiva pero con agua circulante, que se traduce en depósitos estromatolíticos (6b); posteriormente hay una caída de régimen hidráulico con deposición de micritas palustres (5), que constituyen la microfacies dominante en la serie. Tras un tramo cubierto (lutítico?), hay una brusca subida en la energía del medio, que en su inicio se manifiesta con oncolitos dentro de un depósito de micritas palustres, se incide un paleocanal que se rellena con talos de *Chara* (6a) en posición de vida, para pasar finalmente a una facies heterolítica de travertinos con arena y fitoclastos. Predominan las facies microesparíticas, a veces con filamentos, mientras que los restos de organismos o de su actividad ("dots" y peloides) son abundantes en las micritas. Los valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ presentan moda entre -6.5 y -7.0 y recorridos entre -6.0 y -7.0 y en la vertical muestra un máximo en su parte central donde predominan los travertinos micríticos. En la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, no se encuentran valores por encima de -7.0. En la vertical, la interrelación de facies de travertinos micríticos palustres -valores máximos de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, está clara. En este caso el comportamiento de las relaciones isotópicas del oxígeno y del carbono es opuesto: aumenta la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ y disminuye la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$.

De manera general, las facies de la zona vienen a indicar que parecen predominar travertinos depositados bajo condiciones de agua poco confinada, generalmente con capacidad tractiva limitada (facies 4 y 6), aunque también aparecen depósitos de mayor energía como gravas y arenas (1a y 1b). Las facies palustres, micríticas o lutíticas (5 y 7) no resultan ser dominantes y en ocasiones aparecen como el término de menor energía tras un episodio potente con dominancia de las facies 4 y 6 o incluso 1a con la que, localmente, están en relación de cambio de facies.

Las gravas y bloques poseen poca madurez textural, lo que sugiere que más que corresponder a un medio fluvial, parecen corresponder a sistemas de abanicos aluviales ligados a barranquillos transversales al cauce actual del Río Blanco.

Sólo en un corte, RB7, se ha podido certificar la sucesión de tres, probablemente cuatro, episodios de construcción-destrucción de travertino, con llegada de tres episodios de bloques y gravas.

A nivel de microfacies, si se comparan las Priego y Río Blanco no aparecen diferencias especialmente relevantes, aunque parece que las micritas peloidales dominan algo más en Priego.

Al igual que ocurrió en Priego, hay una neta diferenciación de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ en función de la facies

dominante en el momento de su depósito. El depósito más antiguo (RB4) muestra valores similares a los de los travertinos pliocenos de la Mesa de Ocaña. Los travertinos del Riss-Würm, muestran valores superiores, lo que también ocurre en la mayor parte de las columnas de las terrazas más modernas de la zona, con edades entre 30 y 70ka. De este grupo, destaca netamente el corte RB1, que muestra una $\delta^{13}\text{C}$ con valores más negativos que los de los travertinos pliocenos. La datación por racemización de aminoácidos de este corte, reveló que su edad oscilaba entre 10 y 30ka, y aunque por su cota relativa, se asimiló al grupo de terrazas de edad entre 30 y 70Ka, su composición isotópica sugiere que se trata de un depósito mucho más reciente, finipleistoceno o incluso holoceno.

Si se admite que el valor de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ es un indicador de paleotemperatura, hay que coincidir en que los valores de Río Blanco se diferencian de los de Priego, al alcanzar valores más negativos, quizás reflejo de la altitud.

Travertinos lacustres de Banyoles

Travertinos antiguos (Plio-Pleistoceno)

En Incarcàl (BY5), Julià (*op. cit.*), aparecen casi treinta metros de calcilitas másivas en paquetes pluridecimétricos que, ocasionalmente tienen contactos erosivos a gran escala y "slumps", con niveles decimétricos y centimétricos de carácter bioclástico: se trata de travertinos de talos de *Chara* calcificados y fragmentados; ocasionalmente están en posición de vida. Los valores de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ varían muy poco (entre -4.0 y -4.4), algo similar a como ocurrió en la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$. En Mas Miquel (BY4), sección correspondiente al Pla de Usall, aparecen calizas micríticas, calizas peloidales, calizas de tubos y calizas arcillosas. La potencia visible es de algo más de siete metros. En este corte aparece uno de los valores más altos de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ de todos los determinados en la zona (-3.98).

Travertinos modernos (Pleistoceno superior)

De la Plataforma de Banyoles el corte más representativo quizá sea el de la Pedrera de la Mata, descrito por Brusi (1994), Fig.-27, que se inicia con casi tres metros de travertino estromatolítico finamente laminado con plantas en posición de vida, seguido de 2.4m de calcilitas, con una in-

tercalación de tapiz estromatolítico y pisolitos. Le sigue una alternancia de travertinos estromatolíticos finamente laminados, con intercalaciones de calcilitas con plantas en posición de vida y algún nivel de travertino brechoide. Como se puede apreciar, las características de estos depósitos (dominancia de laminación travertínica) los hace muy distintos de los que se han descrito en Priego y Río Blanco. La $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ en su parte central posee una neta inflexión en la que se alcanzan valores positivos de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, lo que, en orden paleoambiental, se podría interpretar como un momento álgido de deforestación. Los valores de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ también oscilan poco, aunque se hacen menos negativos en la parte central del tramo calcando, en el mismo sentido, el desplazamiento, mucho más marcado numéricamente, de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$.

El Sondeo Banyoles (BY-1), representa uno de los puntos de más interés de la zona, de 33m de profundidad total, a excepción de un nivel turboso a techo, es una serie monótona de fangos grises con abundantes gránulos de calcita idiomórfica que llegan a tener tamaño arena gruesa o, incluso, gravilla, con restos de gasterópodos, rotos en ocasiones, pero con buen estado de conservación, también hay girogonitos y talos de charáceas y abundantes valvas de ostrácodos, prácticamente ausentes a partir del metro 23 del sondeo.

Se ha dispuesto de los datos palinológicos originales y se ha desmuestreado el testigo para análisis isotópico, ajustando los demuestras isotópicas al dato palinológico más cercano.

En este caso, se dispone de una excelente interpretación previa de la palinología, así como de abundantes dataciones por U/Th, de forma que los datos isotópicos se podrán correlacionar con datos palinológicos y de estratigrafía polínica, Pérez-Obiol y Juliá (*op.cit.*), que se resumen como sigue: B1-Pleniglacial; B2-Interstadial; B3-Pleniglacial; B4-Final del Pleniglacial; B5-Bollig-Allerod; B6-Dryas; B7-mejoría; B8-Holoceno.

En la Fig.-28 se han representado conjuntamente la evolución del contenido en polen de *Artemisa* el de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ y la profundidad (ordenadas). La visión global de gráfico es muy esperanzadora: no parece que se pueda objetar la representatividad paleoclimática (o al menos indicadora de tipo de cubierta vegetal) de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, que en su evolución general "calca" la línea que definen las oscilaciones en las frecuencias del polen de *Artemisa*. Cuando sube la presencia de *Artemisa* (indicador de clima frío), los valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ se mueven en dirección similar, ascienden también y se hacen

positivos. En la mejoría climática B2, $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ alcanza el valor más bajo. Dentro del episodio B3 hay dos descensos en la frecuencia del polen de *Artemisa*, uno de ellos podría indicar una corta pulsación de mejoría con descenso de plantas estépicas y aumento de árboles, el otro, a techo, no tienen reflejo claro en la evolución de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$. La mejoría climática a techo de B4 parece que se da a saltos y, el episodio B5 de mejoría, es el momento final de una tendencia general de mejora con descenso en diente de sierra de la frecuencia de *Artemisa* y una bajada neta de la $\delta^{13}\text{C}$. El Dryas (B6) está muy bien marcado en la evolución de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ y algo menos en la *Artemisa*. El Holoceno (B7) está bien definido.

La representación de frecuencia de *Pinus* frente a la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, Fig.-29, viene a confirmar la bondad y representatividad de los análisis isotópicos: hay un neto comportamiento inverso entre las líneas que representan la evolución de sus valores: cuando sube la frecuencia del polen de *Pinus* la línea de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ se va netamente hacia valores más bajos. Se aprecia magníficamente el interstadial B2; así como un punto intermedio de mejora (A) dentro del episodio B3. Parece claro que el final del episodio B4 es, en lo que a bosque se refiere, de una brusquedad y aridez muy notables: no hay *Pinus* y la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ alcanza en este punto los valores más positivos de todo el sondeo (también lo hará en el Dryas, B6). La mejoría climática marcada por B5 (Bollig-Allerod) está claramente definida con un aumento espectacular de *Pinus*, reflejada en el valor que alcanza la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, el Dryas (B6) viene muy bien marcado por la baja espectacular de la cobertura de *Pinus*, que se refleja en el valor de la $\delta^{13}\text{C}$. A inicios del Holoceno (B8) hay una presencia importante de *Pinus* que luego desciende bruscamente.

Para la interpretación de las variaciones de la $\delta^{18}\text{O}$, se asumirá que con el descenso de la temperatura, su valor se hará más negativo. Se compararan con los mismos componentes palinológicos descritos al analizar la variación de la $\delta^{13}\text{C}$.

En la Fig.-30 se han representado conjuntamente la frecuencia de polen de *Artemisa*, el valor de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ y la profundidad (abscisas). En la figura, aunque no de forma tan clara como ocurría en la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, se observa cierta correspondencia, y la mejoría del Bollig-Allerod se distingue fácilmente, así como la oscilación fría del Dryas (B6). En el Holoceno se hace marcadamente negativa, sin que aparentemente exista explicación. Algo similar puede decirse de la variación de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ a final

del Pleniglaciario, que parece indicar una mejoría térmica.

En la Fig.-31 se representan los contenidos en *Pinus* y la $\delta^{18}\text{O}$. En este caso, la correlación entre las dos variables es excelente, de forma que cuando la presencia de *Pinus* se hace más baja, la $\delta^{18}\text{O}$ se desplaza hacia valores más negativos. El Pleniglaciario B1 se aprecia bien, al igual que el Interstadial B2, el Pleniglaciario B3 vuelve a mostrar el punto A de mejoría, con un aumento en la frecuencia de *Pinus* aunque acompañado por un descenso de la $\delta^{18}\text{O}$. También vuelve a aparecer un punto singular (C) hacia los 18.5m en el que una subida relativa de la frecuencia de *Pinus* va acompañada de un descenso brutal del valor de la $\delta^{18}\text{O}$. La mejoría del Bollig-Allerød (B5) y el Dryas (frío) B6 se aprecian bastante bien, así como el llamativo descenso de la $\delta^{18}\text{O}$ en el Holoceno.

Travertinos de abanico aluvial de Tolox

Tolox s.s. (TO-1)

En el nivel más alto T₁ de la zona de Tolox s.s. (TO-1-1), Fig.-32, predominan facies del grupo óa, ligadas a circulación de aguas con poca capacidad tractiva pero continuamente renovadas. Los materiales químicos palustres (5) parece que se relacionarían con caídas de energía, tras el depósito de barras de grava o a la aparición de zonas de sombra de energía a su cobijo (de las barras). Se detecta un importante dominio de la micrita peloidal, aunque hay una muestra con dominancia de microesparita con laminación algal. La moda de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ está entre -9.5 y 10.0, y el recorrido está entre -9.0 y -10.5, con un valor aislado más alto en -7.5. Los valores de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ están comprendidos entre -5.2 y -6.4, con dos valores anómalamente elevados en la clase de -4.2. En lo que respecta a la evolución en la vertical, los valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ se mueven en valores muy bajos (>-9.5) en toda la columna excepto en una muestra central en la que este valor asciende notablemente (TO-1-1-3). La $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ se sitúa generalmente en valores bajos (cerca de -6.0), con una subida marcada (casi -4.0) en la muestra TO-1-1-3, acompañando a una subida similar de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$.

El nivel intermedio T₂ de Tolox s.s. (TO-1-2), Fig.-33, se inicia con varios metros de micritas con fantasmas de gasterópodos y, ya hasta el final de la serie, predominan micritas con laminación al-

gal, en las que destacan edificios estromatolíticos de dimensiones variables; no faltan los de tamaño más que respetables. Hacia el techo aparece un nivel de fitoclastos. En las partes bajas de la serie, se mantienen las microfácies de micrita con filamentos o laminación algal. Los tres valores de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ están entre -7.0 y -9.5. Los tres valores de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ son consistentes y están entre -5.8 y -6.0. En vertical, se observa que desde valores más elevados en la base del corte, la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, descendiendo a techo, donde hay una importante karstificación con posible, casi segura, diagénesis. Los pocos datos existentes revelan un descenso de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ a techo de la serie.

El nivel inferior de los travertinos de Tolox s.s. (TO-1-3), Fig.-34, está dominado por depósitos "framestone"; travertinos de tallos en posición de vida (óa), con episodios de laminación algal. Todo ello sugiere un ambiente con agua corriente y baja capacidad tractiva. En este corte aparece un cierto reparto de microfácies, ya que se preservan micritas con laminación algal y con peloides, aunque hay muestras con predominancia de esparitas de relleno geopetal (de los tubos). Aparece un aumento de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, que se sitúa entre los valores de -5.5 y -8.5. En lo que respecta a la $\delta^{18}\text{O}$ hay un desplazamiento a valores inferiores: dos entre -5.4 y -5.6 y tres entre -6.0 y -6.6. En vertical los valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ son relativamente constantes (entre -7.0 y -8.0), si se exceptúa una marcada inflexión hacia valores más altos en la parte basal, sin que se aprecie un cambio en las condiciones de sedimentación. En cuanto a la $\delta^{18}\text{O}$, sus valores son muy constantes, aunque dos son netamente más elevados (TO-1-3-2 y TO-1-3-3); la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ se comporta de forma similar.

Esta zona podría tener una influencia de aguas termales, que según Delannoy *et al.* (*op. cit.*) es prácticamente dominante, aunque en nuestra opinión es sólo relativa, ya que se trata de travertinos netamente fluviales. Con estos condicionantes, esta evolución creciente en los valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, explicaría una aridificación del medio, muy forestado en la terraza T₁(TO-1-1), de edad >350 ka y bastante menos en el momento de la T₃ (TO-1-3), cuya edad se sitúa en 105.3ka, es decir, en el interglaciario Riss-Würm (Eem). El valor elevado de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ en la terraza alta T₁ (TO-1-1) sugiere un depósito verdaderamente antiguo, cuyo "sello isotópico" es similar a los que aparecen en materiales pliocenos, *cf.* Torres *et al.* Esta evolución, obviando el posible sesgo producido por la influencia hidrotermal, podría sugerir un li-

gero deterioro ambiental entre el conjunto de las dos terrazas superiores T_1 y T_2 y la inferior T_3 , lo que coincidiría con lo que se desprende del análisis de la evolución de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$.

Jorox (TO-2)

En la primera terraza (TO-2-1), Fig.-35, hay neta dominancia de las facies palustres (5), especialmente a techo, sobre las micritas; poca incidencia de detríticos tamaño grava (1a) y una presencia notable de facies ób ("boundstone"). En la parte inferior del corte, karstificada con abundantes espelotemas, domina la esparita; en la superior domina la micrita con laminación algal o con peloides. Los histogramas de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ indican valores llamativamente bajos en T_1 (TO-2-1) comprendidos entre -8.5 y -10.5 con moda en -8.5. Los valores de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ tienen un recorrido muy importante: -6.4 a -5.4 con una moda entre -5.8 y -6.0 y otra entre -6.2 y -6.4. En la vertical, los valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, no varían de forma especialmente marcada, aunque en el tramo superior muestran una marcada inflexión que, aparentemente, podría corresponder a un nivel con talos de *Chara* en posición de vida, lo que se aviene bien con los valores detectados en el tramo inferior, pese a su inflexión central, que podría relacionarse con la karstificación. La oscilación de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ es poco marcada a lo largo de la serie. En la unidad superior, eminentemente detrítica, tiene un comportamiento similar al de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, que se hace más negativa en la parte central, en una zona con talos de *Chara* en posición de vida. En el tramo inferior se comporta de manera opuesta a la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$.

La segunda terraza (TO-2-2), Fig.-36, se inicia con casi tres metros de gravas y bloques calcáreos, provenientes de la Dorsal Bética, con matriz arenosa que, a techo, rápidamente pasan a los travertinos ya descritos. En cuanto a facies, parece que dominan las micritas con laminación algal ("framestone") del grupo óa. Hay algún episodio de gravas (1a) en la base. A nivel microscópico, predomina la micrita y la micrita con peloides o con filamentos y una muestra compuesta por esparita. La $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ en T_2 (TO-2-2) queda comprendida entre -8.5 y -10.5 y la moda está en -10.5. Los valores de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ son similares a los de la terraza anterior. Los valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ son llamativamente altos, aunque no se han podido demostrar tramos recubiertos. En el cuarto tramo desde la base, hay una inflexión hacia un valor más alto de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, que interrumpe la tendencia hacia valores

más bajos según se asciende en la serie. La $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ solo varía ligeramente, sin seguir las oscilaciones de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, hacia valores más bajos.

La tercera terraza (TO-2-3), Fig.-37, se inicia con gravas y bloques de gran tamaño, polimícticos, provienen del Alpujarride y de la Dorsal Bética. A techo travertinos repletos de improntas de hojas en los que domina la facies de fitoclastos (4), con un peso casi equivalente al de la facies de oncolitos (3). A techo dominan las facies de micritas palustres (5). Excepto en un tramo con oncolitos, cerca de la base, predomina la esparita.

La cuarta terraza (TO-2-4), Fig.-38, es bastante similar a la antes descrita. En la base hay depósitos aluviales (fluviales), groseros, mal organizados y con poca selección, marcada heterometría y esfericidad variable, matriz arenosa; en el resto hay travertinos en facies de fitoclastos (4). Sólo se dispone del análisis microscópico de dos muestras, en una domina la microesparita con laminación algal, en la otra los terrígenos. Los valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de las terrazas bajas T_3 y T_4 , obtenidos a partir de pocas muestras, quedan comprendidos en los valores ya citados. La $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ queda comprendida en el rango de la variación de la $\delta^{18}\text{C}_{\text{PDB}}$ en el primer nivel, aunque siempre por encima del valor de la moda más alta. Los dos valores de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ de la tercera terraza T_3 (TO-2-3) difieren poco entre sí y son similares a los del corte T_2 (TO-2-2). En la cuarta terraza T_4 (TO-2-4), sólo se han podido analizar dos muestras.

Yunquera (TO-3)

En esta zona se han determinado tres niveles.

La terraza alta T_1 (TO-3-1) presenta la morfología de abanico aluvial. Se inicia en la Iglesia del pueblo (TO-3-1), Fig.-39, con gravas y sigue con travertinos de tallos en los que dominan las micritas algales (tipo "framestone") (6a) sobre las micritas palustres (5). Predominan la micrita (ocasionalmente con "dots") y la microesparita. Continúa en los Naranjos (TO-3-3): travertinos micríticos con laminación algal sobre una barra de gravas angulosas y heterométricas y finaliza en los Olivos (TO-3-4), donde los travertinos de tallos tienen todo el aspecto de ser facies de cascada. Hay facies de gravas (1a), micrita (5) y micrita con laminaciones (6a).

La distribución de valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, en T_1 es homogénea: de -7.5 a -9.0, con una moda neta en -8.0; los mismos que aparecen en las $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$

de los Naranjos (TO-3-3) y los Olivos (TO-3-4). El histograma correspondiente a la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ se mueve entre -4.8 y -5.6, con una moda en -5.2. Los cortes TO-3-3 (Naranjos) y TO-3-4 (Olivos), muestran una total coincidencia con los descritos para TO-3-1, que viene a certificar la justeza de suponer isocronía entre los tres. En la vertical, no aparecen excesivas variaciones de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, que tienden a hacerse mayores a techo de cada secuencia, aunque el número de muestras, impide más consideraciones. En el corte TO-3-1 los valores de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ no difieren mucho entre sí, y muestran la misma tendencia de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$: se hacen menos negativos a techo. En el corte TO-3-3 la $\delta^{18}\text{O}$ posee un valor constante, ligeramente más bajo que en el corte TO-3-1, y no acompaña a la $\delta^{13}\text{C}$ que se va haciendo mayor a techo de la serie.

La segunda terraza, T_2 , (TO-3-2), Fig.-40 se inicia con una barra poco potente de gravas, seguida de casi diez metros de limos travertínicos con oncolitos; predominan las facies de tipo "framestone" (6a), micritas con laminación, sobre los limos (1b) y gravas (1a) del muro. Pese al notable desarrollo, en afloramiento, de costras, las microfacies raramente son esparíticas; hay una buena representación de micrita, micrita con filamentos, con laminación algal y con "dots", así como microesparita. En el segundo nivel de terrazas T_2 (TO-3-2), se detecta un desplazamiento hacia valores más negativos de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, ya que la moda está en la clase de -8.5, aunque hay valores más elevados. La $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ del nivel intermedio T_2 (TO-3-2) difiere de los anteriores ya que, pese a que hay un valor, único, muy negativo, parece que la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ se mueve hacia valores más elevados. La muestra (TO-3-2-1) pertenece a un oncolito-fitoclasto, de una de las pequeñas barras descritas en este nivel de limos travertínicos. Al inicio de la deposición de los travertinos de tallos, la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ se hace mucho más negativa, posiblemente indique la presencia de una cobertera arbórea más importante, que impida que el agua que alimenta al abanico travertínico tenga capacidad tractiva, pasando a dominar condiciones ideales para la bioconstrucción. No obstante, hacia el techo del corte hay un continuo aumento progresivo de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, que debería interpretarse como un deterioro ambiental y un aumento de herbáceas respecto a las especies arbóreas. La línea de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ sigue la misma tendencia que la que muestra la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$: se inicia con valores bastante negativos (TO-3-2-1 y TO-3-2-2), se hace fuertemente negativa a nivel de la muestra TO-3-2-3, subiendo progresivamente de valor, aunque con una recuperación de valores más ne-

gativos, que incluye las muestras TO-3-2-6, TO-3-2-7 y TO-3-2-8, que en la curva correspondiente a la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ sólo afectaba a la muestra TO-3-2-7. Por lo tanto, si se interpreta esta evolución de valores de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ en este corte, parece que el deterioro de la cubierta arbórea, marcado por la evolución de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, estuvo acompañado por una mejoría térmica con oscilaciones.

La tercera terraza T_3 (TO-3-5-1), Fig.-41, está dominada por los travertinos de fitoclastos, que forman barras, ocasionalmente con bases erosivas, así como un intervalo central de travertino de tallos, entre los que son frecuentes los talos de *Chara*. Predominan las facies de fitoclastos (4) con una presencia menor de las micritas laminadas (6a) y gravas (1a). Una lámina revela micrita con laminación algal. Su análisis isotópico revela una $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ que se acomoda bien a los valores ya descritos, en cambio su correspondiente $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ es muy baja; dentro del grupo de las que se podrían considerar de "deterioro ambiental" en el corte anterior podrían coincidir bien con la edad finiglacial de estos depósitos (18.2 ka).

En general, los travertinos de Tolox se diferencian de los de Priego, donde hay una presencia importante de facies claramente palustres. También son distintas de las macrofacies de Río Blanco. Parece que en un estadio previo a la instalación de los sistemas de travertinos, se produce la llegada de material clástico, que corresponde a corrientes posiblemente efímeras, de corto recorrido, que depositan materiales muy poco maduros y escasamente clasificados.

Las microfacies presentes no difieren excesivamente de las descritas en otras áreas. Las micritas parecen ser dominantes.

Karst de la Cueva del Reguerillo y zonas aledañas

Las terrazas fluviokársticas están representadas por el corte R30-1, Fig.-14, Torres *et al.* (op. cit.): la parte inferior de la serie está constituida por arenas micáceas grises de grano medio-fino, bien clasificadas, (Muestras 2 y 4), son cuarciarenitas, hay granos de feldespato potásico, cuarcita y pizarra; destaca la gran abundancia de minerales pesados (hasta 1%): circón, granate, estauroлита, ilmenita, rutilo, turmalina, distena y glauconita. En las arenas se intercala un nivel de carbonatos (M1) que en lámina transparente, se interpreta como un de-

pósito de fondo de charco seguido del de una colada estalagmítica. Las arenas pasan a lutitas de decantación (Ms.5,6 y 7), cuyas curvas granulométricas indican una granoselección positiva, alterada por una presencia de material graviclástico en la parte superior (M7). El potente nivel de carbonatos que marca el final de esta parte de la serie (Ms.8,9, 9B y 10) se puede descomponer en tres subunidades, separadas por discontinuidades debidas a la falta de depósito y/o karstificación superficial. El nivel de la base (M8) es una colada estalagmítica, que en su base engloba material graviclástico, ya citado (M7), y está formada por sucesivas capas de esparita en empalizada, separadas por finos velos detríticos; el espeleotema siguiente (M9) es muy similar, aunque predominan enormes cristales de esparita en empalizada; está sobremontado (M9B) por un depósito oqueroso de fondo de charco, que pasa a una colada estalagmítica formada por cristales de esparita en empalizada, que engloba abundantes cantos blandos de lutitas de decantación.

La parte media de la serie está formada por lutitas de decantación (Ms.11, 12, 13 y 14) en las que el tamaño arcilla es un componente minoritario.

La parte superior de la serie, repite características de la porción ya descrita: en la base arenas micáceas que erosionan el substrato estalagmítico; de grano más grueso, (Ms.16, 17 y 18) mineralógicamente son similares aunque con menor proporción de minerales pesados. Muestran una excelente clasificación y casi no poseen matriz; están interrumpidas por un nivel de limos de decantación (M18) que podrían indicar un cierto parón en el aporte de los sedimentos, que hizo posible el crecimiento de estalactitas de tipo "macarrón", que luego fueron arrancadas y aparecen como un depósito de carga residual (M 19). Finaliza con un nivel potente de lutitas, limos de decantación (M 20). En las arenas se pueden ver estructuras hidrodinámicas, que indican aportes desde el río Lozoya.

Finaliza la serie con una doble llegada de material espeleotémico, uno más antiguo, *cf.* "Edad de procesos y formas", es de color blanco (M15) y forma parte de un sistema de aportes hídricos desde el SE; el otro, de un color caramelo muy característico forma parte de otro sistema más moderno con aportes desde el NO.

Estos depósitos se organizan en tres ciclos de energía decreciente: alóctonos a muro y techo y claramente autóctono en el centro de la secuencia. En el primer ciclo, alóctono, se detectan tres ciclos menores de los que el inferior, definido por el es-

peleotema M1, podría tener significación paleoambiental de importancia. El tercer ciclo posee un nivel de lutitas que permite separar dos ciclos de segundo orden; el desarrollo de un nivel de decantación, lutitas, podría ser de relativa duración, ya que a techo hay una acumulación de estalactitas caídas, que indica que durante cierto tiempo la bóveda de la cavidad no estuvo mojada por las aguas sumidas desde el exterior.

Estos datos se pueden traducir en términos paleoambientales más precisos: el ciclo alóctono inferior indica aportes hídricos decrecientes, hasta que, finalmente, el río Lozoya deja de sumirse en la cueva del Reguerillo, produciéndose una decantación importante relacionable con el drenaje del macizo rocoso karstificado cuyo nivel de base local va descendiendo progresivamente. Los espeleotemas corresponden a depósitos de períodos cálidos y húmedos (s.l.) con momentos de sequía en los que se interrumpe su crecimiento. El ciclo autóctono indica un aumento de la infiltración en el macizo rocoso karstificado pero sin que se refleje en una subida importante del nivel de los cauces epígeos, hasta que, finalmente, hay un aumento muy importante de aportes de hídricos que se traducen, al menos, en dos episodios de paleoavenidas. Los sistemas espeleotémicos finales (M15 y M21) hablan de dos momentos húmedos sin desplazamiento de detríticos.

El grupo de terrazas fluviokarstificadas medias está dominado por los espectaculares rellenos de la cueva R29 (Cueva de la Escarihuela) en la que aparece una secuencia inferior compuesta por limos en la base, seguidos de una barra de grava (C=55,M=20) cuarzosa a la que siguen alternancias decimétricas de limos y arenas de grano muy fino cuarzosos con laminación horizontal. La secuencia superior comienza con una potente barra de grava de cuarzo seguida de limos y arenas, finalizando el conjunto con una colada estalagmítica blanca muy característica. Es muy llamativo el hecho de que toda secuencia inferior está basculada unos 40°, de manera que la superior contacta con ella mediante una fuerte discordancia angular y erosiva. Hacia la entrada de la cavidad aumenta de tamaño de grano y aparece estratificación cruzada en surco de gran escala. Esta terraza se puede seguir en afloramiento hasta que contacta con el pequeño relleno de la R28. Con este nivel de terrazas se correlaciona la R11, la presencia de gravas en el yacimiento paleontológico de la R7 y la terraza sobre la cuesta.

La terraza fluviokarstica inferior más importante es la R25, ya que en el relleno fluviokarstico de arena con grava dispersa y una potente colada estalagmítica a techo, se ha recuperado abundante fauna de mamíferos.

El depósito espeleotémico más antiguo está representado por R30-1-2, que en lámina delgada: aparece en facies de fondo de charco seguido de una colada estalagmítica. Su situación en la serie, implica un parón en la entrada del río Lozoya en el l de la Cueva del Reguerillo, en el Plioceno superior. Le siguen en antigüedad las muestras R-30 (M8, M9, M9b y M10) que, cronológicamente, se situarían en la base de la magnetozona inversa de Matuyama (2.000 ka ca.). El nivel de la base (M8) es una colada estalagmítica, que en su base engloba material graviclástico, y está formada por sucesivas capas de esparita en empalizada separadas por finos velos detríticos; el espeleotema siguiente (M9) es muy similar, aunque predominan enormes cristales de esparita en empalizada. Está sobremontado (M9B) por un depósito oqueroso de fondo charco, que pasa a una colada estalagmítica formada por cristales de esparita en empalizada, que engloba abundantes cantos blandos de lutitas de decantación. Indican el restablecimiento de cierta circulación de agua en el macizo rocoso tras un cierto parón del drenaje (graviclastismo), aunque la presencia de tres superficies de discontinuidad que separan los cuatro espeleotemas indica momentos de falta de aporte de carbonatos y de agua (no hay microkarstificación). El espeleotema final, con características de depósito de fondo de charco indica aumento de agua infiltrada en el macizo karstificado.

El espeleotema R-2-1, equivale al R30-1-9, está formado por un conglomerado de cantos blandos en la base, seguido de esparita granular y esparita

en forma de geodas y esparita en empalizada; indica progresivo abandono del sistema que se sumía en la cavidad, desecación del charco final y drenaje del macizo, marcado por la colada suprayacente R-2-2 llena de discontinuidades producidas por velos detríticos (laminillas de arcilla y/o materia orgánica).

El espeleotema R27-1, de una edad posible de 981 ka, y está contaminado por abundantes detríticos aportados por el río Lozoya: cuarzo tamaño limo y micas en la base, con esparita en empalizada, que se repiten muchas veces. Se trata de un depósito predominantemente químico que se correlaciona con el abandono del sistema por el río Lozoya (deja de sumirse) pero esporádicamente sus aguas, en condiciones de baja energía alcanzan la cavidad y contaminan los depósitos químicos.

El espeleotema R29-1 de la Cueva de la Escarihuela está datado en 205 ka y es mucho más moderno que la terraza fluviokarstica sobre la que se apoya. En él predominan grandes cristales de esparita en empalizada, aunque hay discontinuidades marcadas por esparita granular y bandas de materia orgánica con arcilla. En la base engloba arena de cuarzo y cantos blandos.

El espeleotema R30-1-15, posee una edad de ca. 208 ka. Se trata de una colada estalagmítica blanca, formada por cristales de calcita de tamaño medio y un nivel, que fue aragonítico, a techo.

El espeleotema R-30-1-21 tiene una edad de unos 49ka, posee un color caramelo, que indica un alto contenido en ácidos húmicos, Gascoyne (1992). Fosiliza formas debidas a la erosión de los materiales infrayacentes. En lámina transparente, se presenta como esparita en empalizada con laminillas de arcilla y/o materia orgánica.

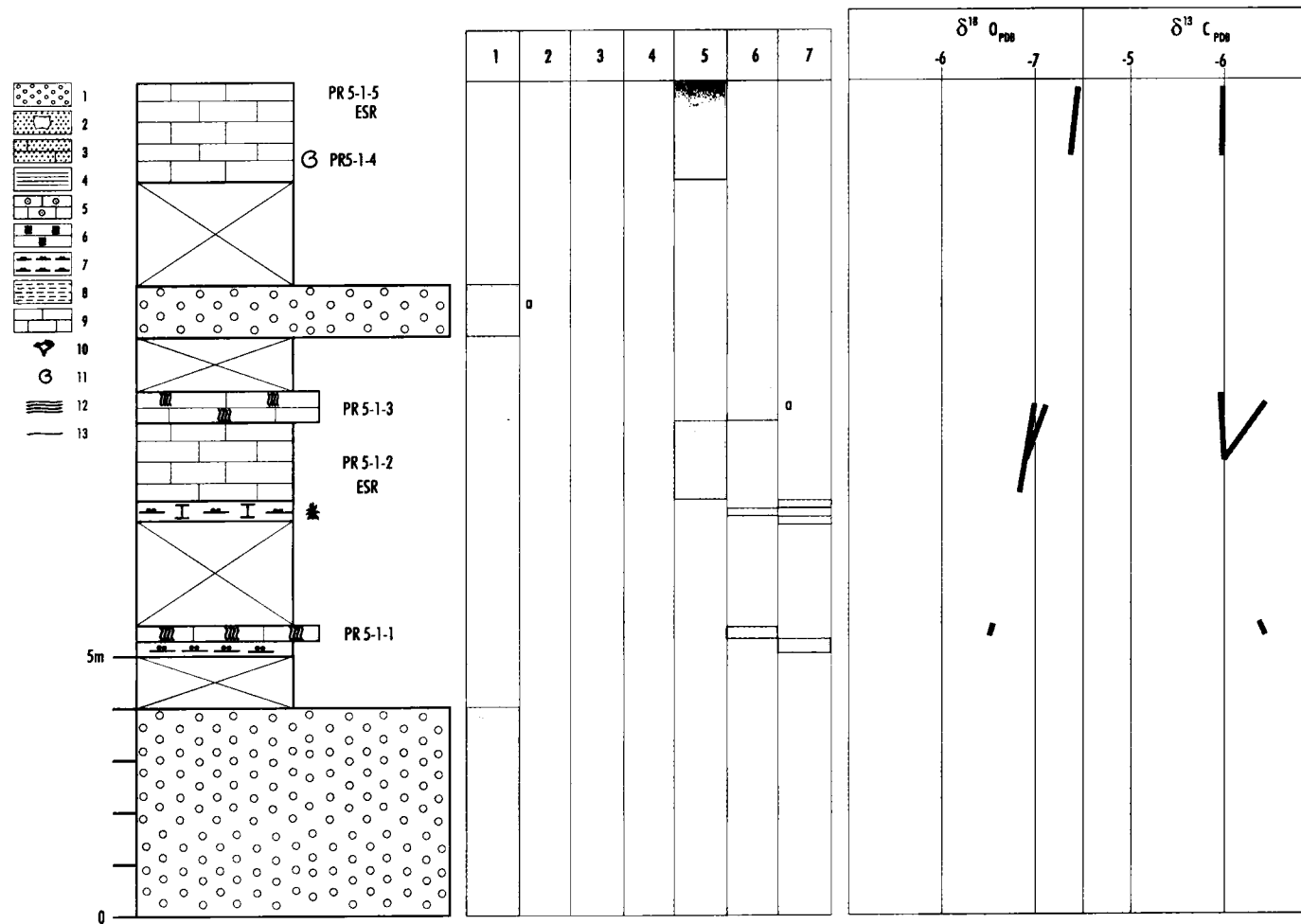


Figura 15. Corte PR5 (T₁) de la zona de Priego (Macrofacies e isotopía).

Litología. 1. Grava. 2. Bloques, arena. 3. Travertino de intraclastos. 4. Travertino de fitoclastos. 5. Travertino de oncolitos. 6. Travertino con tallos en posición de vida. 7. Limos. 8. Arcilla.
 9. Travertino micrítico. 10. Moldes de troncos. 11. Gasterópodos. 12. Laminación algal. 13. Discordancia. Leyenda de las macrofacies: 1a. Grava. 1b. Arena. 1c. Lutita. 2. Intraclastos.
 3. Oncolitos. 4. Fitoclastos calcificados. 5. Micrita. 6a. Laminación algal ("framestone"). 6b. Edificios estromatolíticos ("boundstone"). 7. Lutitas carbonatadas (con o sin materia orgánica).
 PR5-1-3: Muestra. ESR: Muestra para datación por resonancia de espín electrónico. AAR: Muestra para datación por racemización de aminoácidos.

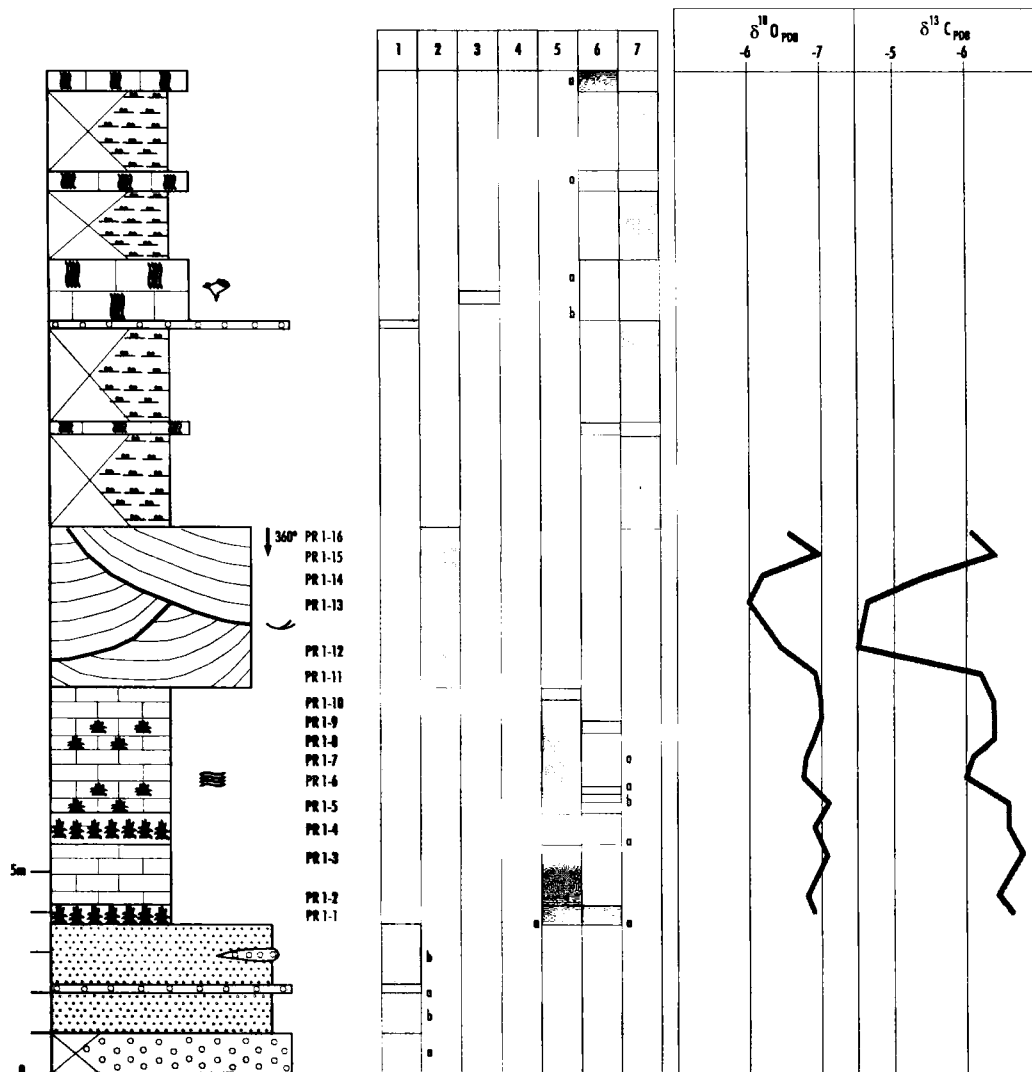


Figura 16. Corte PR1 (T₂) de la zona de Priego (Macrofacies e isotopía).

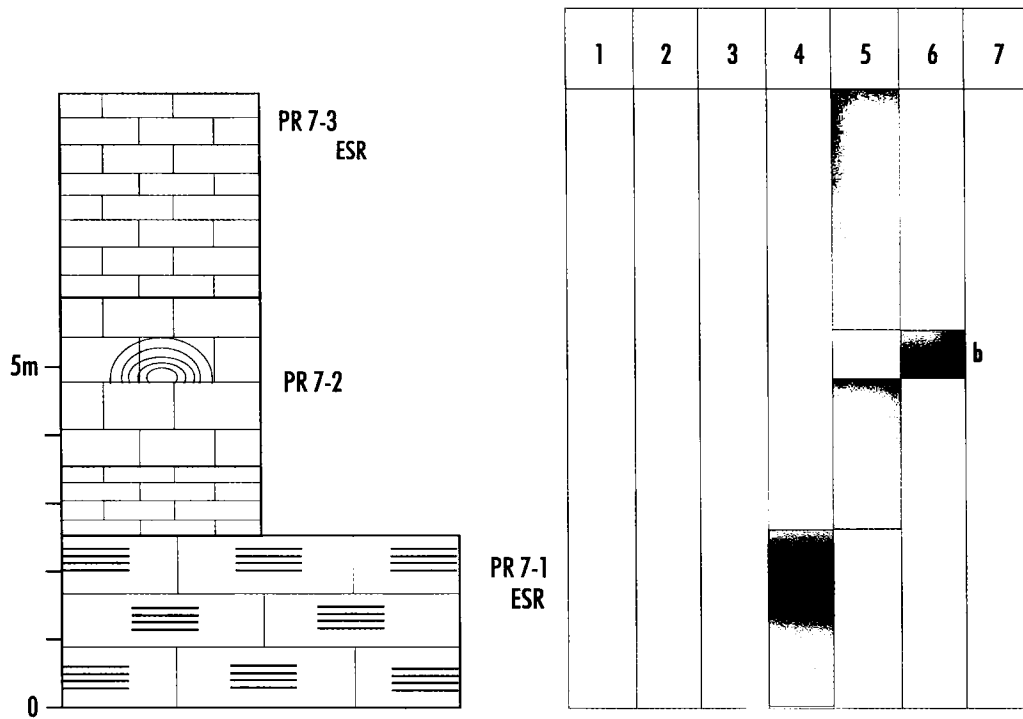


Figura 17. Corte PR7 (T3) de la zona de Priego (Macrofacies).

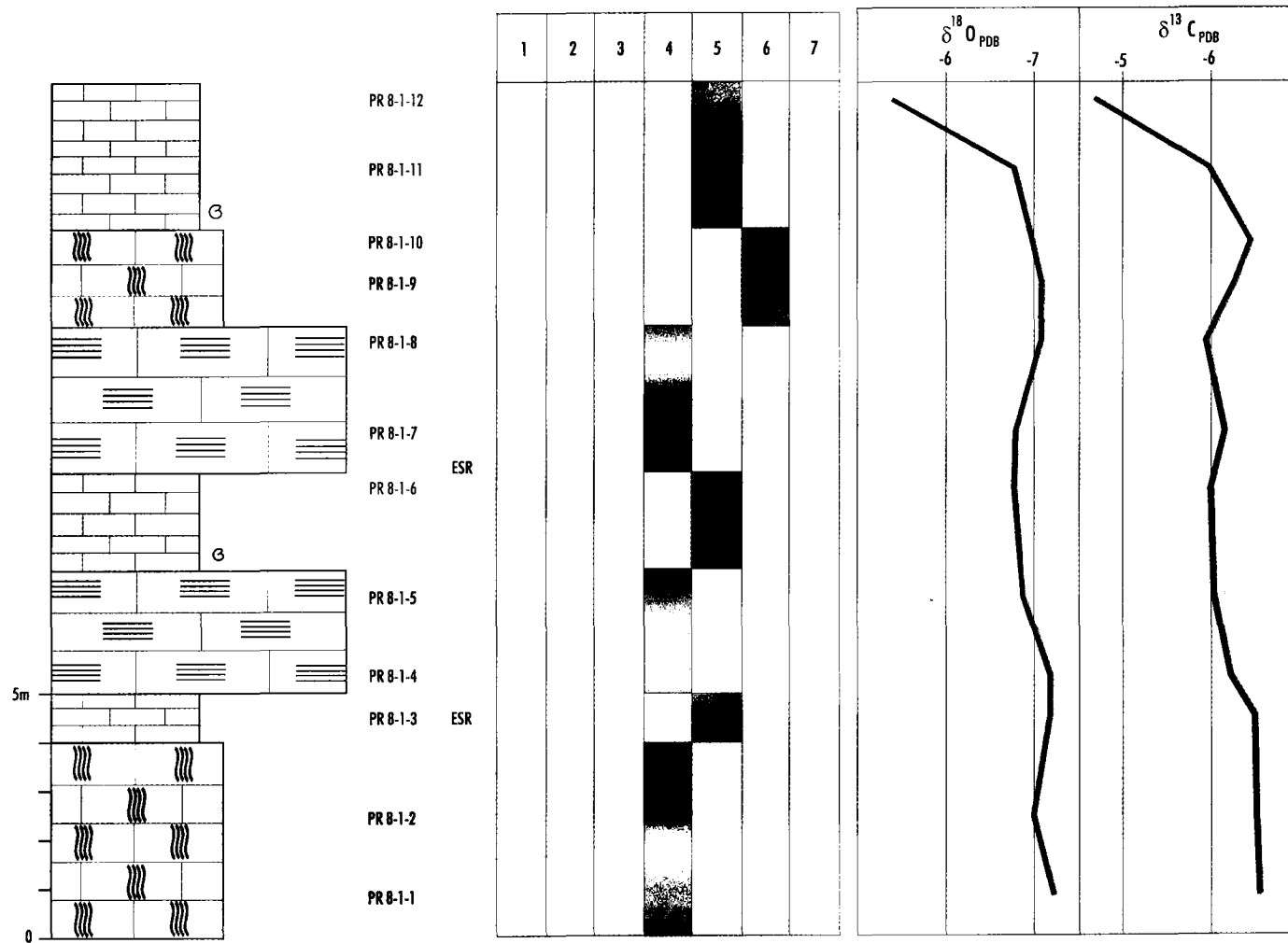


Figura 18. Corte PR8 (T4) de la zona de Priego (Macrofacies e isotopía).

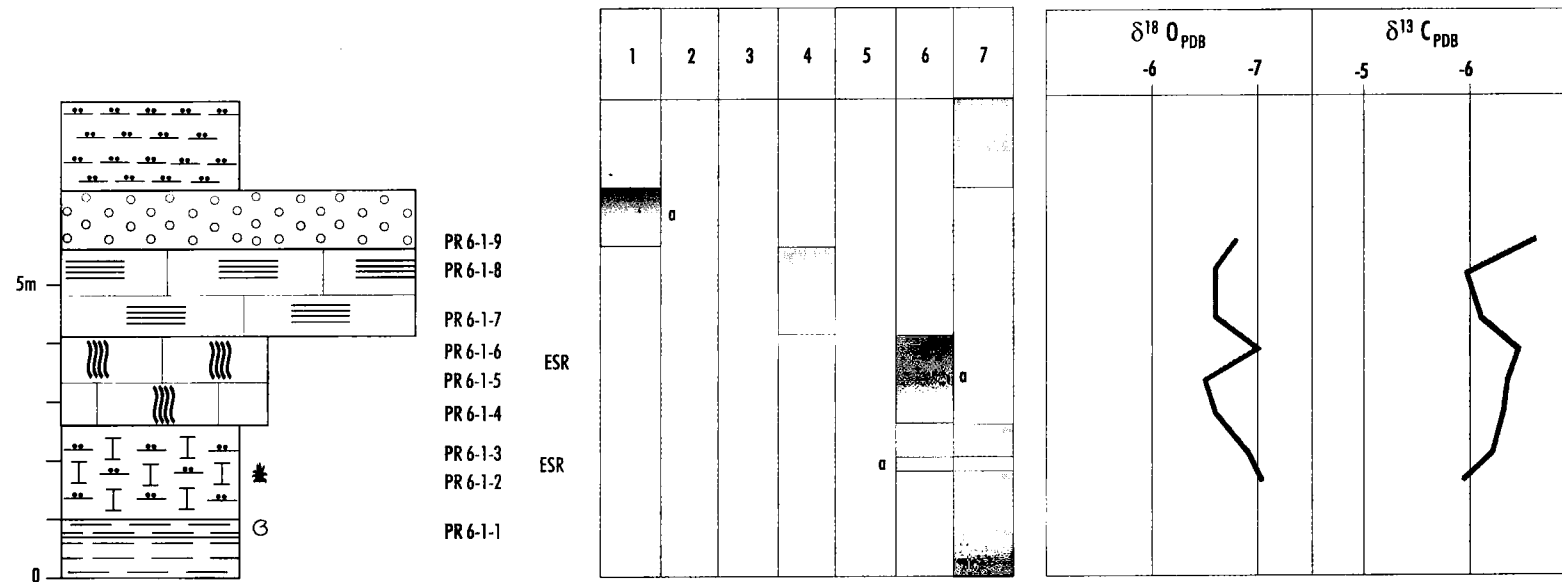


Figura 19. Corte PR6 (T₆) de la zona de Priego (Macrofacies e isotopía).

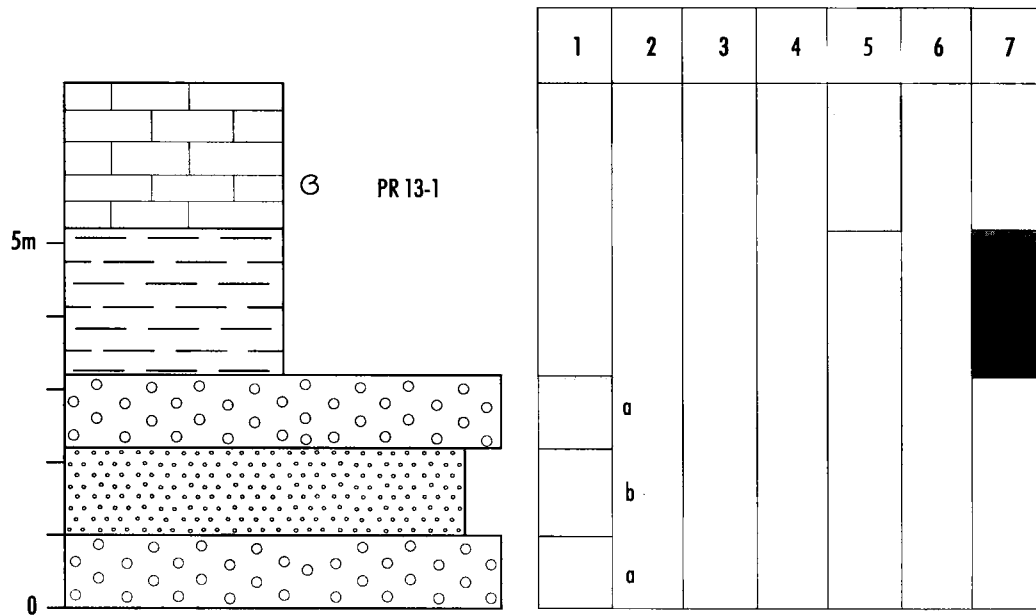


Figura 20. Corte PR13 (T7) de la zona de Priego (Macrofacies).

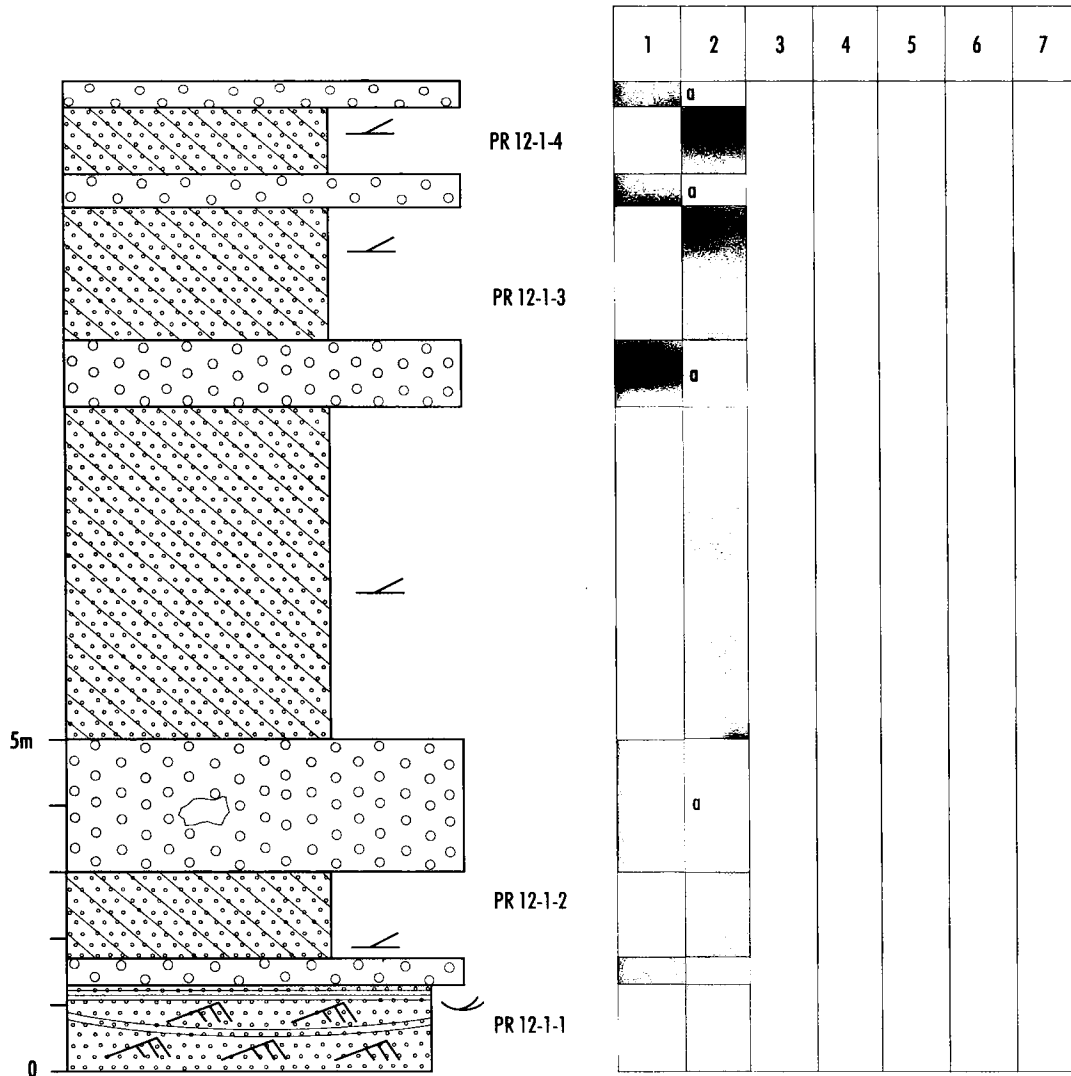


Figura 21. Corte PR12 (T7) de la zona de Priego (Macrofacies).

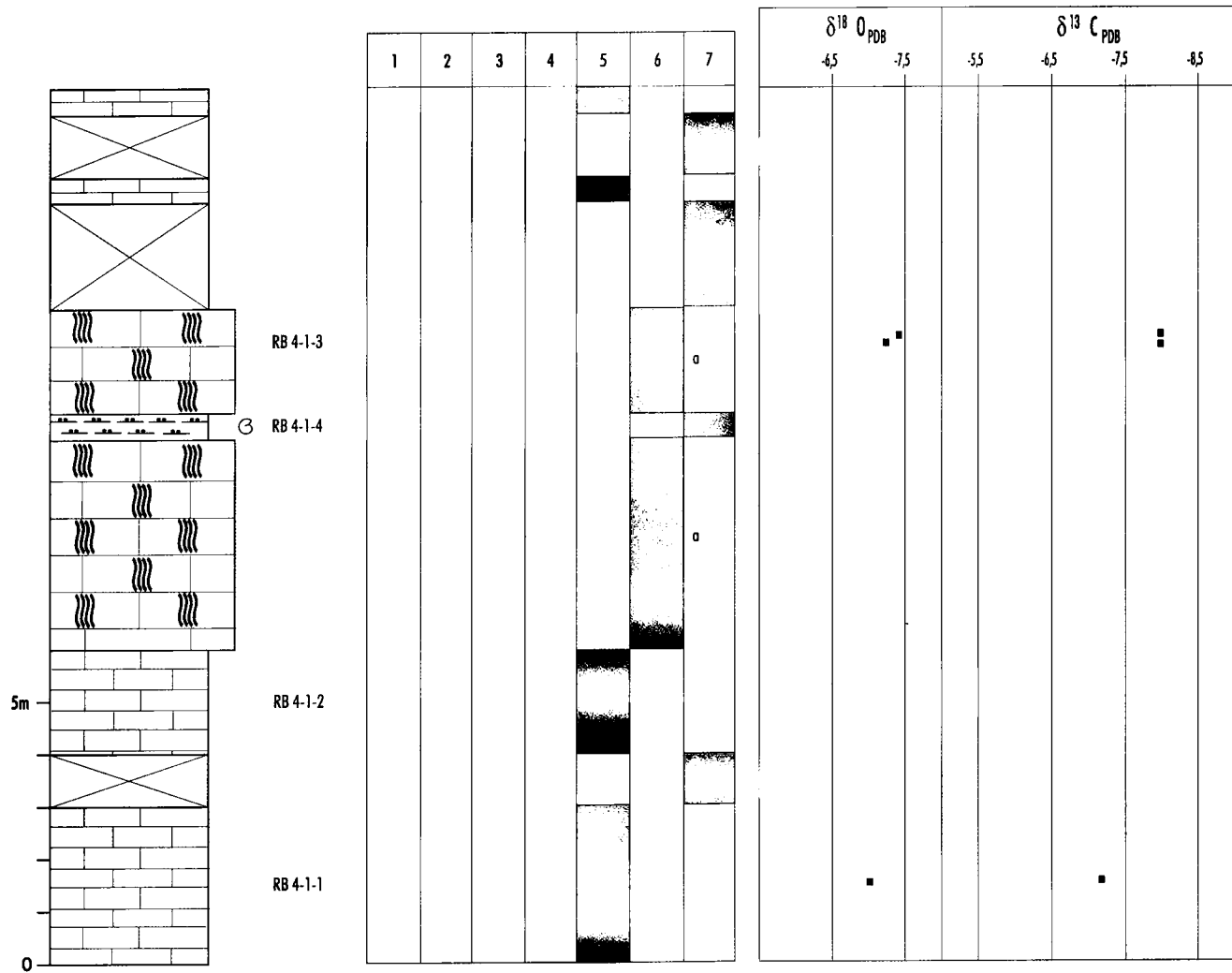


Figura 22. Corte RB4 (Terraza travertínica antigua) de la zona de Río Blanco (Macrofacies e isotopía).

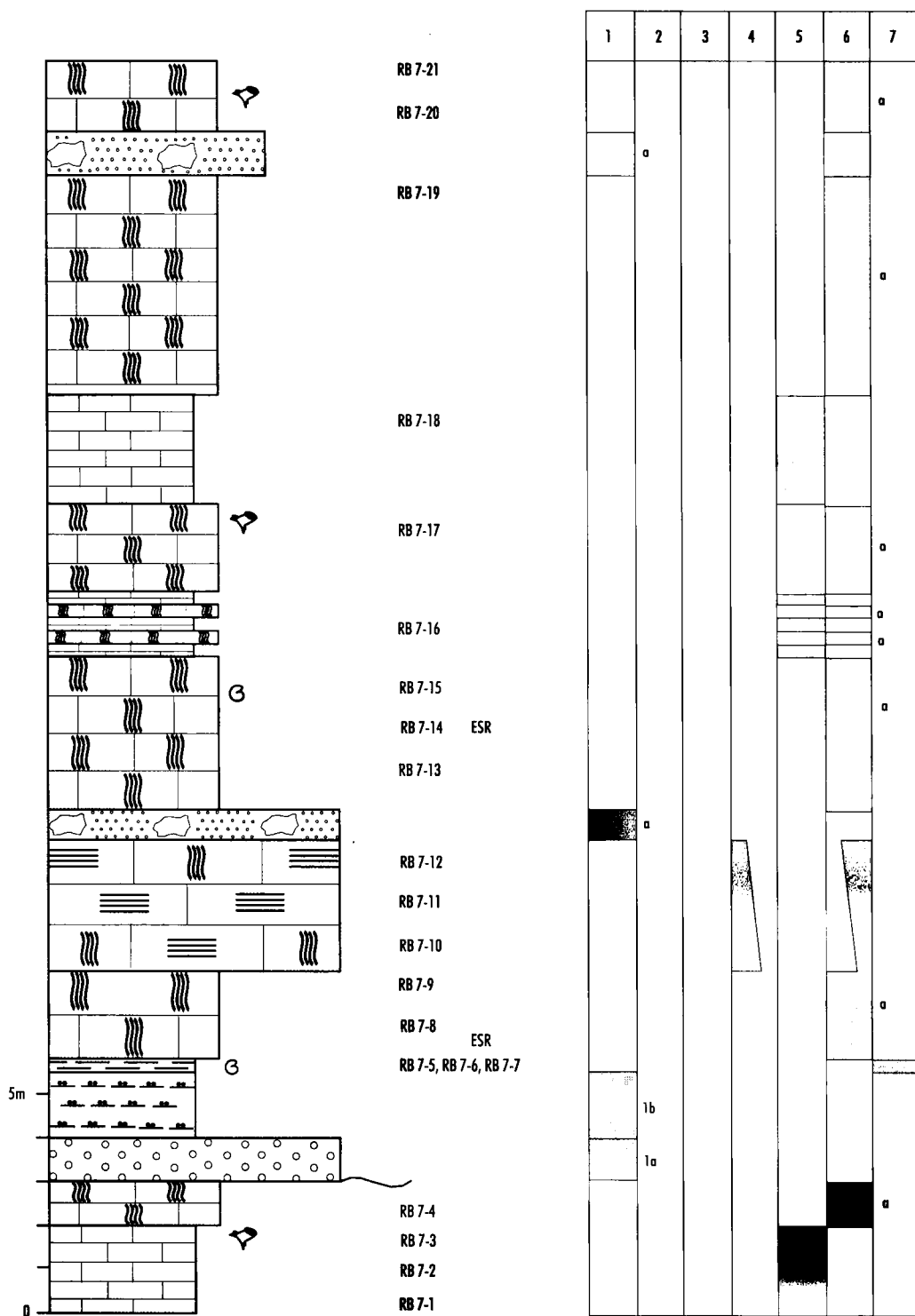


Figura 23. Corte RB7 (Terraza travertínica intermedia) de la zona de Río Blanco (Macrofacies e isotopía).

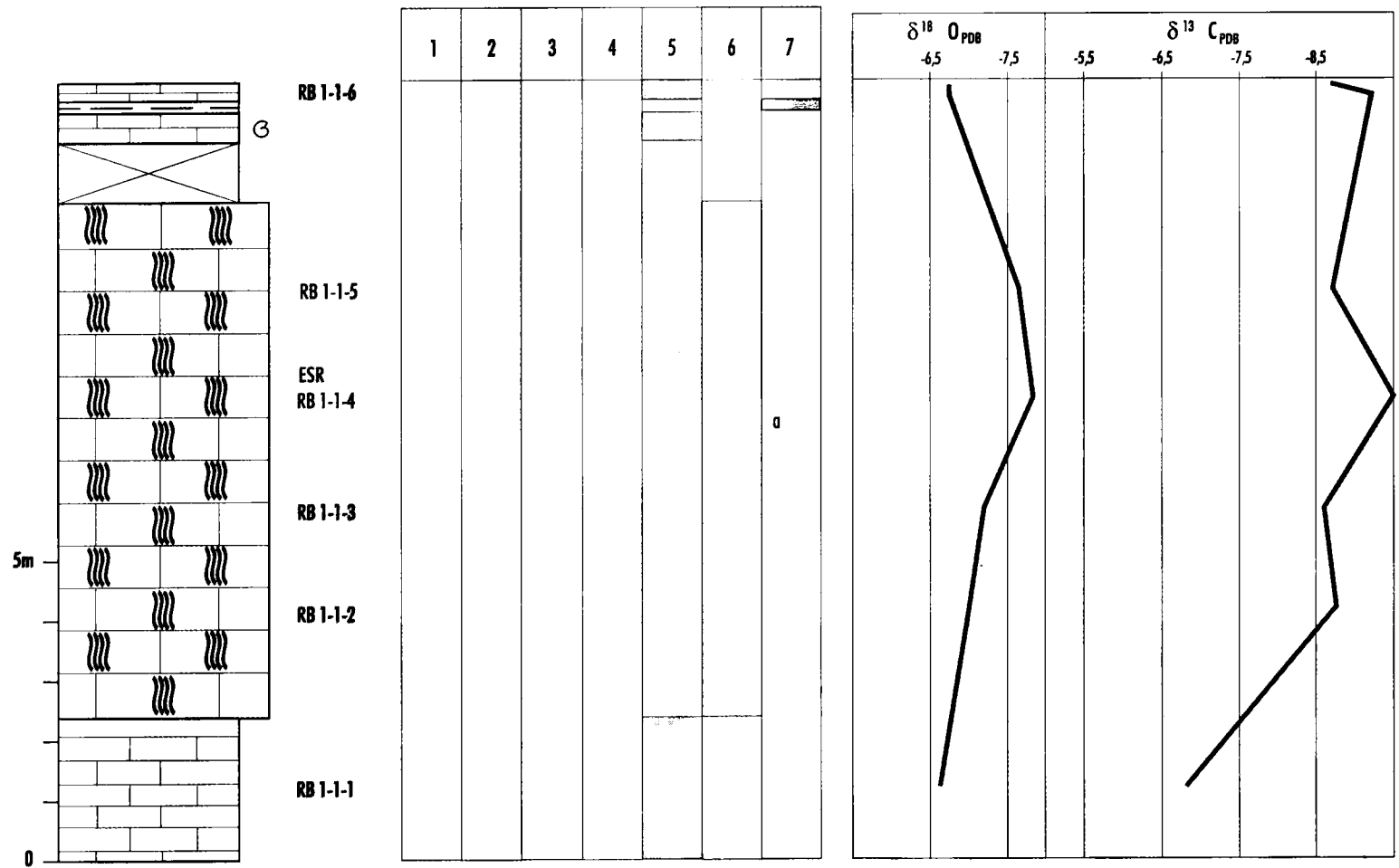


Figura 24. Corte RB1 (Terraza travertínica inferior) de la zona de Río Blanco (Macrofacies e isotopía).

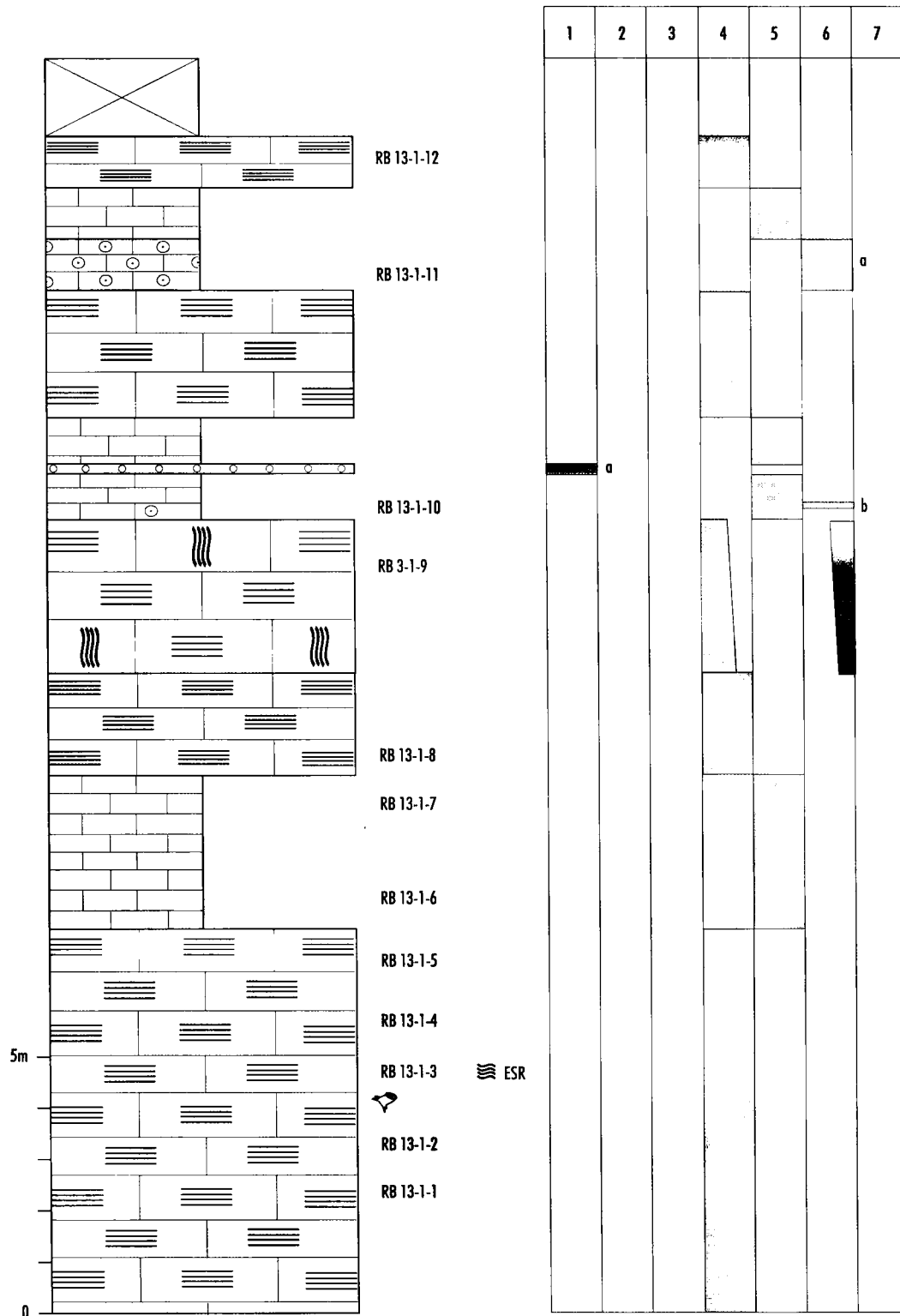


Figura 25. Corte RB13 (Terraza travertínica inferior) de la zona de Río Blanco (Macrofacies e isotopía).

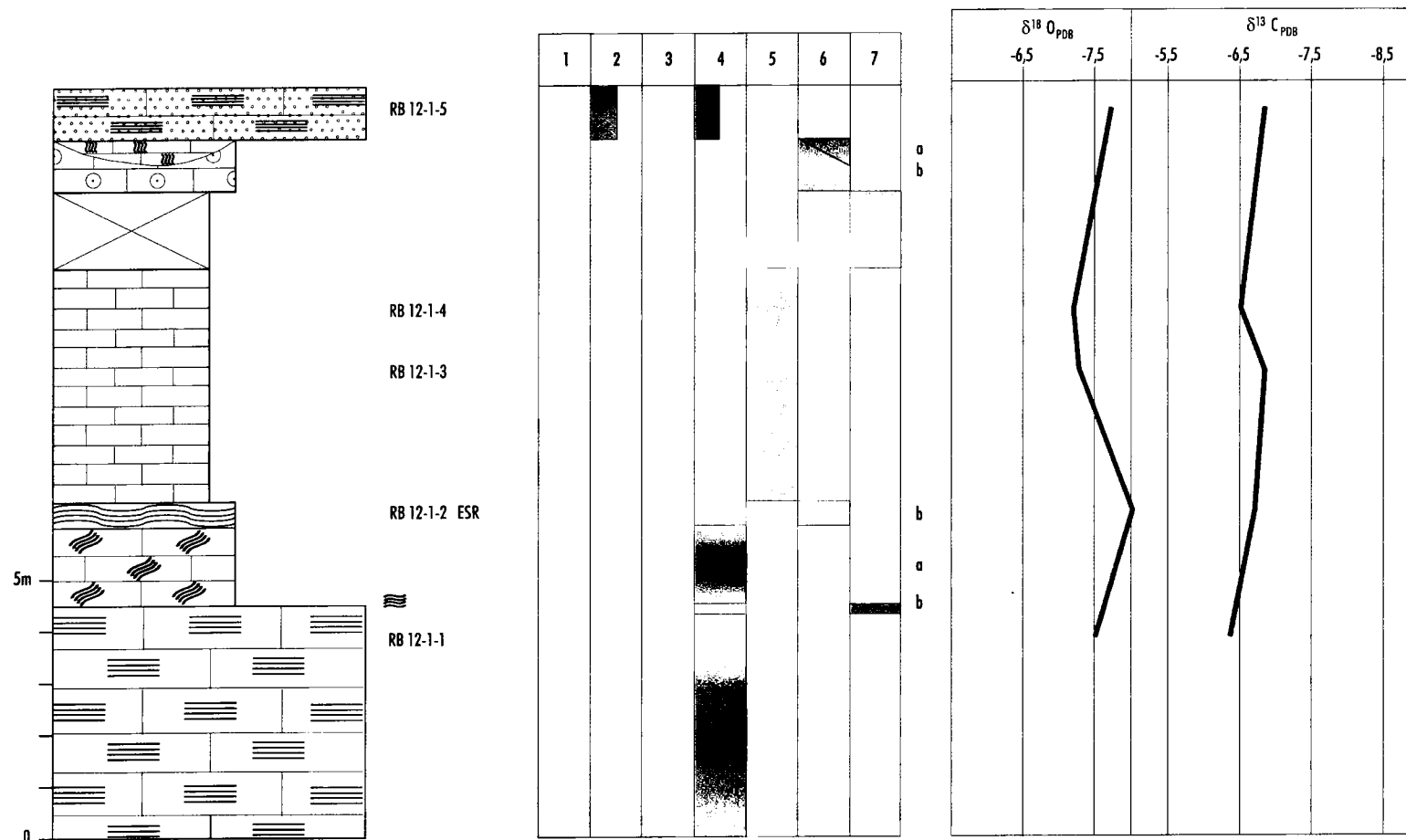


Figura 26. Corte RB12 (Terraza travertínica inferior) de la zona de Priego (Macrofacies e isotopía).

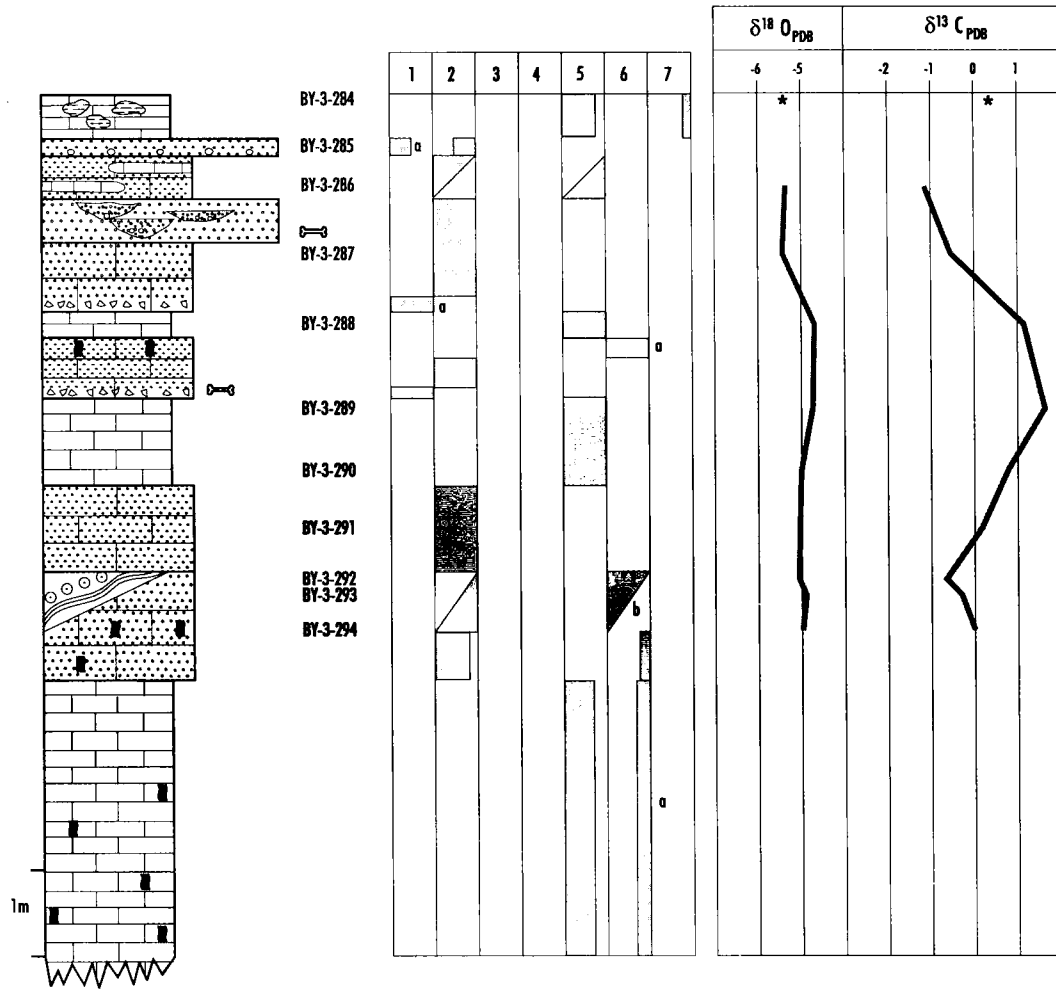


Figura 27. Corte BY3 (plataforma) de la zona de Banyoles (Macrofacies e isotopía).

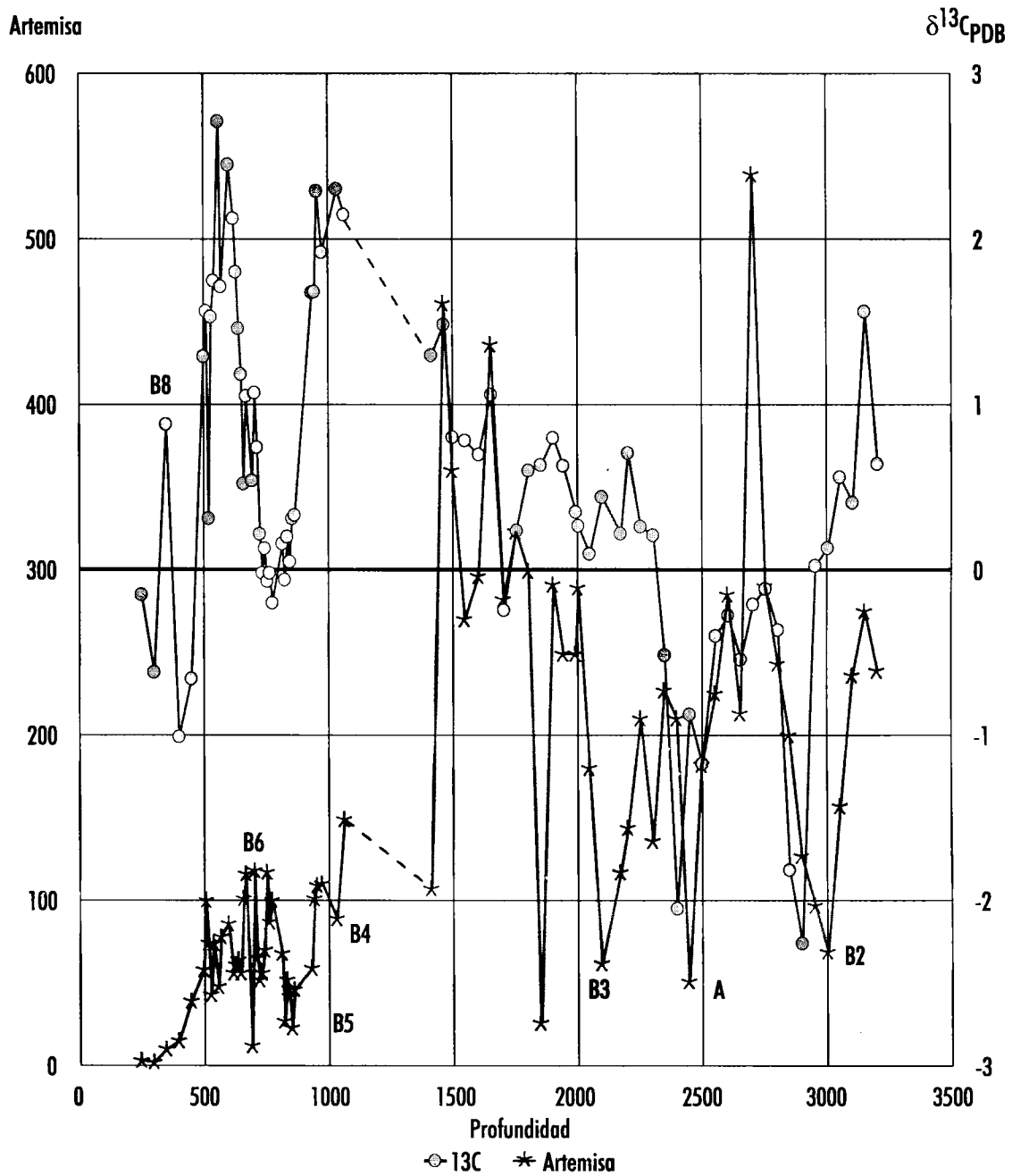


Figura 28. Evolución de la frecuencia de granos de polen de Artemisa/ $\delta^{13}\text{C}$ en el sondeo de Banyoles (BY1).

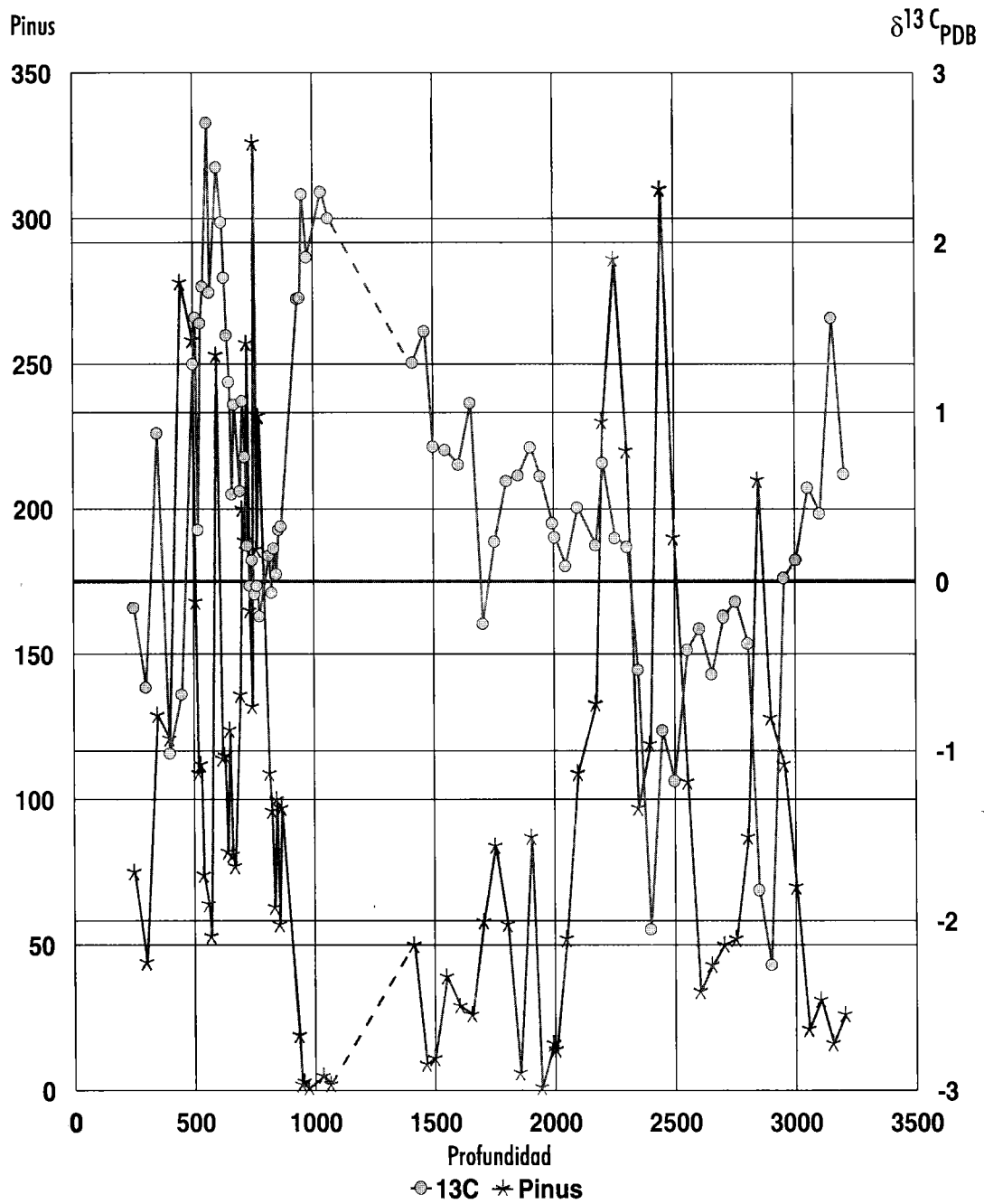


Figura 29. Evolución de la frecuencia de granos de polen de *Pinus*/ $\delta^{13}C$ en el sondeo de Banyoles (BY1).

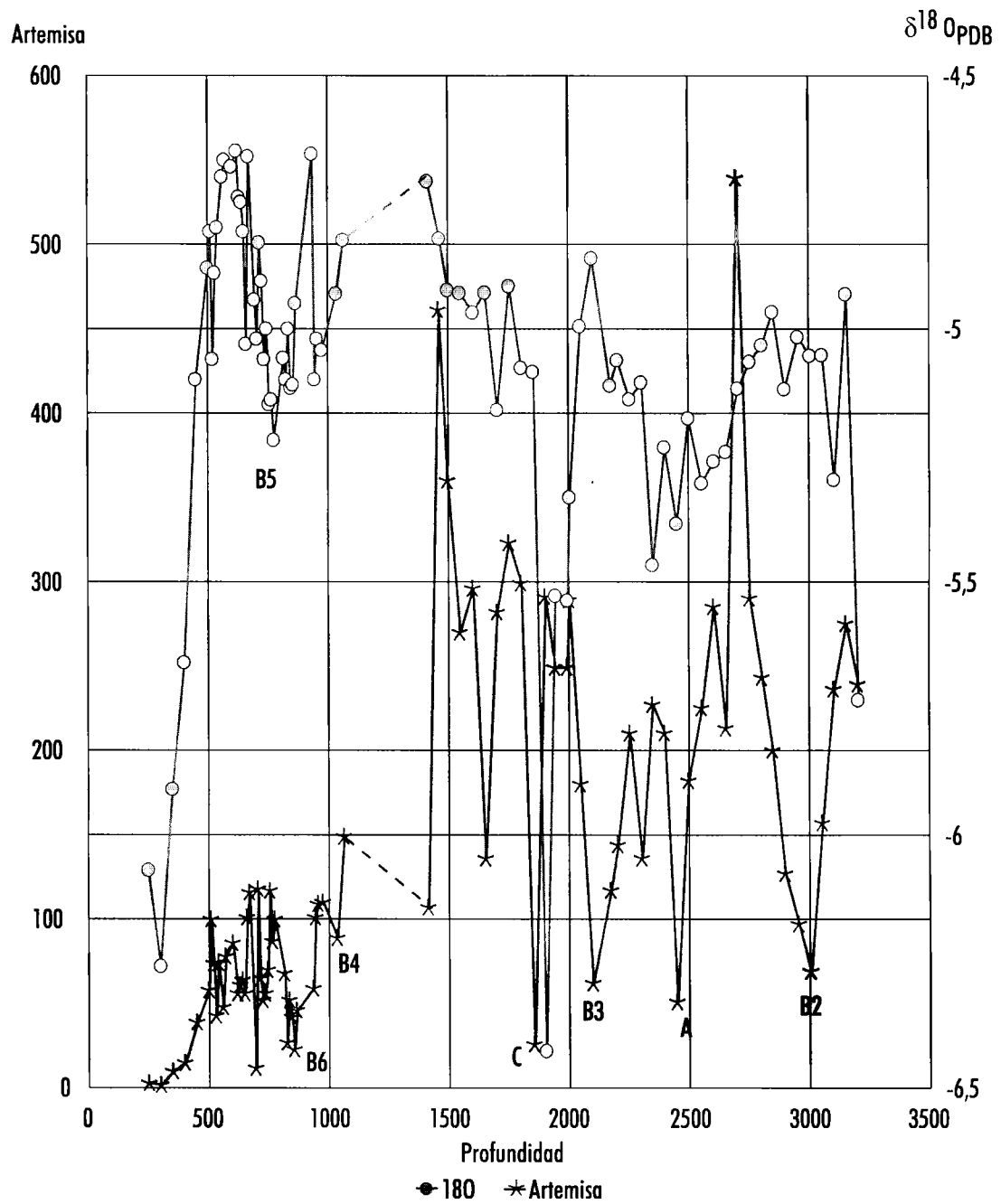


Figura 30. Evolución de la frecuencia de granos de polen de Artemisa/ $\delta^{18}O$ en el sondeo de Banyoles (BY1).

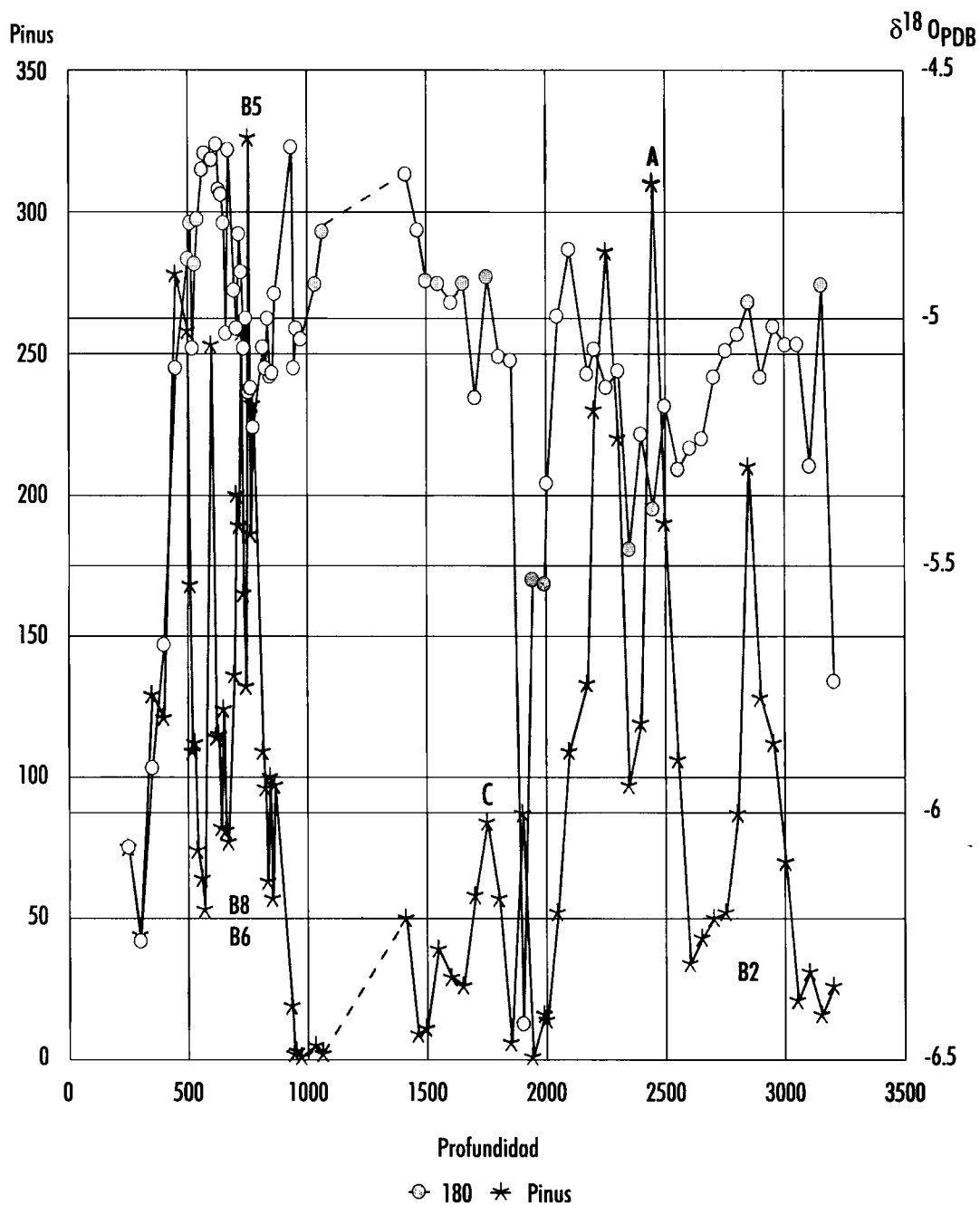


Figura 31. Evolución de la frecuencia de granos de polen de Pinus/δ¹⁸O en el sondeo de Banyoles (BY1).

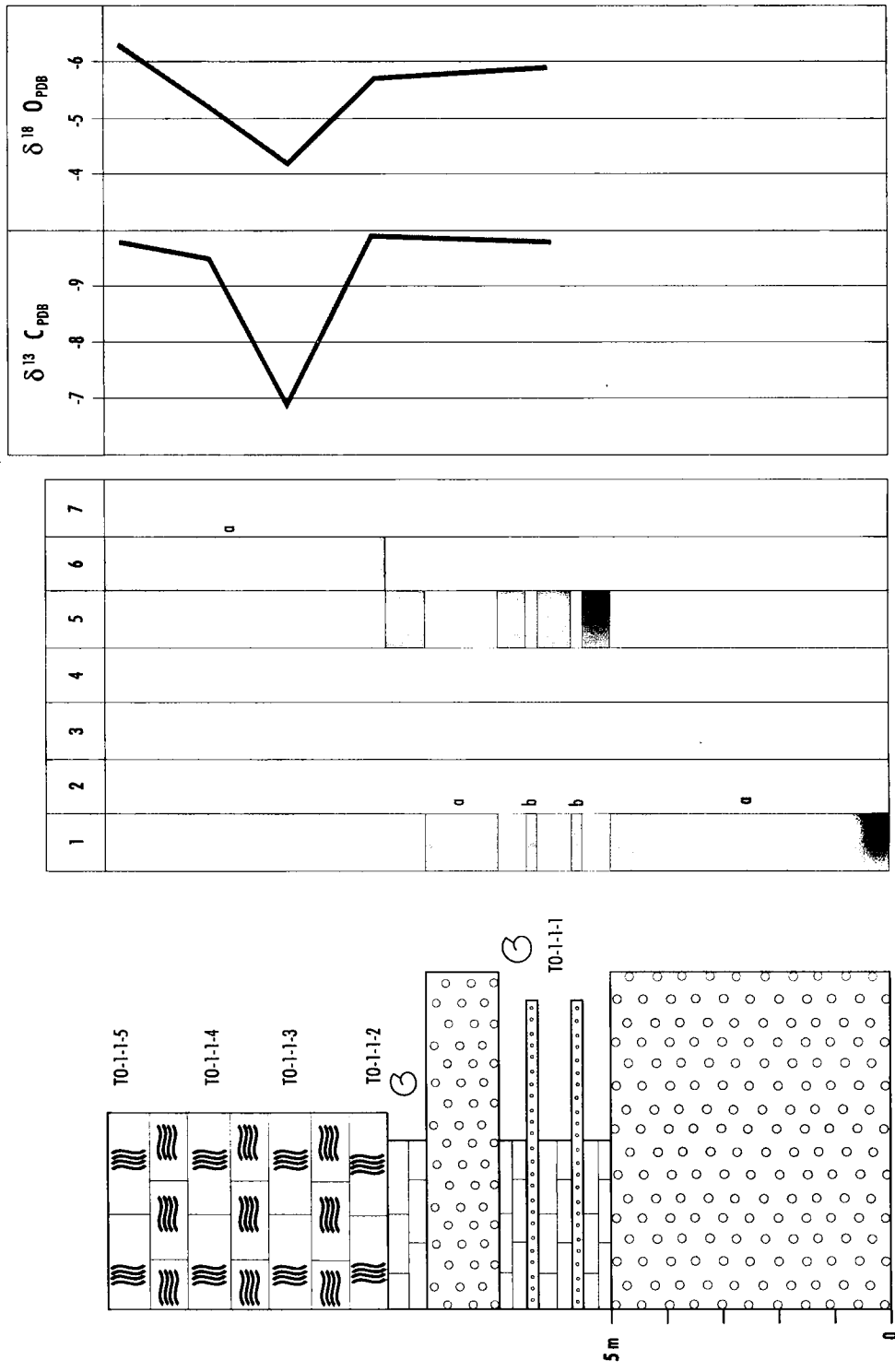


Figura 32. Corte TO-1-1 (Tolox s.s. T) de la zona de Tolox.

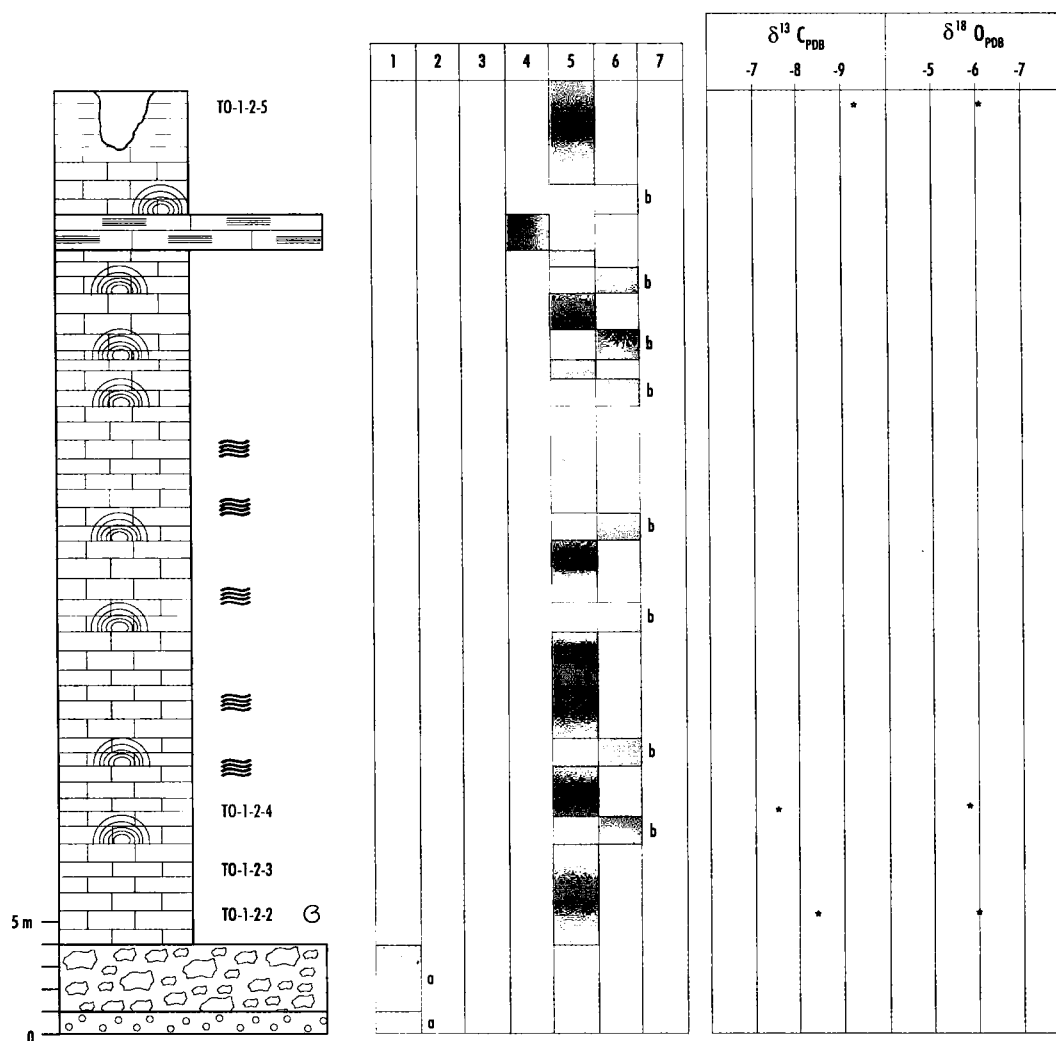


Figura 33. Corte TO-1-2 (Tolox s.s. T₂) de la zona de Tolox (Macrofacies e isotopía).

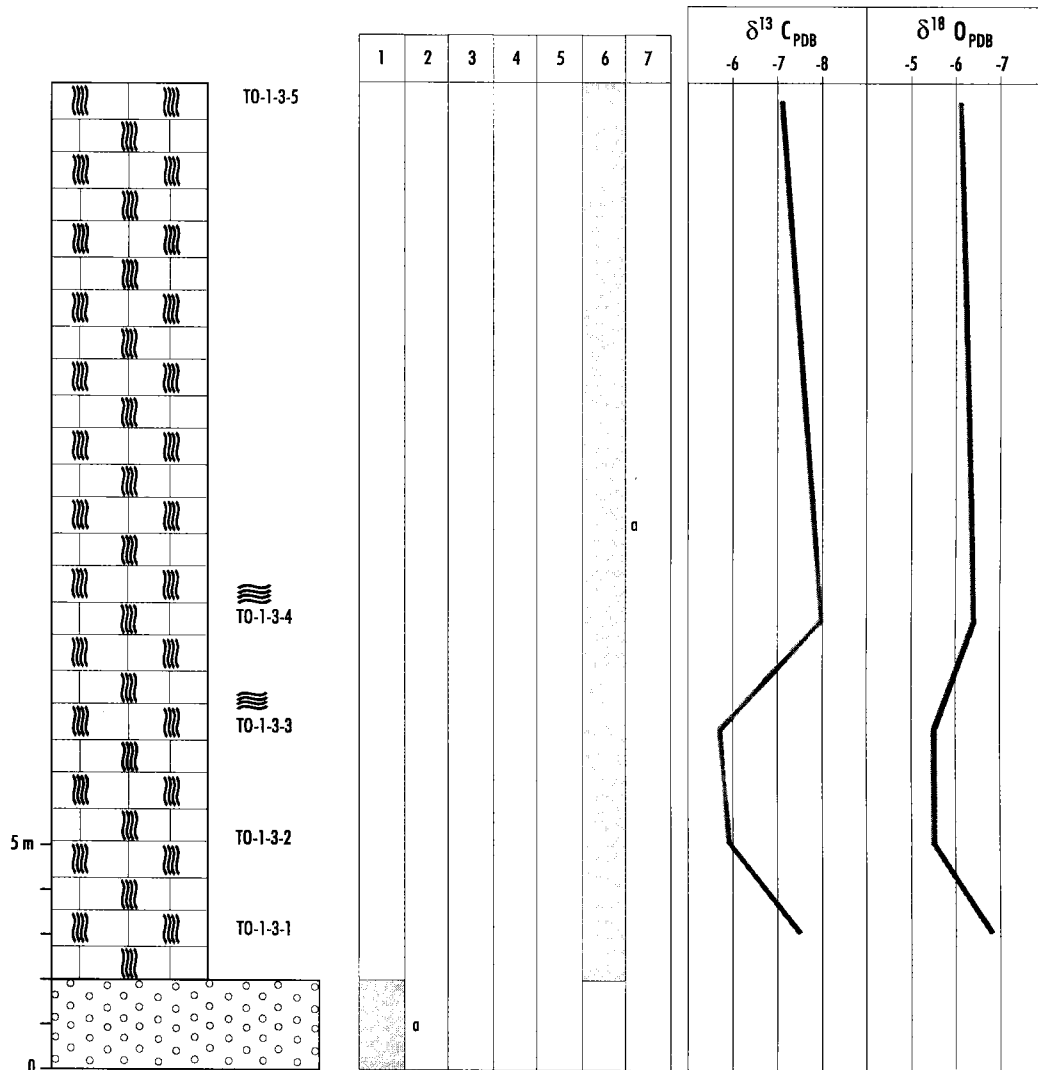


Figura 34. Corte TO-1-3 (Tolox s.s. T₃) de la zona de Tolox (Macrofacies e isotopía).

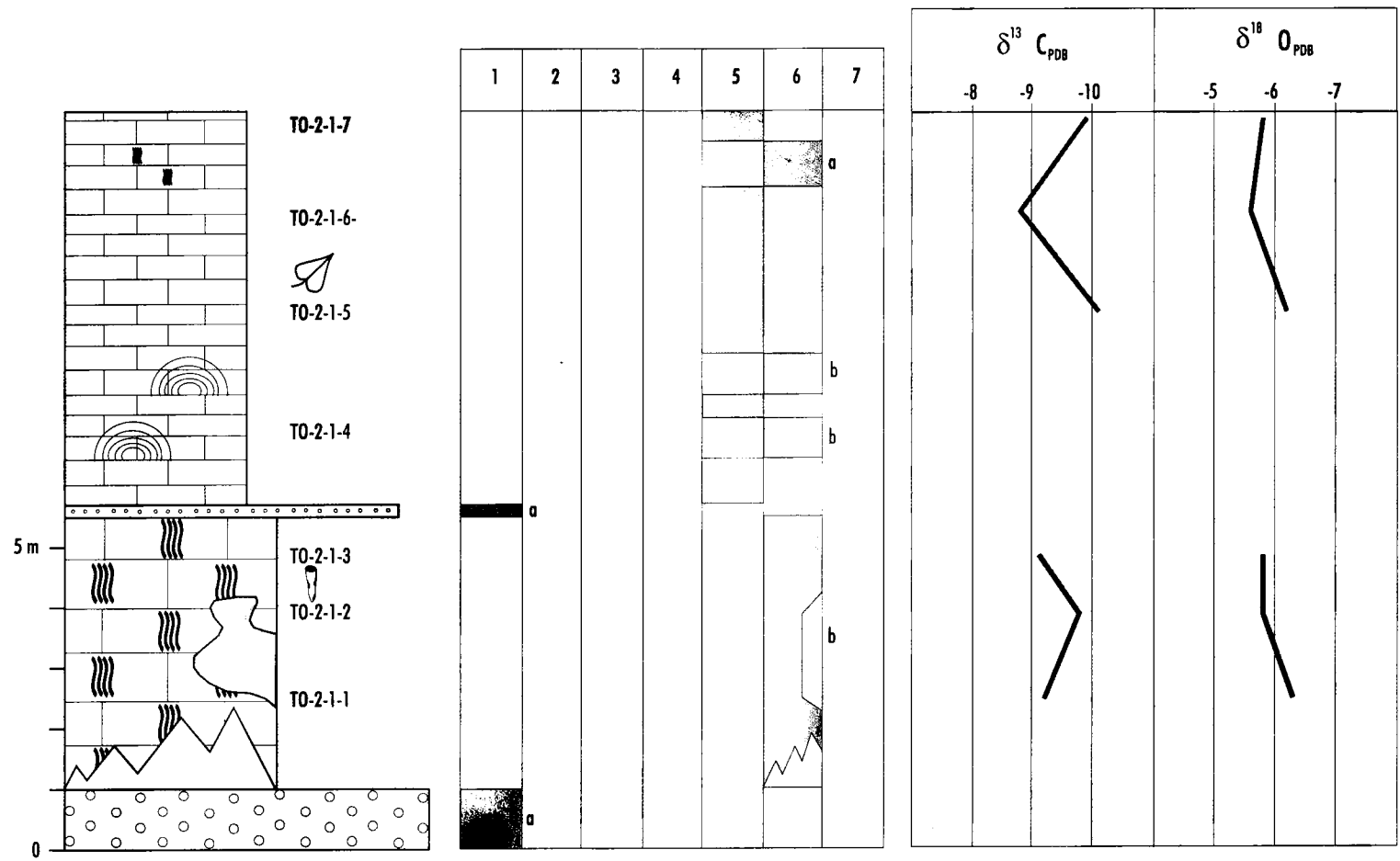


Figura 35. Corte TO-2-1 (Jorox T₁) de la zona de Tolox (Macrofacies e isotopía).

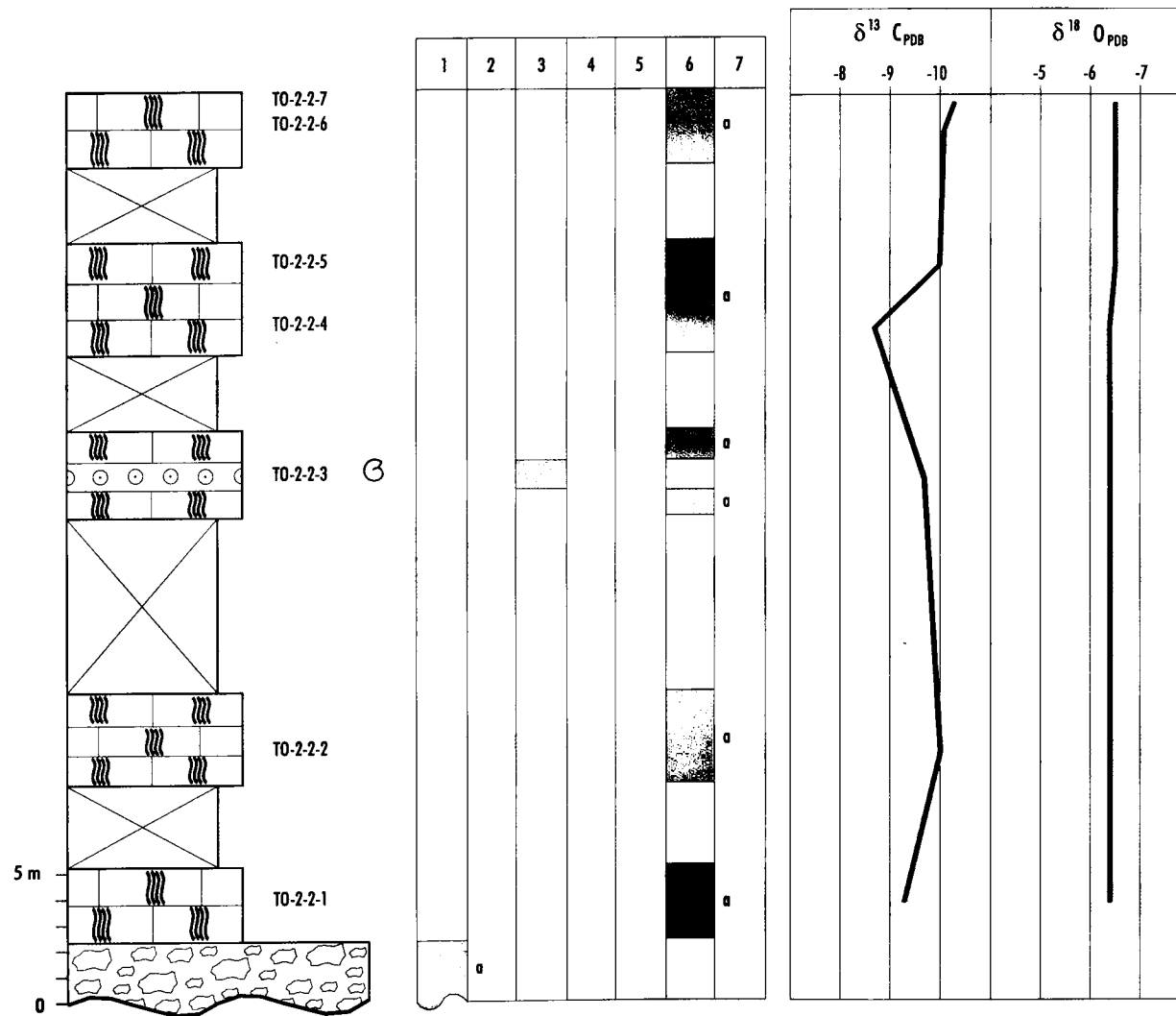


Figura 36. Corte TO-2-2 (Jorox T₂) de la zona de Tolox (Macrofacies e isotopía).

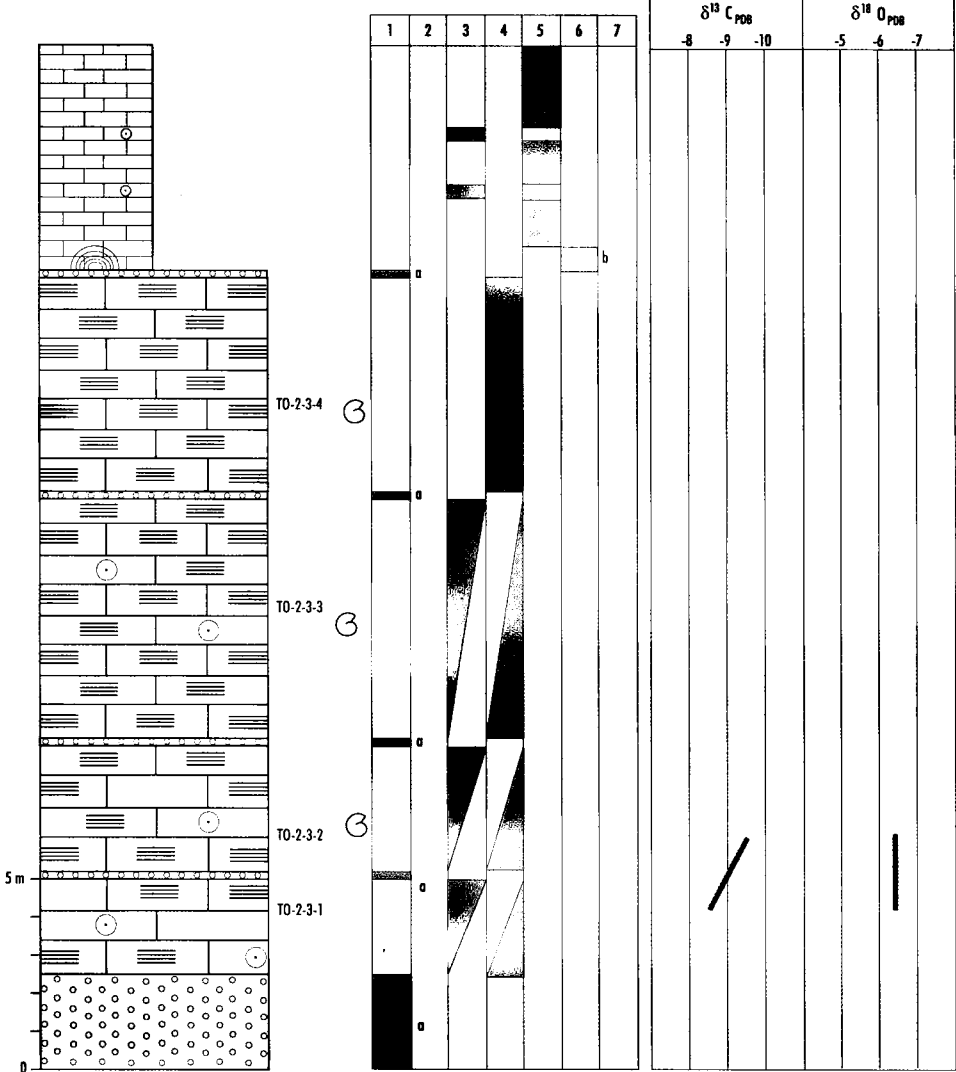


Figura 37. Corte TO-2-3 (Jorox T3) de la zona de Tolox (Macrofacies e isotopía).

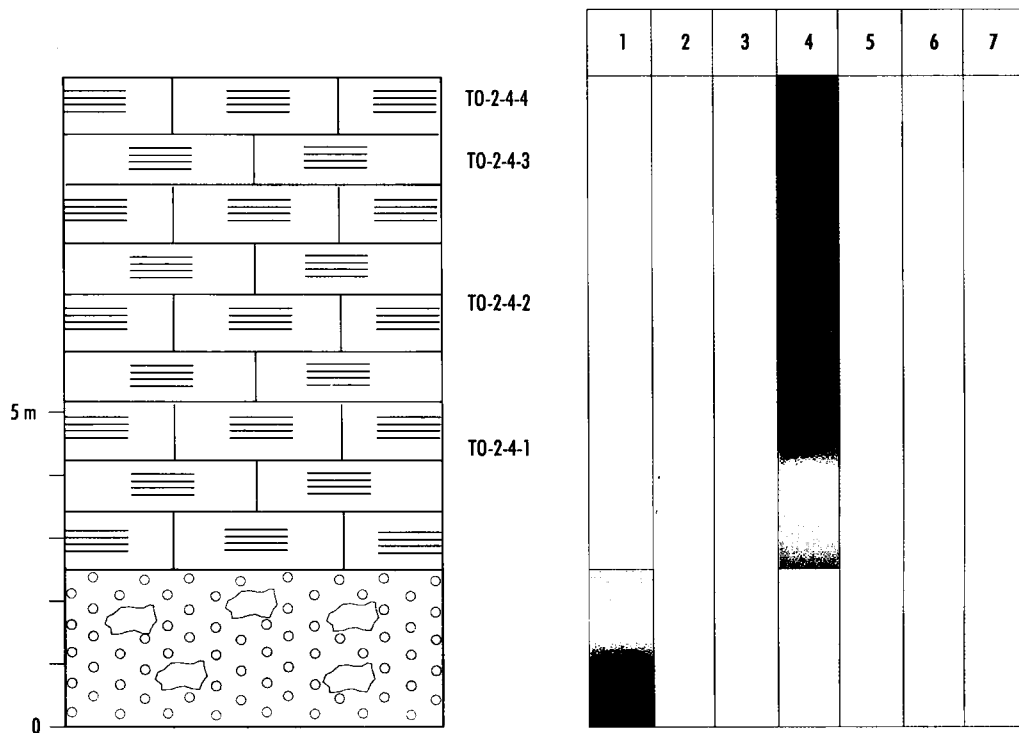


Figura 38. Corte TO-2-4 (Jorox T₃) de la zona de Tolox (Macrofacies).

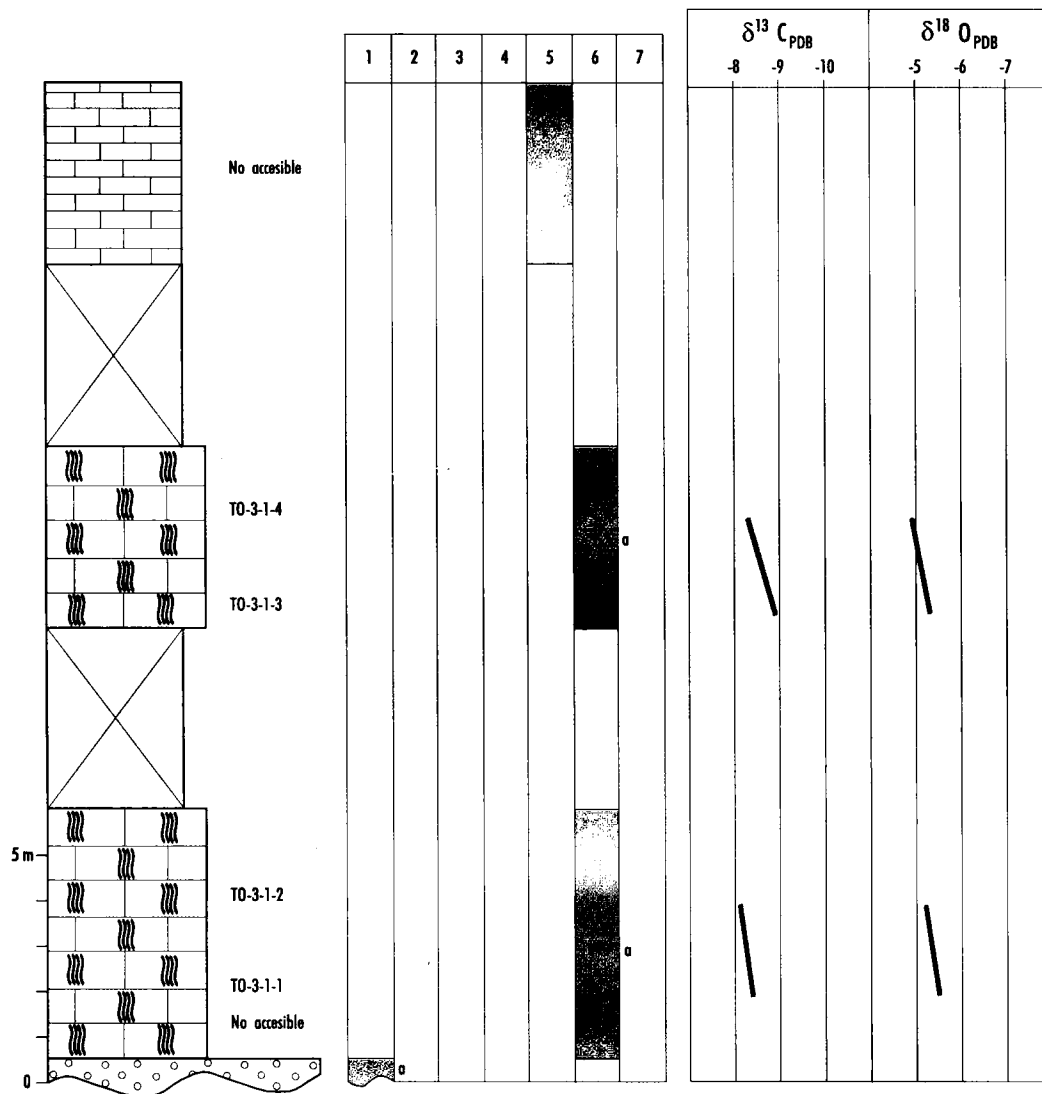


Figura 39. Corte TO-3-1 (Yunqueira T₁) de la zona de Tolox (Macrofacies e isotopía).

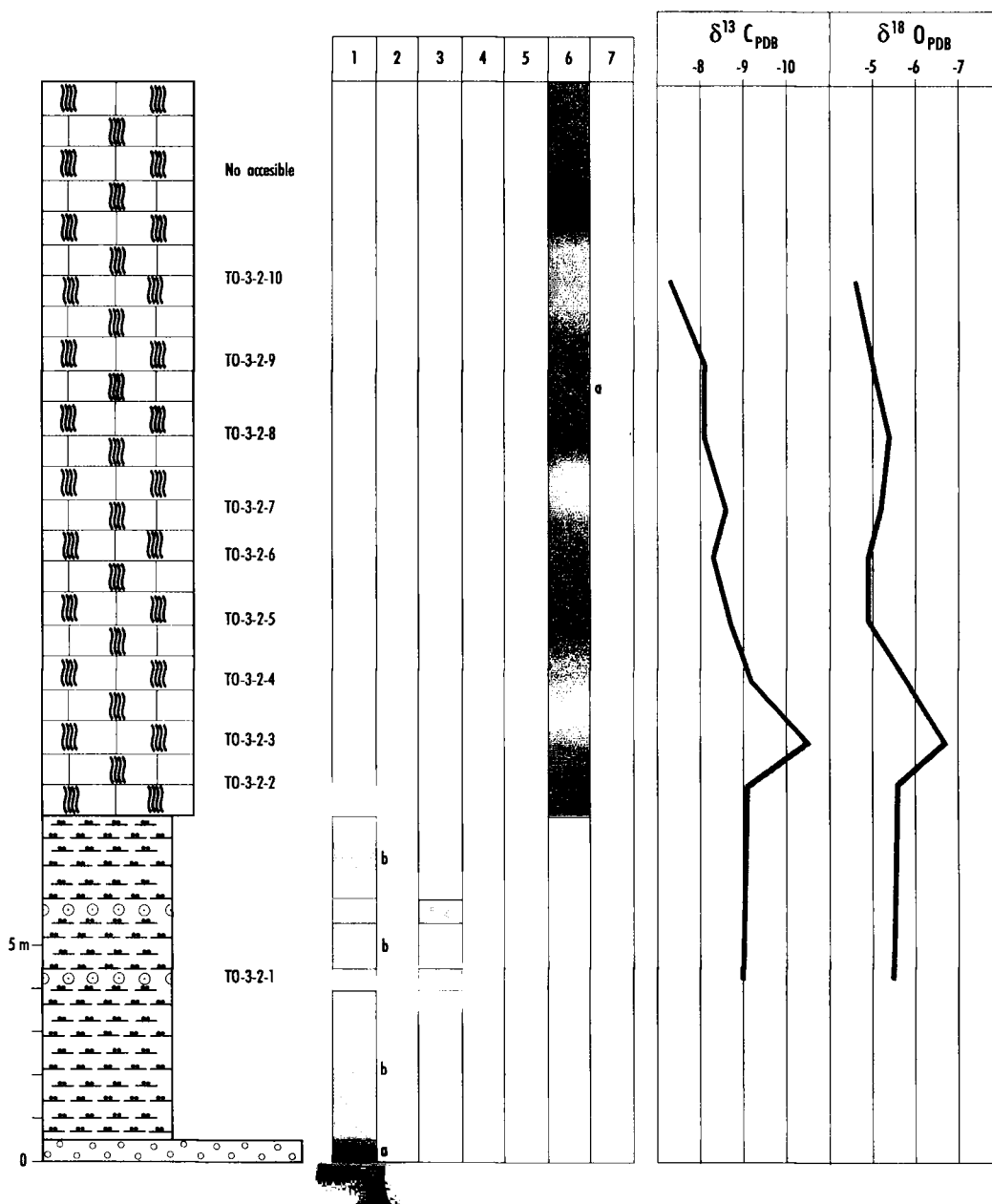


Figura 40. Corte TO-3-1 (Yunquera T₂) de la zona de Tolox (Macrofacies e isotopía).

7

CONCLUSIONES: EVOLUCION PALEOAMBIENTAL. EL CLIMA Y EL PAISAJE

El clima

Ya se han citado los aspectos limitantes del uso de los análisis de isótopos estables de carbono y oxígeno en materiales de origen travertínico, aunque como dato de referencia, según Andrews *et al.* (*op. cit.*), la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ oscila entre -5 y -12 por mil en medios fluviales y entre +3 y -6.4 por mil en medios lacustres. La vía de enriquecimiento en $^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ en medios fluviales, proviene de la disolución de carbonatos marinos en áreas karstificadas y, en áreas lacustres, del establecimiento de equilibrio isotópico entre el HCO_3^- disuelto en el agua y el CO_2 atmosférico; en medios fluviales la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ se mantiene con pocas variaciones, sugiriendo que éstas, se deben a evaporación local. En áreas lacustres las aguas son, isotópicamente, más pesadas que las fluviales.

Para intentar obtener indicaciones paleoclimáticas, paleoambientales *s.l.*, de los datos isotópicos de los travertinos y/o espeleotemas, se van a asumir algunas simplificaciones: en lo que respecta a $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, parece adecuado suponer que era muy similar la composición litológica de las cuencas hidrográficas (rocas calcodolomíticas marinas del Mesozoico), por ello, las variaciones en $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, se podrán correlacionar con las de la cubierta vegetal de las áreas que rodeaban los cursos fluviales y con las plantas acuáticas que los colonizaron.

La $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ se debe interpretar de forma más tentativa, ya que es posible que se pueda dar un importante fraccionamiento isotópico, a favor del $^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, por evaporación en zonas confinadas o cuasi confinadas (responsables de las facies palustres). Por ello, esta interpretación se hará teniendo en cuenta las macrofacies descritas para cada tramo desmuestado. El análisis de las microfacies validará las conclusiones anteriores.

Se usarán como valores de referencia ambiental los de los travertinos pliocenos de la Mesa de Ocaña, que oscilan entre -7.43 y -8.23 y marcan los valores mínimos de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$. Estos materiales fueron estudiados por Sanz-Montero (1994).

Del análisis de los histogramas de los valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ de las muestras de Priego, Fig.-42, se puede concluir que si las variaciones de $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ son indicadoras de las características de la cubierta vegetal del área, éstas, durante los períodos de deposición activa de travertinos, resultaron ser extraordinariamente similares entre ellas, con la única excepción de la última terraza T₇, que se desliza hacia valores indicativos de menor predominio de

gramíneas y, por lo tanto mayor abundancia de plantas de follaje (árboles y arbustos). Los valores que definen el momento paleoambiental plioceno de la Mesa de Ocaña, sólo son alcanzados por algunos de los correspondientes a la terraza T₆, que se depositó en un importante interglaciar (Eem).

En lo que respecta a la evolución en la vertical de los valores se pueden realizar las acotaciones siguientes:

La $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ aparece con valores mínimos en los travertinos de talos de Chara, marcando un aumento en las micritas palustres en la terraza T₁ (PR5)

En la terraza T₂ (PR1) hay una inflexión hacia valores menos negativos en un nivel con laminación estromatolítica, mientras que en las arenas bioclásticas se marca un súbito aumento en la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, marcando un aumento en el "input" hídrico al sistema, posiblemente por una alteración de la cobertura vegetal.

La terraza T₄ (PR-8) se detecta una fenomenología similar a la de la terraza primera: la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ es alta en los niveles de travertinos de talos de Chara en posición de vida, y sube progresivamente con la aparición de travertinos de talos caídos y travertinos micríticos palustres; parece que hay un empobrecimiento en la cantidad de agua disponible en el sistema.

En la terraza T₆ (PR-6) la evolución de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ sigue una evolución similar a lo descrito para otras terrazas más antiguas.

La terraza más baja T₇ (PR-3) confirma que la presencia de facies de travertino de talos de Chara indica un descenso evidente de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, la cual es muy sensible a la aparición de facies que indiquen deterioro del medio ambiente (facies palustres), de forma que inflexiones de la línea que une los valores de relación isotópica, definen la aparición de algunos de los episodios de lutitas palustres.

Estos hechos confirman la interrelación Macrofacies- $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ -Ambiente ("input" hídrico disponible).

Los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, correspondientes a cuatro muestras de los depósitos travertínicos del Plioceno superior de la Mesa de Ocaña, oscilan entre -6.28 y -7.38, aunque tres de ellas están entre -6.28 y -6.32, valores que raramente se alcanzan en los travertinos de Priego.

Si se admite que el valor de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ es un indicador de paleotemperatura, parece claro que las terrazas de Priego, Fig.-42, se depositaron en momentos de historia térmica similar, algo más baja

que las correspondientes al Plioceno superior, aunque la terraza T_2 podría corresponder a un momento más cálido con valores más altos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$. Si se comparan los recorridos de las muestras, solo la terraza T_2 muestra un peso importante de valores elevados, que corresponderían con los "marcadores pliocenos" de la Mesa de Ocaña, lo que coincide con las conclusiones derivadas de comparan las modas. No se ha obtenido datación de esta terraza, pero está poco diferenciada de la T_1 , que posee una edad numérica (AARD) que la situaría en un importante interglaciador (Cromer).

Veamos como se producen las variaciones según la vertical en cada nivel de terrazas.

La terraza T_1 (PR5) tiene pocos análisis, pero se observa que hay una tendencia a la disminución de los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ de muro a techo.

La terraza T_2 (PR1), posee unos valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ bastante homogéneos en la base, con una inflexión hacia valores crecientes en el nivel con laminación estromatolítica, que se podría interpretar como un leve calentamiento en el sistema. Esta pequeña variación queda totalmente disminuida por la brusca alteración que sufre en el nivel bioclástico, en el que se marca un calentamiento brusco, que junto con la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ explicaría la destrucción de la cubierta de frondosas a favor de gramíneas.

En la terraza T_4 (PR8), la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ va a mostrar una evolución similar a la de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$: un aumento térmico en el paso de travertino de talos de *Chara* a travertino de fitoclastos y travertino micrítico palustre, que hacia techo se invierte en el mismo sentido.

En la terraza T_6 (PR6) la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, tiene un comportamiento similar al descrito para otras terrazas más antiguas: parece que la facies de travertino de tallos caídos (fitoclastos) viene acompañada de un aumento térmico, mientras que las facies de talos de *Chara* en posición de vida indican unas condiciones menos cálidas.

En la terraza T_7 (PR3) la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ se mantiene muy estable y con valores similares a los que se dan en las mismas facies (travertinos de *Chara* y de tallos caídos) en otras columnas ya analizadas. Marca un empeoramiento ambiental (subida térmica a techo de la serie).

En los Travertinos fluvio-lacustres de Río Blanco, al igual que ocurrió en Priego, hay una neta diferenciación de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ en función de la facies dominante en el momento de su depósito, Fig.-43. El depósito más antiguo (RB4) muestra valores similares a los de los travertinos pliocenos de la

Mesa de Ocaña. Los travertinos del Riss-Würm, tienen valores superiores, lo que también ocurre en la mayor parte de las columnas de las terrazas más modernas de la zona, con edades entre 30 y 70ka. De este grupo, destaca netamente el corte RB1, que muestra una $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ con valores más negativos que los de los travertinos pliocenos. La datación por racemización de aminoácidos de este corte, reveló que su edad oscilaba entre 10 y 30ka, y dada su cota relativa se asimiló al grupo de terrazas con edad entre 30 y 70Ka; la diferencia isotópica plantea la posibilidad de que se trate de un depósito mucho más reciente, finipleistoceno o incluso holoceno.

En lo que respecta a la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ los escasos valores provenientes de la terraza más antigua T_4 del sector Chorroneas, entre 200 y 300 ka, quedan incluidos en el rango de la Mesa de Ocaña. La terraza de edad entre 100 y 140Ka, nivel T_4 del sector Central Eléctrica muestra valores de los que solo los más inferiores, son más bajos que los del Plioceno de la Mesa de Ocaña.

Si se admite que el valor de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ es un indicador de paleotemperatura, hay que coincidir en que los valores de Río Blanco destacan sobre los de Priego, porque alcanzan valores más negativos, quizás reflejo de la altitud del sitio.

Pasaremos finalmente a describir y a analizar la evolución de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ en la vertical de algunas de las columnas estratigráficas:

De la terraza más antigua RB4 (220-300Ka) hay pocos datos para poder opinar, aunque parece que la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ se hace más negativa a techo. La terraza de edad Riss-Würm, corte RB7, terraza T_4 del sector de la Central Eléctrica, muestra una neta correlación de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ y de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, de manera que las evoluciones de la primera son seguidas por la segunda. Los valores máximos de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ tienden a correlacionarse con las facies de menor energía de los travertinos (travertinos micríticos palustres). Hay una neta diferencia de los valores de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ de los dos tramos de la base y de los superiores: netamente más altos en los primeros.

En el corte RB12 la interrelación de facies de travertinos micríticos palustres -valores máximos de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, está clara. En este caso el comportamiento de las relaciones isotópicas del oxígeno y del carbono es opuesto: aumenta la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ y disminuye la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, más o menos como ocurre, de forma no tan marcada, en el tercer tramo del corte RB7. Los valores extremos de la relación isotópica

no difieren excesivamente de los determinados en los travertinos del Plioceno de la Mesa de Ocaña.

En los Travertinos lacustres de Banyoles, los datos paleobotánicos indican claramente la filiación pliocena e impronta cálida característica de los depósitos de Incarcal, según Villalta y Vicente (1972) y Roiron (1983). La flora de la Bóvila Ordis (BO1), con representantes arcaicos que desaparecen a partir del Cromer, inicio del Pleistoceno medio, tiene componentes modernos que hablan de un bosque denso con componentes hidrófilos y termófilos. En la plataforma de Banyoles, Menéndez Amor (*op. cit.*), se configura un bosque abierto con abundancia de Oleáceas en un contexto cronológico Pleistoceno superior.

El sondeo de Banyoles (BY1), Pérez-Obiol y Juliá (*op. cit.*), presenta las siguientes características: un neto interestadial entre -27 y -30ka en la base de la secuencia; le sigue un pleniglaciár que finaliza abruptamente a -14.4ka; la secuencia tardiglaciár se establece concordante con la definida para Europa: Interestadio Bollig-Allerod + Dryas moderno, -12 ka. + Corto período de mejora climática + Evento frío (11.ka) antes del Holoceno.

El Pleniglaciár aparece dividido en dos (B1 y B3) por un interestadio (B2). Domina el polen de *Pinus*, *Artemisia* y *Poaceae*. El Interestadial viene marcado por un aumento en *Pinus*, *Quercus* y *Betula*, acompañado de un descenso en *Artemisia* y *Chenopodiaceae* (entre -27 y -30ka). De acuerdo con los datos palinológicos, el final de las condiciones glaciares se produce en la culminación de la zona B4, momento en el que hay una cobertera (local?) esteparia con gran expansión de *Artemisia*. En este momento, tiene lugar, Van Campo (1984), la máxima reducción de la zona cubierta por la banquisa, de forma que se vierten al mar grandes cantidades de agua fría. La temperatura del océano descende. B5 representa el período Bollig-Allerod en el que, según Duplessy *et al.* (1981), no se produce entrada de agua de deshielo en el mar, aunque hay mejoría climática. La zona B6 marca la reexpansión de vegetación abierta con ascenso en la frecuencia de *Artemisia* y *Ephedra*. Se corresponde con el Dryas superior. En la zona B7 se produce un aumento en la presencia de polen arbóreo, aunque descende el de *Pinus* y aumentan los de *Juniperus*, *Betula* y *Acer*. La zona B8 es claramente holocena, se hacen dominantes especies mesófilas como *Quercus* y *Corylus*.

El diagrama de la Fig.-44, análisis bivariante de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ y de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, no es especialmente ilustrativo aunque permite realizar las siguientes

observaciones: los datos correspondientes a los materiales pliocenos de Incarcal (BY5) constituyen una nube de puntos singular, caracterizada por la pequeña variación intermuestral de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, que siempre tiene valores positivos, aunque con los máximos de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$. En el extremo opuesto se sitúan los puntos representativos de las muestras de Les Estunes, columna no estudiada, pero que corresponde al intervalo Eem-Würm medio (hasta -40ka). En este caso los valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ son similares a los de Incarcal, pero la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ es fuertemente negativa. Plaça de les Rodes (BY8) no difiere notablemente de las muestras del sondeo Banyoles (BY1). De hecho tiene una dispersión muy similar. Las muestras de Riera2 (BY7) tienen valores muy positivos de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$.

En el histograma de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, Fig.-45, existe una predominancia de valores positivos, hecho que no se repite en ninguna de las otras áreas comprendidas en este proyecto. Prácticamente todos los valores se concentran entre +1.0 y -2.0. Como dato de referencia, valga que al describir los valores isotópicos en espelotemas, Torres *et al.* (1994A), se citó que para este tipo de depósitos, en el caso de presencia exclusiva de plantas del ciclo C3, el valor esperado de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ sería de -12.8, mientras que en el caso contrario, sólo plantas herbáceas con ciclo C4, el valor de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ esperado sería de +1.2.

En el histograma de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$, Fig.-45, existe una neta concentración de valores entre -4.8 y -5.2, con la moda en -5.0. Los valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ del corte BY5 (Incarcal) difieren enormemente de los determinados en travertinos pliocenos (Mesa de Ocaña), que son mucho más negativos. El corte BY3 corresponde a la Pedrera de la Mata y en su parte central posee una neta inflexión en la que se alcanzan valores positivos de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, que en orden paleoambiental se podría interpretar como un momento álgido de deforestación. El corte RB8, de la Plaça de les Rodes, según Brusi (*op.cit.*), especialmente cubre el pleniglaciár entre -40 y -30ka, lo que quizás podría explicar que todos los valores sean tan marcadamente positivos, llegando a un valor anómalo de +3.0. Algo similar se detecta en el corte BY9 (Vila Olímpica) en la base del corte, con un valor improbable de +5.0.

El sondeo de Banyoles (BY1) ofrece una oportunidad única: es fértil, palinológicamente, a lo largo de todo su desarrollo, de manera que se posee un registro paleobotánico continuo de parte del Pleistoceno superior y Holoceno; es carbonatado en todo su desarrollo excepto en unos decímetros

terminales. Ello implica que se han podido tomar muestras a lo largo de todo el mismo, determinándose sus $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ y $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$.

Asumiendo que las variaciones, hacia valores más negativos de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, obedecen a persistencia de plantas superiores (árboles y plantas de follaje), mientras que aumenta, hasta hacerse positiva cuando dominan plantas herbáceas, de la comparación entre las $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ y la palinología, se deduce que: el pleniglacial B1 se detecta netamente, así como la mejora climática B2. Dentro del pleniglacial B3 hay una pulsación de mejora (A) y otra dudosa.

La mejora B4 de final del peniglacial parece que no se dio con regularidad sino a saltos, de forma que la mejora del Bollig-Allerod (B5) es el pico final de una evolución en diente de sierra. Isotópicamente el Dryas (B6) se observa con nitidez, así como el Holoceno. La significación de las oscilaciones de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ es menor.

En los Travertinos de abanico aluvial de Tolox, los datos paleobotánicos de Delannoy *et al.* (op. cit.) se pueden resumir como sigue: confirman que los travertinos se depositan en óptimos climáticos, que en la zona de trabajo, y en especial en el Eem, testimonian un medio forestal mixto de robles caducifolios (*Quercus faginea*) y adelfas (*Nerium oleander*), un contexto mesomediterráneo. Los depósitos de travertinos antiguos (>350ka), parecen corresponder, por la presencia de laurel (*Laurus nobilis*) y zarzaparrilla (*Smilax aspera*), a un contexto mediterráneo cálido y seco.

Veamos a continuación la evolución de los isótopos estables, Fig.-46.

En la subárea de Tolox (TO1) desde la terraza más antigua a la más moderna hay un progresivo aumento de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$. Esta zona, podría tener una influencia de aguas termales, que según Delannoy *et al.* (op. cit.) es prácticamente dominante, aunque en nuestra opinión es solo relativa y se trata de travertinos fluviales.

Con estos condicionantes, esta evolución creciente en los valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, explicaría una aridificación del medio, muy forestado en la terraza T₁ (TO-1-1, de edad >350 ka) y bastante menos en el momento de la T₃ (TO-1-3), cuya edad se sitúa en 105.3ka es decir en el interglacial Riss-Würm (Eem). Este deterioro se sugiere en el análisis de la flora determinada a partir de las improntas de hojas, ya que en la segunda terraza T₂ (TO-1-2) aparecen indicaciones de persistencia de laurisilva (*Laurus nobilis*), acompañada del sauce (*Salix* sp.),

que en la terraza inferior T₃ (TO-1-3) ya está acompañada de *Quercus caducifolia*.

El valor elevado de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ en la terraza alta T₁ (TO-1-1) sugiere que se trata de un depósito verdaderamente antiguo, cuyo "sello isotópico" es similar a los que aparecen en materiales pliocenos, cf. Torres *et al.* este informe.

Tal y como ocurría en otras áreas, en la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ no aparecen contrastes marcados entre las distintas terrazas, aunque la evolución isotópica, obviando el posible sesgo producido por la influencia hidrotermal, podría sugerir un ligero deterioro ambiental entre el conjunto de las dos terrazas superiores T₁ y T₂ y la inferior T₃, lo que coincidiría con lo que se desprende del análisis de la evolución de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$.

En el área de Jorox (TO2), Fig.-46, como se ha visto anteriormente, hay cuatro niveles de travertino, en este caso de abanico aluvial, cuyas edades van desde >350ka para los dos primeros (TO-2-1 y TO-2-2), 116.6ka para el tercero (TO-2-3) y 7.4ka para el cuarto (TO-2-4).

Los histogramas de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ revelan que estos travertinos, al igual que el río Jorox, tienen valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ llamativamente bajos: entre -8.5 y -10.5. No se ha podido establecer una correspondencia facies-isotopía.

Los valores de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ en el primer nivel T₁ (TO-2-1), tienen un recorrido muy importante: -6.4 a -5.4, que comprende los valores de las terrazas más modernas, aunque hay un sesgo hacia valores más altos.

En la terraza alta T₁ (TO-2-1), la oscilación de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ es poco marcada, en la unidad superior, eminentemente detrítica, tiene un comportamiento similar al de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, que se hace más negativa en la parte central, en una zona con talos de *Chara* en posición de vida.

El análisis de la variación de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ en la subárea de Jorox (TO-2), no permite distinguir variaciones de especial relevancia entre los cuatro niveles cartografiados, aunque sí parece diferir de los valores de la zona de Tolox s.s. (TO-1).

En el área de Yunquera (TO3), hay tres niveles:

Uno superior T₁, de edad >350 ka, el nivel intermedio T₂ (TO-3-2) tiene una edad de 90.8 ka, y constituye el nivel donde se apoya el pueblo.

La distribución de los valores de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, para el nivel alto T₁, refleja homogeneidad de valores, que van de -7.5 a -9.0, con una moda neta en -8.0. En el segundo nivel de terrazas T₂ (TO-2-2),

se aprecia que existe un desplazamiento hacia valores más negativos de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$.

Sólo la segunda terraza (TO-3-2) ha dado información fiable para la evolución isotópica en la vertical: la muestra inferior pertenece a un oncolito-fitoclasto, de una de las pequeñas barras descritas en este nivel de limos travertínicos. Al inicio de la deposición de los travertinos de tallos la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ se hace mucho más negativa; posiblemente indique la presencia de una cobertera arbórea más importante, que impida que el agua que alimenta al abanico travertínico tenga capacidad tractiva, pasando a dominar condiciones ideales para la bioconstrucción. No obstante hacia el techo del corte hay un continuo aumento progresivo de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, que debería interpretarse como un deterioro ambiental y un aumento de herbáceas respecto las especies arbóreas.

El histograma correspondiente al nivel superior (T_1) corte TO-3-1, muestra que la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ se mueve entre -4.8 y -5.6, con una moda en -5.2. El histograma de la $\delta^{18}\text{O}$ del nivel intermedio T_2 (TO-3-2), de edad Eem, difiere de los anteriores ya que, pese a que hay un valor, único, muy negativo, parece que la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ se mueve hacia valores más elevados, justificando mayor energía disponible en el medio.

El corte TO-3-2, datado en 90.8 ka. permite observar que la línea de la $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ sigue la misma tendencia que la que muestra la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$; parece que el deterioro de la cubierta arbórea, marcado por la evolución de la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, estuvo acompañado por una subida térmica, que en algún momento se movió en sentido opuesto.

Para analizar valores isotópicos de espelotemas del Karst de la Cueva del Reguerillo y zonas aledañas, se ha elegido como referencia los datos de Layna en Soria, Fig.-47, localidad singular, situada en una zona de altitud ligeramente superior a la de la Cueva del Reguerillo, con una abundante fauna del Plioceno superior (Rusciniense). El yacimiento queda cobijado en una antigua cueva, hoy colmatada, envuelto en una matriz arcillosa con cantos calcáreos y huesos ordenados según la dirección de la paleocorriente. Se muestrearon dos estalagmitas de gran tamaño, depositadas, con anterioridad a la entrada de detriticos y fauna.

La relación isotópica del carbono ($\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$) indica, de acuerdo con los datos bibliográficos, que en aquel momento había una importante cobertera vegetal de plantas del ciclo C3 (árboles y arbustos). El hecho de que la fauna esté englobada en materiales de abanicos aluvial, que fosiliza las es-

stalagmitas, podría interpretarse como un deterioro de la cobertera vegetal, aridificación, que facilitó la destrucción del suelo y el arrastre de detritus a la cavidad.

Los datos que se han obtenido en los espeleotemas de la Cueva del Reguerillo (R30) y otras cuevas del Cerro de la Oliva (R2, R27, R11, R29), se pueden agrupar en dos conjuntos muy netos:

- Muestras que marcan un "empeoramiento ambiental leve", respecto las condiciones marcadas por los valores de Layna: R2-2, R30-1-8, R30-1-9, R30-1-9b, R-27-1., R11 y R29.
- Muestras que marcan un "empeoramiento ambiental severo" respecto las condiciones definidas por los valores de Layna: R30-1-15, R-30-3, R30-1-21.

De manera más individualizada, se puede afirmar que los datos de las muestras R30-1-8, R30-1-9 y R30-1-9b, que corresponden al Hundimiento del I Piso de la Cueva del Reguerillo, en la zona donde se ha detectado una reversión magnética y que se sitúa aproximadamente en 2.000 ka, se aprecia un empeoramiento respecto las condiciones definidas en Layna, y un descenso más claro en la colada estalagmítica superior (R30-1-9b), que se inicia en la última muestra de la colada R30-1-9.

La muestras de la cueva R27 son de extraordinaria importancia, ya que es un punto datado por ESRD y por paleontología. En este momento, que se podría hacer corresponder con un período cálido (Cromer), se puede interpretar una espectacular recuperación de las condiciones ambientales definida en Layna, bien es verdad, que parece que sólo se producen en el "climax" del momento deposicional de cada colada R27-1 y R-27-2, cuyo inicio y final R27-1-1. R27-1-5, R27-1-2-5) suele marcar condiciones más desfavorables.

En la muestra R11, de edad desconocida, se detecta un empeoramiento progresivo.

La muestra R29 (Cueva de la Escarihuela), correspondiente al episodio 9 del oxígeno, refleja un momento posterior a una brusca entrada de agua en el karst, agua del propio macizo no de aporte fluvial, que aterrazó depósitos fluvio-kársticos muy antiguos, y marca la existencia de una cubierta de plantas del ciclo C3, similar a la que existió en Layna.

Por el contrario, la muestra R30-1-15, aunque con una "mejoría" en el centro del depósito, ya indica un "deterioro ambiental severo".

Las muestras R30-3 y R30-1-21, son netamente del Pleistoceno superior (Würm). En la primera,

procedente de una estalagmita, se inició su crecimiento a los 80 ka (episodio 9 del oxígeno?) y terminó a los 45ka (episodio 3 del oxígeno), se marca un neto "deterioro ambiental" respecto de las condiciones de Layna o de R27, es verdad que con mejorías relativas. Posiblemente la muestra R30-1-21, corresponda al ciclo central y responda al ciclo central de mejora de la R30-3-1-5.

Se ha añadido un dato lejano, LU-1-1 y LU-1-2, que corresponden a una colada estalagmítica de la Cueva del Cueto de la Lucía en Quintanilla, Cantabria. El dato de edad (U/Th), coincide con la base de la muestra R30-3-1-1, y los valores isotópicos del carbono también

La composición isotópica del oxígeno de los depósitos carbonatados, puede ser, en principio, empleada como un estimador de la temperatura a la que el carbonato cálcico se precipitó, pero para ello se deben de cumplir algunas condiciones previas: precipitación del carbonato en equilibrio isotópico con el agua; contenido isotópico del agua, en el momento de deposición, conocido; ausencia de alteraciones diagenéticas; databilidad del depósito.

En el karst del Cerro de la Oliva algunas de estas se cumplen y otras no; pese a ello se pueden arriesgar algunas opiniones: la ausencia de fraccionamiento, por evaporación, en el momento de la deposición, se puede suponer dadas las microfacies de los depósitos y a la aparente falta de correlación existente entre las $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$ a lo largo de un depósito y en su vertical, aunque ocasionalmente exista correspondencia entre ambos; la composición isotópica del agua, en el momento de formación de los depósitos estalagmíticos es desconocida; la petrografía de las muestras indica la ausencia de diagénesis de importancia, si se exceptúan las muestras del punto R2; se ha conseguido datar la mayor parte de los depósitos.

Si se asume que no se ha producido diagénesis de importancia en Layna, los valores de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ de sus muestras, se sitúan en los valores más bajos (más negativos) y algunos de ellos no son alcanzados por ninguna de las muestras tomadas en el karst del Cerro de la Oliva.

No obstante, se ha de tener en cuenta que en ambos puntos la cobertera rocosa desde el suelo vegetal hasta las cavidades era muy poco espesa, de forma que hay que asumir que en condiciones externas de frío dominante, las aguas no perderían su carácter agresivo (el CaCO_3 tiene una solubilidad inversamente proporcional de la temperatura) por lo que no se darían condiciones de formación de espeleotemas, con lo que habría que asumir

que el "carácter frío" de los valores de Layna sólo se pueden tomar en términos relativos.

La curva isotópica del oxígeno correspondiente al grupo de muestras R30-1-8, R30-1-9 y R30-1-9b, al igual que ocurrió con la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, muestran una parte inferior que difiere poco de las condiciones de Layna y un fuerte deterioro ambiental a nivel de la muestra R30-1-9-5, que indica un período más cálido, presumiblemente más seco con predominio de gramíneas.

De manera similar a como ocurrió en la curva isotópica del $^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, en las muestras correspondientes a la cavidad R27, que según la fauna se situarían en el Cromer y según la datación por Resonancia de Electro Espín (ESRD) en 950ka, se retorna a las condiciones ambientales de Layna con una "crisis ambiental" coincidiendo con una discontinuidad entre dos espelotemas, que en el caso de $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ marca un momento más cálido (más seco) con subida en la importancia de las gramíneas. La curva al final del depósito del espeleotema, marca un aumento de la temperatura que conduce a un aumento de aridez.

Respecto al carácter "frío-cálido" de la relación isotópica del oxígeno, valga que en el yacimiento se han preservado restos de un mono (*Macaca sp.*) que hoy día habita los encinares del Atlas marroquí, así como de un hipopótamo (*Hippopotamus sp.*), que es decididamente un animal termófilo.

Los valores de la estación R11 (sin datación), oscilan poco, algo más altos que los valores más frecuentes en las muestras de Layna, sin mostrar las oscilaciones que aparecen en la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$; parece que marcan una correspondencia del tipo aumento de la vegetación herbácea-aumento de la temperatura.

Los valores de relación isotópica del oxígeno en el punto R29 (La Escarihuela), datado en 216ka, varían poco entre sí y respecto a los valores de Layna, a los que se parecen de forma notable.

En el punto R30-1-15 (Colada blanca de la serie del Hundimiento de la Cueva del Reguerillo), se aprecia un cierto enfriamiento de muro a techo, con un valor isotópico más alto que en Layna, así como una llamativa falta de correspondencia entre $\delta^{18}\text{O}_{\text{PDB}}$ y $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$.

Las muestras de la estalagmita R30-3, entre 45 y 80ka, marcan un momento relativamente cálido, que refleja oscilaciones en el mismo sentido que lo hace la $\delta^{13}\text{C}_{\text{PDB}}$, aunque más cálido que Layna. Algo similar ocurre con la muestra R30-1-21, colada estalagmítica color caramelo, del Hundimiento del I Piso de la Cueva del Reguerillo.

El paisaje

Los trabajos de campo, la estratigrafía y las dataciones numéricas, permiten entrever a grandes rasgos cuál fue la evolución del paisaje en el sistema fluvial de los ríos Trabaque-Escabas-Guadiela durante el Pleistoceno.

Parece que no se han dado, o no se han preservado, registros estratigráficos de los sistemas fluviales durante el Pleistoceno inferior, en el que cabe presumir una incisión continua y poca sedimentación.

La terraza más alta (T_1) estuvo claramente controlada por el río Trabaque, que ocupaba un sin-

clinal desarrollado en calizas del Mioceno superior, Fig.-48. Este momento correspondiente a unos 750ka, correspondería a un momento cálido, que podría ser el Cromer (episodio 15 el oxígeno) o un poco anterior (episodio 17). El análisis de las direcciones de paleocorrientes, indica que el Trabaque era el cauce dominante, llegando hasta Priego (pueblo), donde se le debía unir el Escabas, que recorría menos de 2km desde su desembocadura desde el Estrecho de Priego. Ambos sistemas se unían al Guadiela en un punto indeterminado, no existen depósitos de este nivel de terraza. Los depósitos resultan ser francamente palustres, indicando parones importantes en la circulación del río Albalate, que, inicialmente, circuló con un elevado gradiente hidráulico, como lo testimonian las gravas de la base.

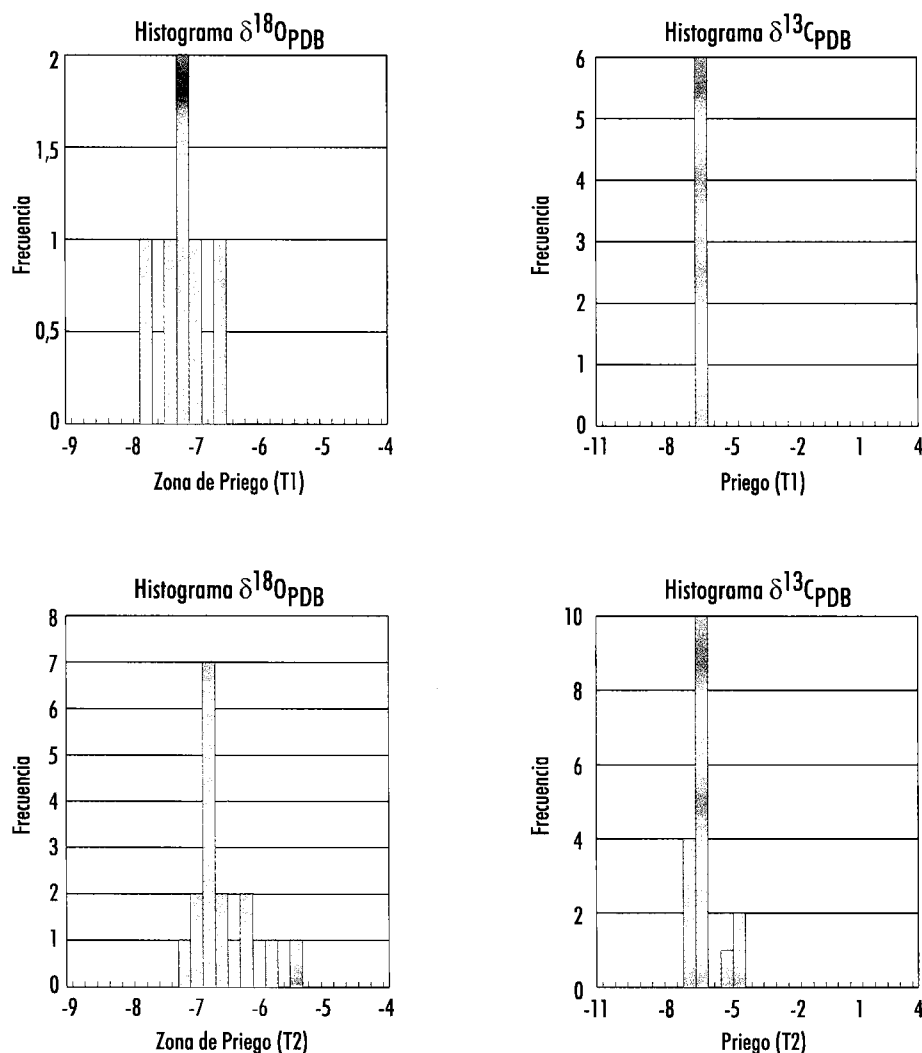


Figura 42.1. Histogramas de las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno de los travertinos de Priego.

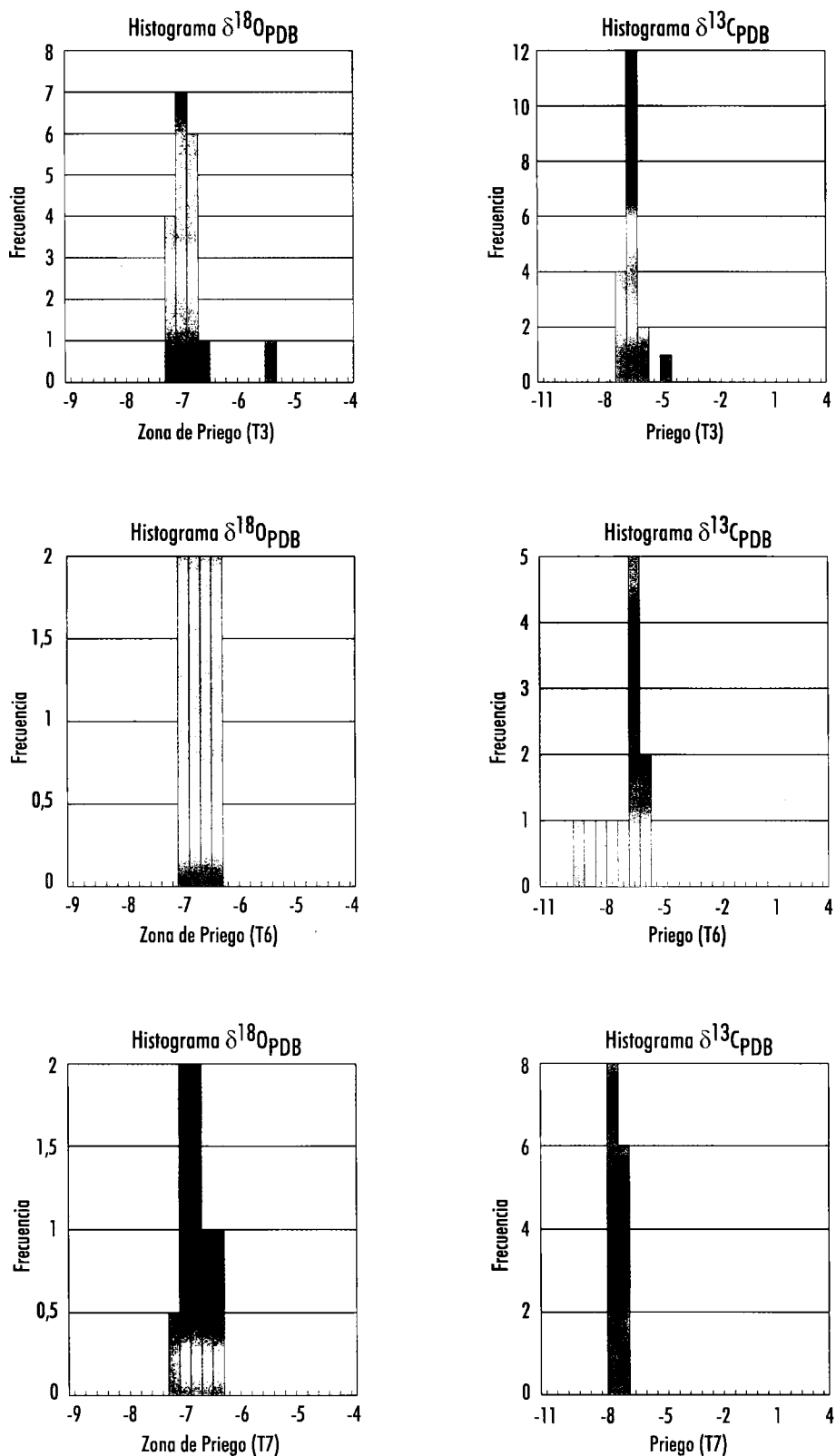
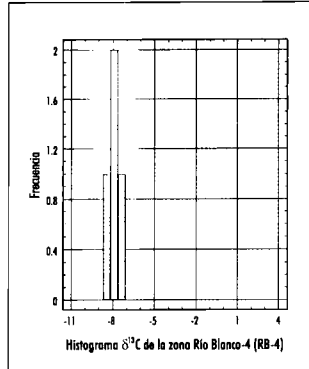
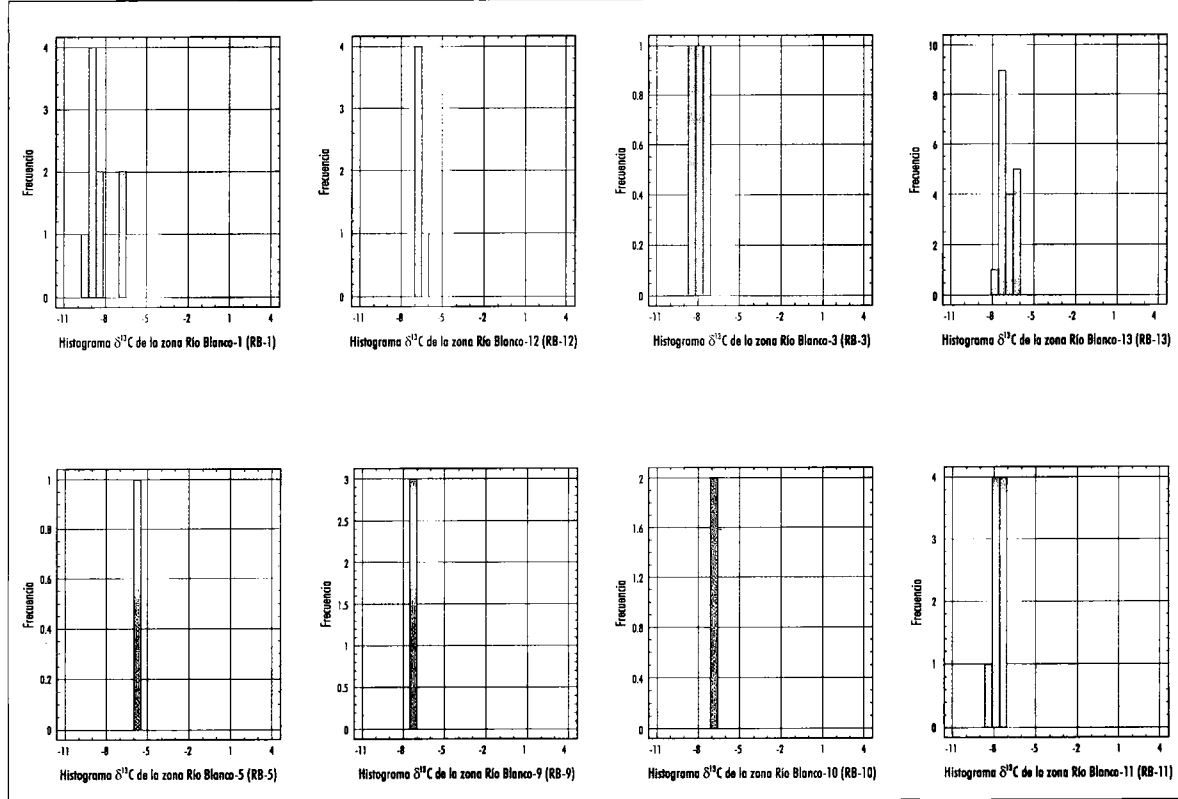


Figura 42.2. Histogramas de las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno de los travertinos de Priego. Entre paréntesis se indica el nivel de terraza a que corresponde.

Episodio 7 del oxígeno



Episodio 3 del oxígeno



Episodio 5 del oxígeno

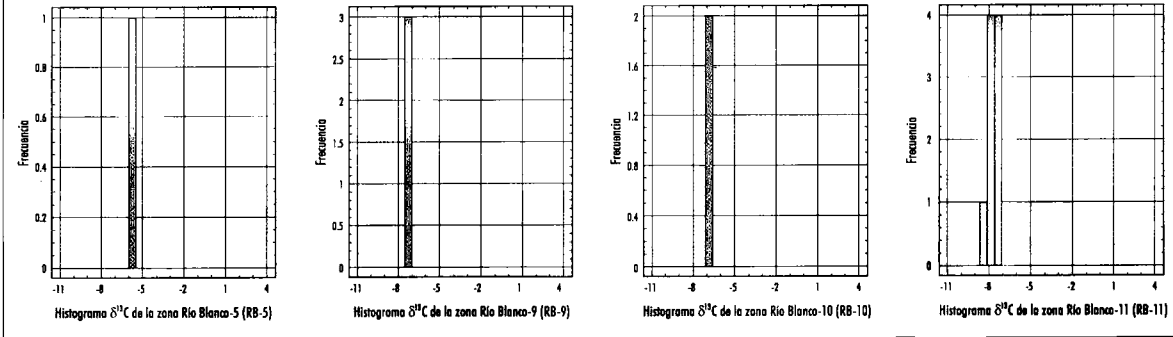
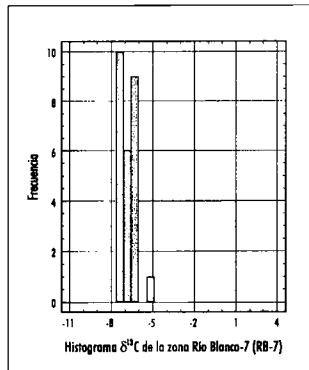


Figura 43.1. Histogramas de las relaciones isotópicas de carbono de los travertinos de Río Blanco.

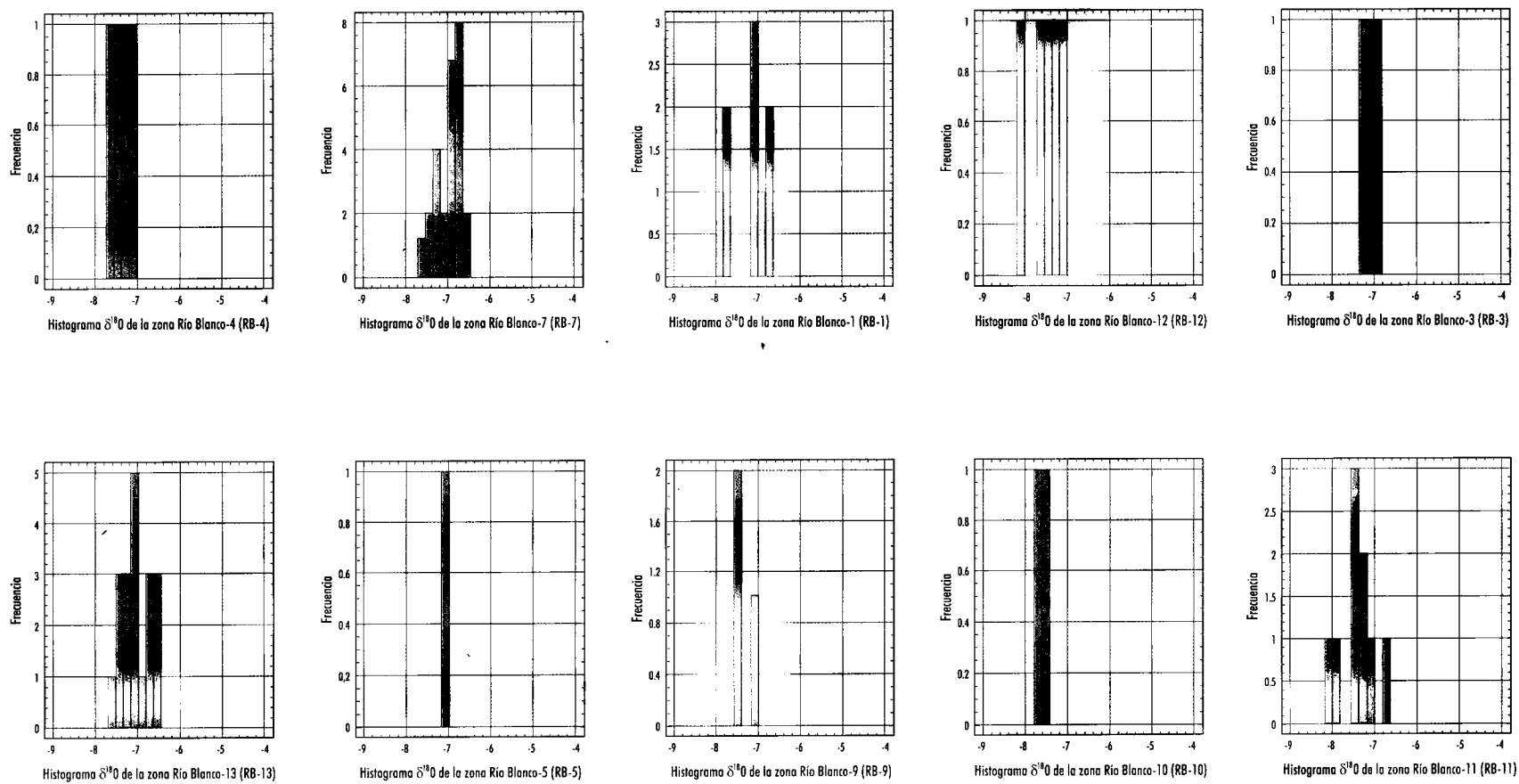


Figura 43.2. Histogramas de las relaciones isotópicas de oxígeno de los travertinos de Río Blanco.

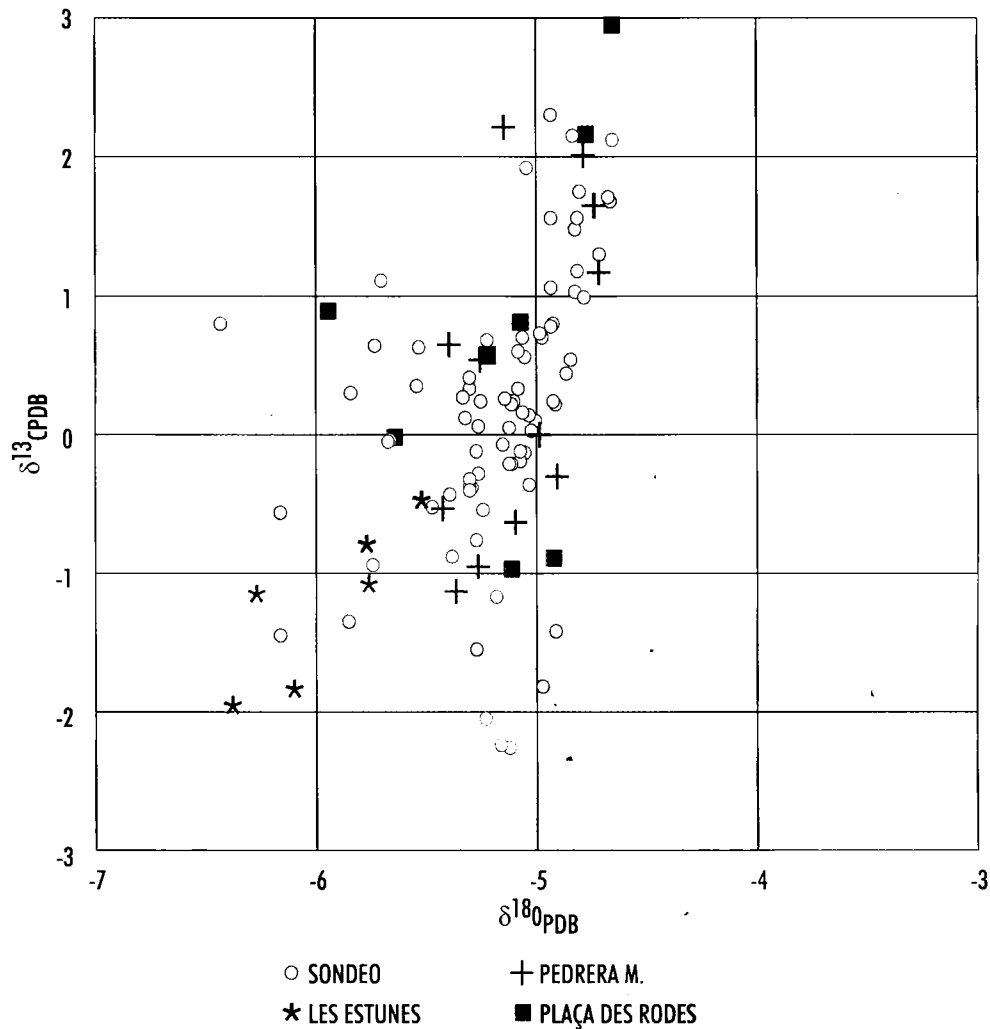


Figura 44. Análisis bivalente de las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno de las muestras de Banyoles.

La segunda terraza (T_2) responde a un patrón de comportamiento del río Albalate, similar al descrito para la terraza precedente. No se ha podido determinar su edad, no debe diferir excesivamente de la de la T_1 , si es que no es la misma algo basculada por neotectónica.

Sus pautas de comportamiento son bastante similares: gravas transportadas en régimen de alta energía en la base de la secuencia general y un ambiente palustre general, aunque en el corte PR1 hay un intervalo de intraclastos transportados por agua con estratificación cruzada en surco de gran escala. A este nivel de terrazas corresponde la pa-

leoflora citada, que indica un clima cálido y posee representantes de especies termófilas arcaicas como *Carya* sp., que serían vestigios de flora del Terciario: se trata de un ambiente antiguo.

La terraza intermedia T_3 , bien representada, ya define un desplazamiento del Trabaque hacia el oeste, pero la zona de cauce principal, con mayor energía, se sitúa lo más cerca posible de la Sierra de Bascañana, al este, mientras que las áreas con predominio palustre o exclusivamente travertínico se desarrollan en la margen occidental del sistema.

La terraza T_4 no está representada, o preservada, en el Trabaque, aunque ya aparece en la con-

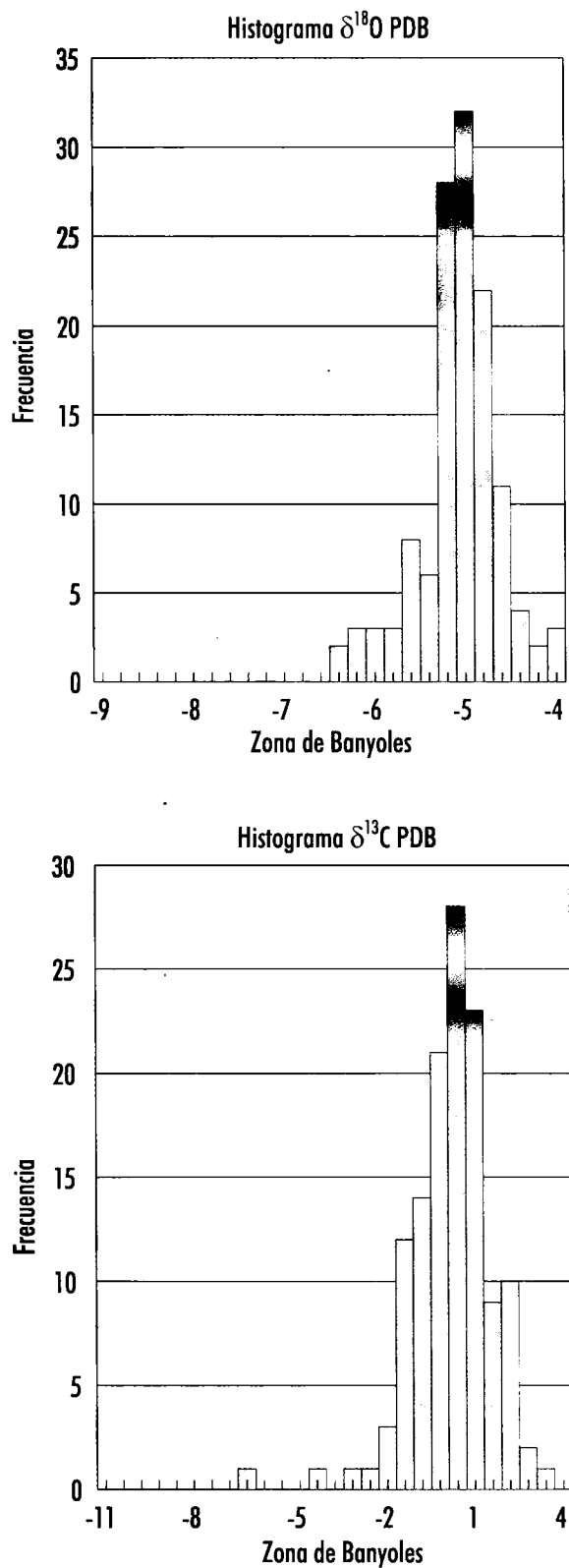


Figura 45. Histogramas de las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno de los travertinos de Banyoles.

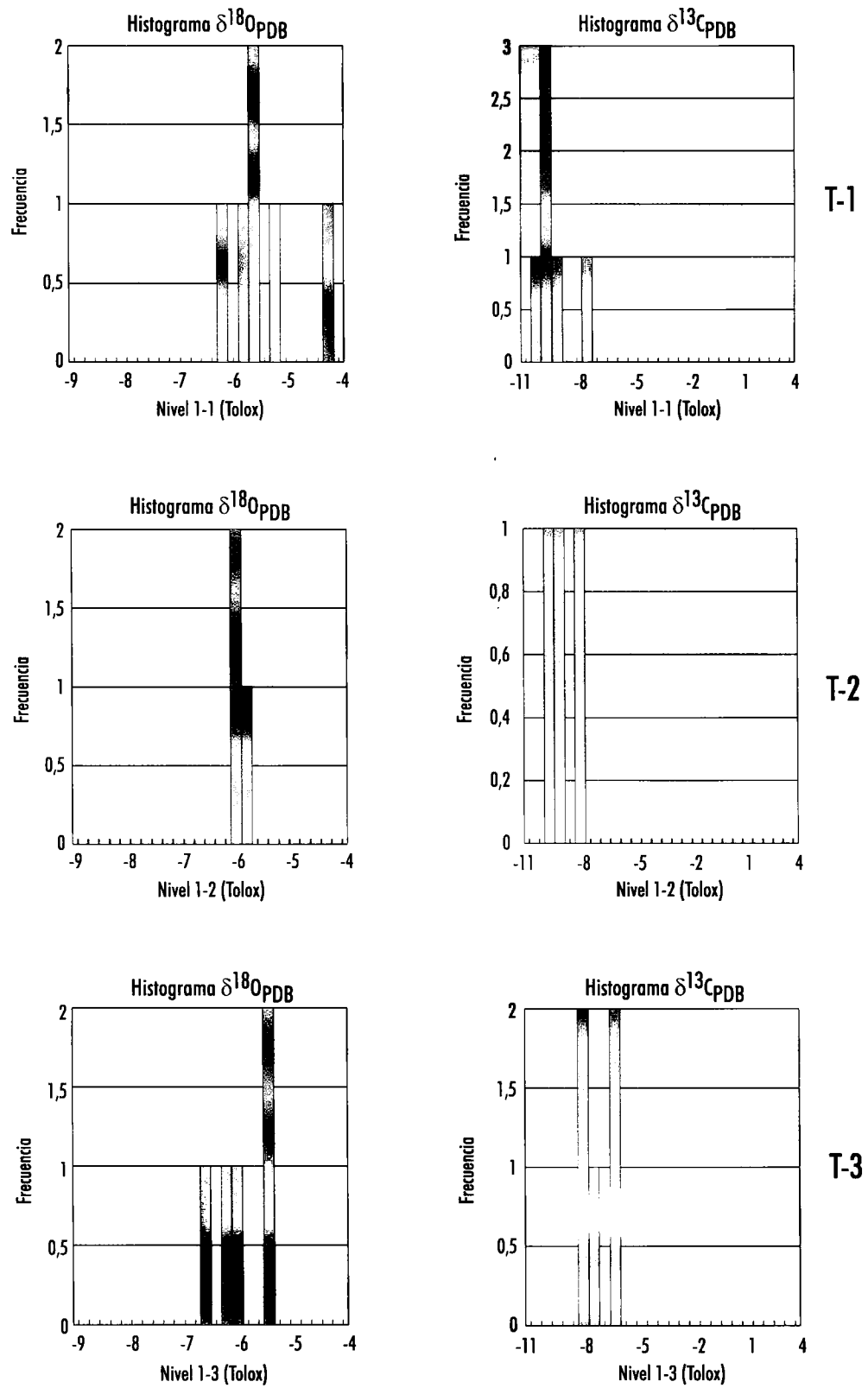


Figura 46a. Histogramas de las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno de los travertinos de Tolox (T0-1).

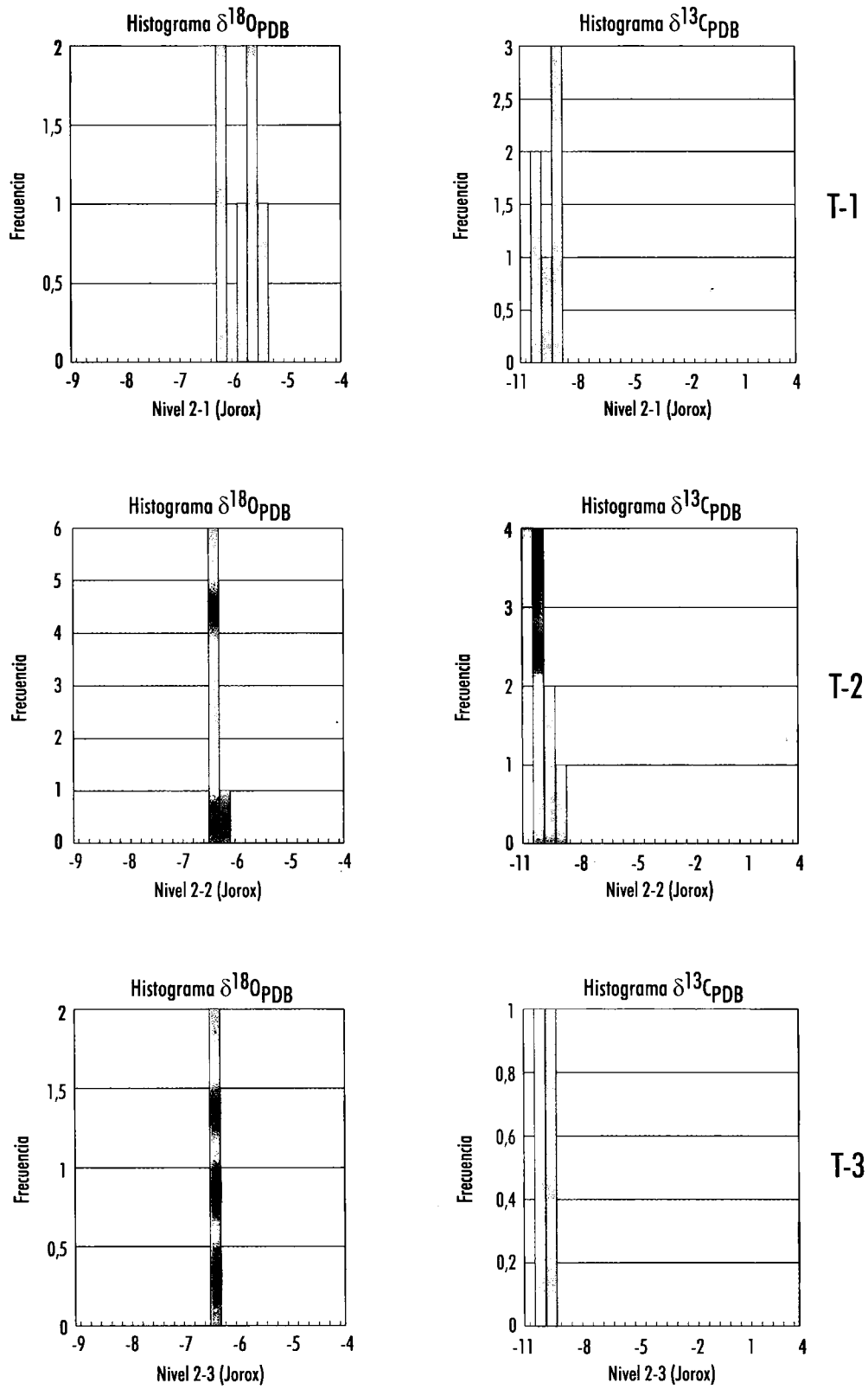


Figura 46b. Histogramas de las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno de los travertinos de Jorox (T0-2).

fluencia del Trabaque-Escabas, aparentemente sigue la distribución de la precedente.

Con las terrazas T₅ y T₆, probablemente el Trabaque se desgaja de todo tipo de control estructural, estamos en el Eem, y ya no aparecen gravas basales en la secuencia; probablemente el Trabaque ha perdido su capacidad tractiva, ya no transporta detríticos desde su cuenca de recepción en la Cordillera Ibérica.

Durante el tardiglacial-postglacial, terraza T₇, el Trabaque pierde toda actividad, ya no forma depósitos de travertinos, es substituido por el Escabas, que aunque no transporta mucho material graveloso, si mantiene un sistema de aguas corrientes con menos posibilidades para ambientes palustres. Abundan los travertinos de talos de *Chara* en posición de vida, con elevada porosidad, que indica falta de fangos micríticos o lútfico-carbonatados. En este momento el río dominante es el Guadiela, que transporta gravas de gran tamaño que deposita como barras.

El cauce principal migra, o más posiblemente, hay prolongados periodos con corrientes nada tractivas, que permiten el desarrollo de potentes tapices de algas cianofíceas y edificios estromatolíticos. El río Guadiela debió llevar agua suficiente para construir un sistema de acreción lateral de meandro, a base de intraclastos aportados por el río Escabas, pero sin contaminar excesivamente, con materiales detríticos provenientes de la Cordillera Ibérica.

En los Travertinos fluvio-lacustres de Río Blanco, los datos aportados por la geomorfología y dataciones numéricas, permiten deducir la evolución paleoambiental de la zona, Fig.-49:

- Pese a su adscripción fluvial, río Blanco, parece haber evolucionado de forma radicalmente distinta en edad y procesos a como inicialmente se había supuesto.
- El inicio de la historia de la sedimentación en el actual valle del río Blanco no fue estrictamente fluvial, como podría sugerirlo la terraza T₁ al S de Layna. Esta terraza es de origen aluvial y la falta de depósitos al N y S de la misma, así como su disposición sugiere que colmató una depresión kárstica cerrada, Fig.-49A, muy similar a las muchas otras que todavía perviven en la zona gracias al substrato impermeable que proporcionan las lutitas de la Facies Keuper. Existen abundantes precedentes del desarrollo de pequeños abanicos aluviales rellenando formas kársticas.
- El primer depósito travertínico se produjo entre 180 y 260ka, lo que quizás podría corresponderse con el interglacial Mindel-Riss. Estos depósitos, se circunscriben al área de los alrededores de las Chorroneas, Fig.-49B.
- Los depósitos más altos del sector de la Central Eléctrica, revelan que en esta zona ya se producía una acumulación travertínica que sellaba la salida del actual río Blanco contra los materiales mesozoicos y neógenos situados en la actual margen izquierda del río Ja-

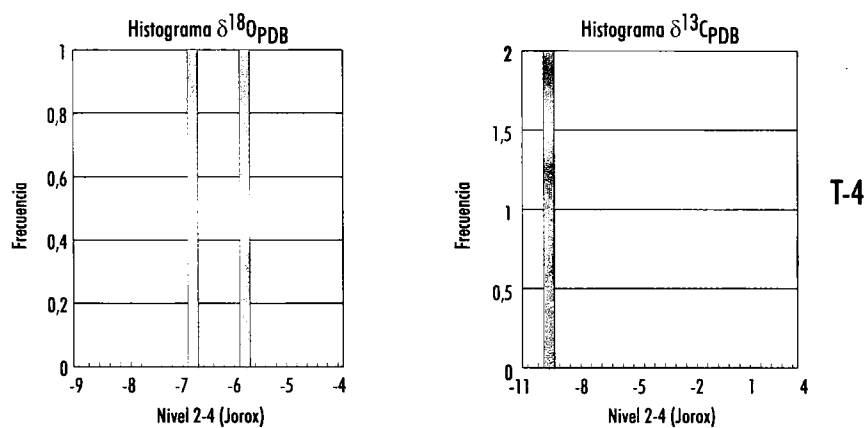


Figura 46c. Histogramas de las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno de los travertinos de Jorox (T0-2).

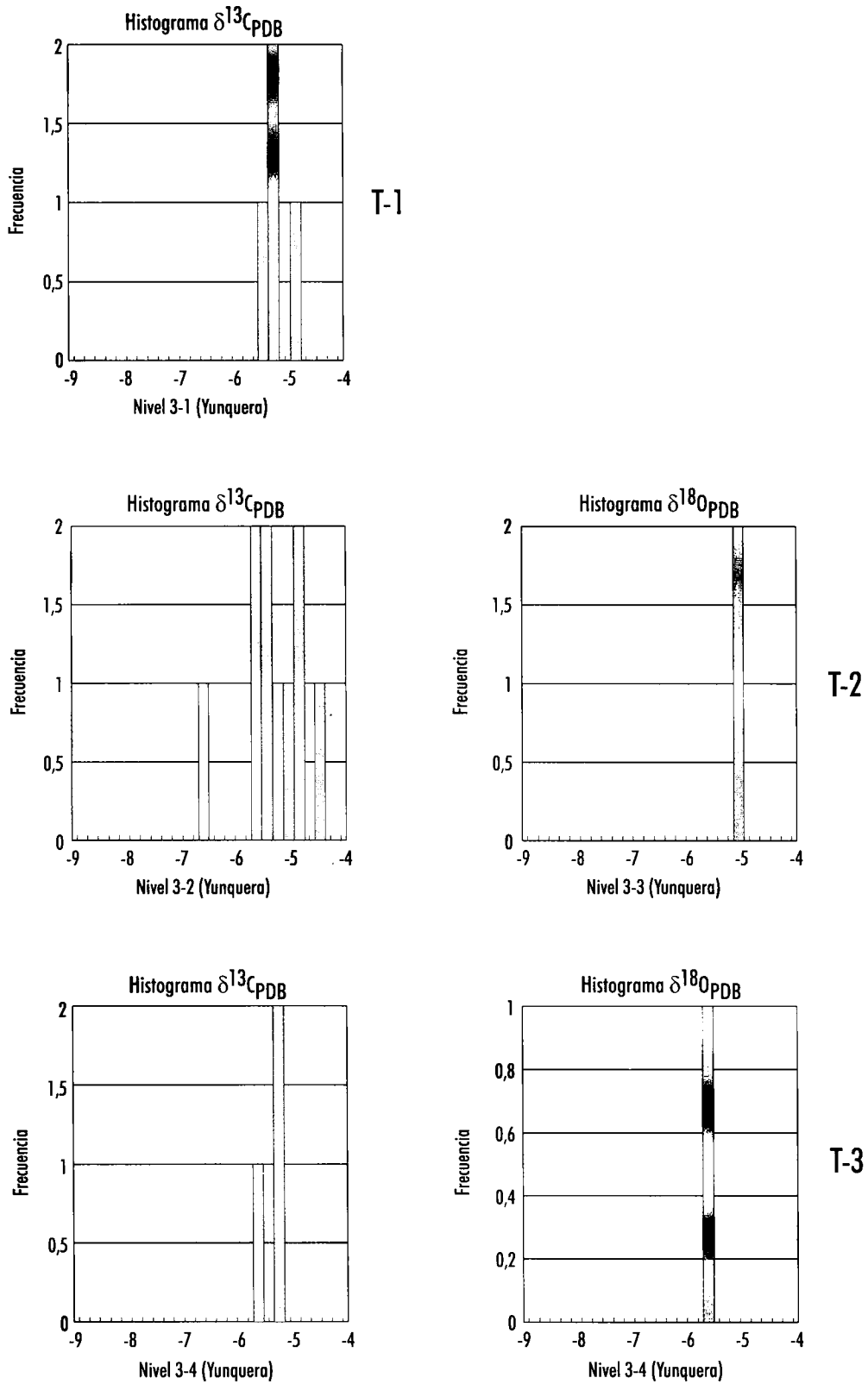


Figura 46d. Histogramas de las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno de los travertinos de Yunquera (T0-3)

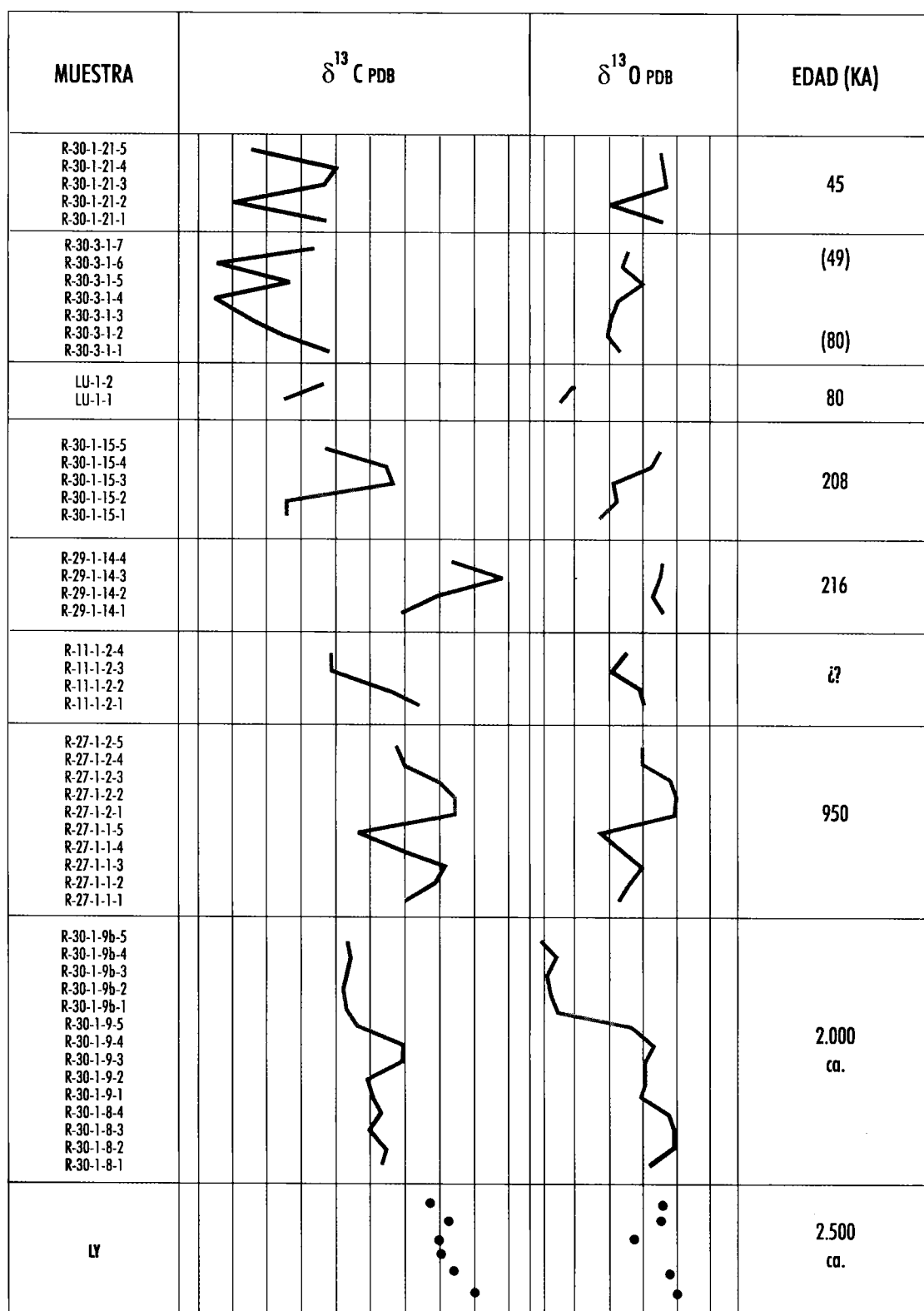


Figura 47. Histogramas de las relaciones isotópicas de carbono y oxígeno de los espeleotemas del karst de la Cueva del Reguerillo.

lón, Fig.-49C. Estos depósitos tuvieron lugar en el Eem (entre 100 y 140ka). Dado que se detectan al menos tres episodios de destrucción casi total de travertinos, con llegada de materiales aluviales desde el oeste, seguidos de nueva reconstrucción de edificios travertínicos, parece plausible que durante este período tuvo lugar una alternancia de captura del sistema del río Blanco (sector Central Eléctrica) por el antiguo río Jalón, compensado varias veces por la construcción de travertinos hasta que, finalmente, se desactivó este sistema. En esta zona, el análisis palinológico, que corresponde a la reinstauración del depósito de travertinos tras una profunda erosión del sistema dominante, viene a indicar lo siguiente: hay presencia de microflora herbácea restringida en su mayoría a medios áridos con arbolado que se caracteriza por su buena adaptación a estos suelos, junto a esporas de Zygnemataceas propias de cursos de agua dulce (ríos), aunque la presencia de Chenopodiaceae sugiere cierto aumento de salinidad. Evidentemente la microflora muestra el momento final de un período de aguas corrientes, destructoras de los travertinos, lo que implica ausencia de Clorofceas. La salinidad se explica perfectamente por aguas contaminadas por cloruros de la facies Keuper. Se trata de un pequeño lago con un drenaje discreto hacia el E (río Jalón) con varios episodios de ruptura de equilibrio que, finalmente, se resuelven con la incisión y desactivación del sistema.

Los cortes RB1, RB2, RB13 y RB5, poseen edades que rondan los 20-60ka. Evidentemente se trata de una importante imprecisión que deberá resolverse con datación radiométrica. No obstante, ambas se sitúan en la parte media-alta del Pleistoceno superior, coincidiendo con los episodios 4 ó 2 del oxígeno. Se configura un sistema en el que se definen sistemas de barrera con relleno posterior, Fig.-49D, ("backfilling"), que produce un evidentemente falseamiento de las cotas relativas que se han tomado para determinar su topoestratigrafía.

Posteriormente, durante un momento frío en el Preboreal (ca. 9.9Ka.), se desarrollan turberas a nivel del aluvial actual del río.

La edad reciente determinada por ^{14}C en los travertinos de Esteras de Medinaceli, cabecera del río Jalón, que los sitúan en el Holoceno, parecen confirmar que la captura del río Blanco por el Jalón fue muy reciente

Los datos existentes sobre los Travertinos lacustres de Banyoles, permiten asumir que durante el Plioceno terminal, se desarrolló un extenso sistema lacustre. Este sistema, antecesor del actual Estany de Banyoles, posiblemente era un sistema complejo en el que se unificaban los depósitos de Incarcál y de Plá de Usall. La desactivación de estos sistemas lacustres, bien por basculamiento o por el descenso de nivel eustático a inicios del Pleistoceno, originó que estos materiales quedaran sometidos a una karstificación intensa, creándose formas vadadas con agua permanente, algunas de estas constituyeron pequeñas (Incarcal) o grandes (la Bóvila Ordis) cubetas en las que se acumularon materiales palustres.

Desde el relleno de edad Cromer (para la parte alta) de la Bóvila Ordis, hasta los travertinos de la plataforma de Banyoles, no se han preservado evidencias de depósitos lacustres.

Es plausible pensar que el depósito de los travertinos de la plataforma de Banyoles se inicia con el óptimo climático del interglaciar Riss-Würm (Eem); la historia de estos depósitos no parece haber sido muy simple, como lo demuestran las dataciones de les Estunes y de la Pedrera de la Mata (BY-3) anteriormente analizadas; su complejidad no sólo radica en ratios de sedimentación muy diferentes, sino en que posiblemente se dieron episodios de erosión-relleno, difíciles de controlar dada la alta urbanización del área. Los materiales lacustres s.s. se empiezan a depositar a -30ka aprox. sin que, aparentemente, se den alteraciones importantes en el ritmo de sedimentación.

Se tienen pocos datos numéricos de referencia sobre los Travertinos de abanico aluvial de Tolox, para establecer la evolución de la red fluvial en la zona. Pero si se toman como referencia las plataformas datadas del interglaciar Riss-Würm (Eem), resulta lo siguiente: el río Horcajo en Tolox s.s. (TO-1-3) ha incidido unos veinte metros durante unos 100ka, o menos tiempo, si se considera que la muestra datada está a muro de los depósitos de travertinos. En Jorox (TO-1-3) la incisión es de unos veinticinco metros, también desde el Eem. En el caso de Yunquera, la incisión desde la plataforma Eemiense (TO-3-2) sería superior a sesenta metros.

De todas maneras estas diferencias entre el grado de incisión no son tan llamativas: el sistema aluvial de Yunquera era un abanico aluvial con una pendiente deposicional muy fuerte (14% si se asume la interpretación de Delannoy *et al.* (op. cit.)), que parece muy plausible. Se trata de un área en

la que dominaban condiciones erosivas, donde la acción cementante de la travertinizaci3n estabiliz3 los dep3sitos as3 generados. Posiblemente en Jorox (TO-2) la evoluci3n fuera relativamente similar, hasta que la erosi3n remontante del r3o Grande alcanz3 las plataformas.

En definitiva, los travertinos de Tolox s.s. son dep3sitos fluviales en un 3rea que hab3a alcanzado un cierto equilibrio morfol3gico. En Jorox y Yunquera no se dan condiciones estrictas de preservaci3n de sedimentos, si se han estabilizado se debe a su naturaleza. Se trata de zonas sometidas a una erosi3n intensa.

La evoluci3n del karst s.s. de la zona de la Cueva del Reguerillo se puede resumir como sigue: la superficie de erosi3n intrapliocena corta las partes altas de los materiales carbonatados en los que se desarrolla el karst; es notoria la falta de fen3menos exok3rsticos que indiquen zonas pr3ximas de alimentaci3n; el Primer y Segundo piso de la Cueva del Reguerillo, constituyen peque1os fragmentos de un sistema k3rstico mucho m3s extenso, con una zona de alimentaci3n desconocida, de dominio fre3tico, que se desarroll3 en el Plioceno en un momento m3s o menos sincr3nico a la superficie de erosi3n que decapita las calizas del cerro de la Oliva. Fue desactivado en el Plioceno superior por la incisi3n del r3o Lozoya. El Tercer Piso es m3s moderno (Pleistoceno inferior) y su desarrollo posiblemente estuvo ligado a fen3menos de recarga difusa a trav3s de los materiales gravelosos y arenosos de la terraza de +75m, que est3 tambi3n sobre la cuesta del cerro de la Oliva. Estaba inactivo ya en el Pleistoceno superior, ya que en la Gran Galer3a del tercer piso se han encontrado zarpazos y huesos aislados de oso de las cavernas, que penetraron en esta parte de la cueva cuando ya no llevaba agua. El I Piso qued3 totalmente colmatado por la acci3n del r3o Lozoya a finales del Pleistoceno medio (colada estalagm3tica R30-1-15 de 208 ka); posteriormente sufri3 una reactivaci3n (del macizo k3rstico) y parte de los sedimentos fueron eliminados, quedando libre parte de la galer3a. Posteriormente, tras el dep3sito del espeleotema R30-1-21 (entre 40 (U/Th) y 70 (ESR) Ka de antigüedad), otra reactivaci3n erosion3 estos espelotemas.

Respecto de la red hidrogr3fica se pueden hacer las siguientes precisiones: posiblemente sea el paleopaisaje de la ra1a el estado antecedente que describa la morfolog3a del 3rea antes de la incisi3n fluvial, forma asociada a un dep3sito que se gener3 tras el desarrollo de, al menos dos, superfi-

cies erosivas de edad pliocena, que afectaron al sediplano, expresi3n final de la colmataci3n ne3gena de la cuenca. Sus dep3sitos, en su expresi3n actual, consisten en gravas y bloques bien redondeados en una epimatriz arcillosa producto de alteraci3n de fragmentos l3ticos; la forma se reduce a una rampa plurikilom3trica de bajo gradiente, que no es sino una "bajada", que se genera por coalescencia de abanicos aluviales de alta eficiencia de transporte. Aunque tradicionalmente se ha situado definiendo el l3mite Plioceno-Pleistoceno, hoy, Mart3n Serrano (1991), se piensa que son fen3menos diacr3nicos entre cuencas y entre 3reas diferentes de la misma cuenca, cuando 3ste es de suficiente extensi3n. Este paleopaisaje corresponder3a a una penillanura suavemente inclinada hacia el sur, cuya g3nesis se puede situar a finales del Plioceno, pero no cerca de su l3mite con el Pleistoceno. En este momento ya se habr3an generado en condiciones fre3ticas profundas el I y II Piso de la Cueva del Reguerillo. Con posterioridad se produce el inicio de la incisi3n fluvial. En este momento el cauce del Lozoya comienza a cortar el Mesozoico sin que se conserven vestigios de que ya hubiera comenzado a sumirse en alg3n conducto o sistema k3rsticos. El Jarama corr3a encajado en la antigua superficie de la "Ra1a", Fig.-50A. Exist3a un umbral separando los sistemas fluviales del Jarama y del Lozoya; quiz3s ya se establecieron los sistemas fluvio-aluviales del Miraflores. Este momento es claramente Plioceno, y se podr3a correlacionar con el hundimiento de la superficie S₁, *Cabra et al. (op. cit.)*.

Con el avance de la incisi3n fluvial, Fig.-50B, el Lozoya se sume, en parte, en el sistema compuesto por la cavidad R2, *Torres et al. (op. cit.)* y la cueva del Reguerillo I Piso (*Evento del Reguerillo*) aunque, posiblemente, tambi3n dio terrazas ep3geas. En este momento, el Miraflores pudo ya estar establecido. Ambos sistemas fluviales quedaban confinados en el surco formado por la fosa de Redue1a y el surco Torrelaguna-Uceda. El r3o Jarama se desplaza levemente hacia el N, pero se mantiene en la zona del labio hundido de la falla. Este momento se puede situar en la base de la magnetozona inversa de Matuyama, ca 2Ma., cerca del final del Plioceno.

La incisi3n fluvial progresa y supone un descenso de 75m del nivel de base, Fig.-50C. El r3o Lozoya se sume en la cueva de la Escarihuela dejando sedimentos finos con predominio de decantaci3n y ripples (*Evento de la Escarihuela A*), mientras que su parte ep3gea corre pegada a la orla Mesozoica,

sin desembocar directamente en el Jarama que, todavía, se sitúa en el borde hundido de la falla; en este momento ya existía el Miraflores. Estos fenómenos se podrían situar en la parte alta del Pleistoceno inferior.

Con un intervalo de tiempo muy pequeño tuvo lugar un paleosismo de origen incierto, Fig.-50D. En el exterior del cerro de la Oliva se traduce en el deslizamiento, a favor de un horizonte margoso, de hectómetros cúbicos de dolomías cretácicas, correspondientes a su mitad occidental; en la cueva de la Escarihuela (*Evento de la Escarihuela B*), se produce el basculamiento (45°) de la terraza anterior, que será fosilizada por materiales transportados por corrientes de fuerte capacidad tractiva que sedimentan arenas y gravas con estratificación cruzada en surco de escala métrica. En este momento se produce la destrucción del umbral que impedía la conexión directa del Lozoya y del Jarama, cuyo cauce desde este momento hará un bucle hacia el Norte penetrando en el labio levantado de la falla. Parece seguro que ya en este momento el Miraflores desembocaría en el Jarama. Este intervalo de tiempo no parece diferir excesivamente del episodio anterior; se situaría en la parte alta del Pleistoceno inferior y, muy posiblemente, se relacionaría con una etapa neotectónica de esta edad.

A partir de este momento se vuelven a alcanzar condiciones estables. El río Lozoya sigue incidiendo y rellena la Cueva de los Huesos (*Evento de la Cueva de los Huesos*) del Pontón de la Oliva; el río Miraflores continúa corriendo en dirección NE, alimentado por sistemas de abanico aluvial, Fig.-50E. El curso que sigue el Lozoya permite la estabilización de los conos de deyección que desembocan al pie de la orla mesozoica. Este momento se iniciaría a unos 952 ka, según la datación por

ESR de la colada estalagmítica que fosiliza el yacimiento paleontológico de la Cueva de los Huesos que, según la fauna, se sitúa en el límite Pleistoceno inferior-medio, unos 700ka. Estas condiciones estables, como mínimo llegan a los 220ka, cifra obtenida por datación por racemización de aminoácidos de un nivel con gasterópodos de los abanicos aluviales de Redueña.

En un momento poco preciso, a finales del Pleistoceno medio se produce el movimiento neotectónico de la fosa de Redueña, que se traduce en el basculamiento de los sedimentos de abanico aluvial, en la desactivación de estos sistemas deposicionales y en la captura del arroyo Miraflores por el Río Guadalix. El Jarama sigue desplazándose hacia el N, Fig.-50F.

Quizás es en este momento cuando se vacía casi todo el relleno fluviokárstico del I Piso de la Cueva del Reguerillo y se deposita el espelotema R30-1-15 a 208 ka. También podría corresponder a este momento (reactivación del macizo kárstico por aumento de la infiltración) el lavado y aterramiento de los depósitos fluviokársticos de la Cueva de la Escarihuela y el depósito de la colada estalagmítica blanca (R29-7-1) a 215ka.

En la base del Pleistoceno superior (Würm I), o en el Eem, la Cueva del Reguerillo es habitada por una población de oso de las cavernas y otros animales; esporádicamente también es habitada por el hombre.

Avanzado el Würm se deposita la colada estalagmítica color caramelo del I Piso de la cueva del Reguerillo (R-30-1-21) y las estalagmitas que sellan el yacimiento de oso de las cavernas (R-30-3). Posteriormente hay una nueva reactivación del I Piso y las coladas estalagmíticas (R30-1-21) son erosionadas.

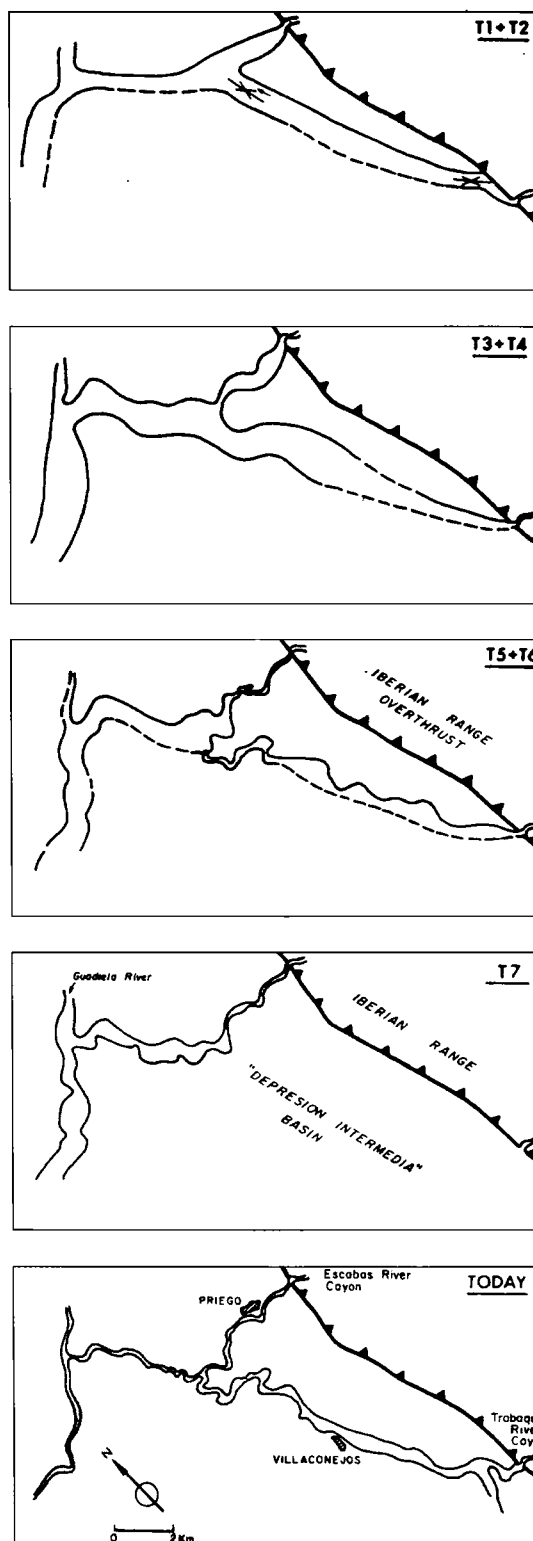


Figura 48. Evolución de los sistemas fluviales de Priego.

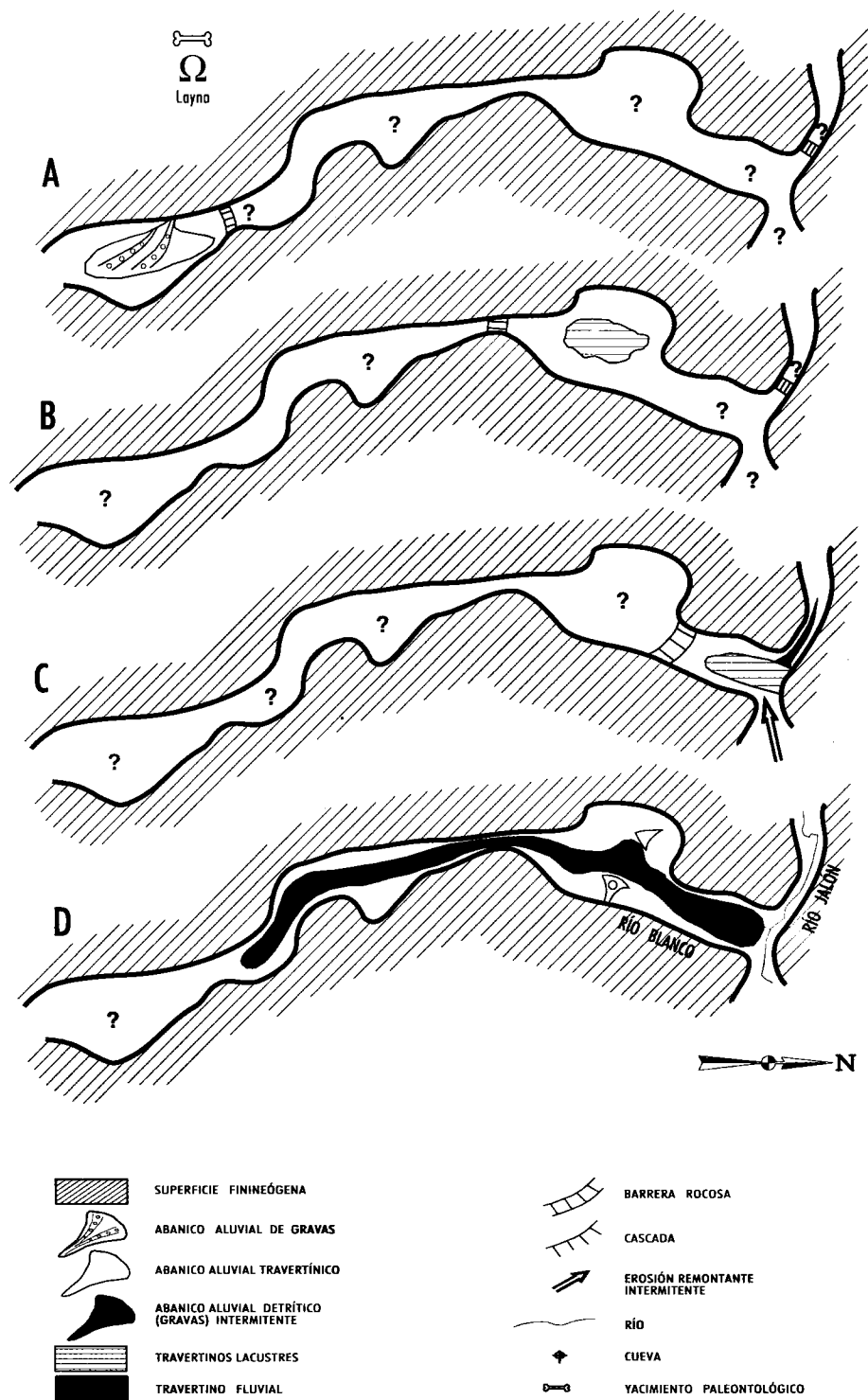


Figura 49. Evolución de los sistemas fluvio-lacustres de Río Blanco.

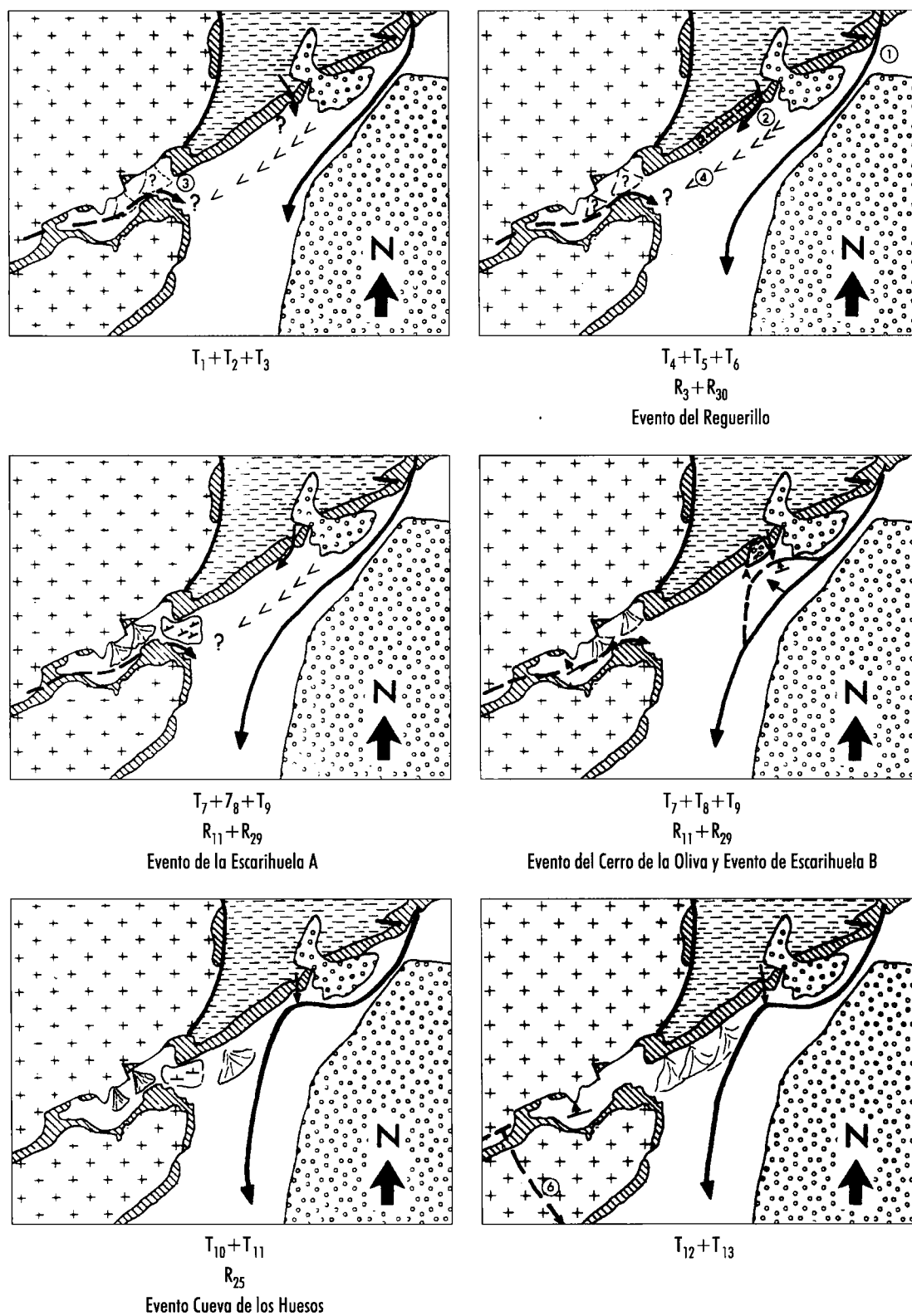


Figura 50. Evolución fluvial y fluviokarstica de la zona del Reguerillo y áreas cercanas.

8

BIBLIOGRAFIA

- ALDONZA MORENO, A.(1974). "Estudio del Cuaternario del Alto-Medio Jarama". Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid.
- ALSIUS, P. (1915). "De la barra humana descubierta anys enrera a Banyolas". Butlletí de l'Institutió Catalana d'Historia Natural, 2^o época, XII, 7.
- ANDREWS, J.E.; RIDING, R.; DENNIS, P.F. (1993). "Stable isotopic compositions of Recent freshwater cyanobacterial carbonates from the British Isles: local and regional environmental controls". *Sedimentology*, 40. pp.303-314.
- BADAL, E. y ROIRON, P.(1994). "La vegetación continental". En Torres, T. Ed. "Síntesis del medio ambiente en España durante los últimos millones de años". Proyecto CEC F12W-CT91-0075. pp.273-296.
- BECH, J. (1970). "Génesis de los travertinos lacustres: el caso de Bañolas". *Rev. de Geogr.*, v. IV: 141-158. Barcelona.
- BOULE, M. (1916). "Compte-rendu de la publication de: Hernandez-Pacheco, E. et Obermaier, H. La mandíbula neandertaloide de Bañolas". *L'Anthropologie XXVII*: 149-151.
- BRUSI, D. (1994). Tesis Doctoral Univ. Barcelona.
- CABRA, P.(1981). " Estudio geomorfológico y de las formaciones superficiales entre la Sierra de La Cabrera y la superficie de Mesones". Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid.
- CABRA, P.; GOY, J.L.; HOYOS, M.; ZAZO, C. (1983). "Estudio geomorfológico del Cuaternario y de las formaciones superficiales del sector meridional de la Sierra de Cabrera". *Tecniterrae*. n°51. pp.32-42.
- CHAFETZ, H.S.; RUSH, P.F.; UTECH, N.M. (1991). "Micro environmental controls on mineralogy and habit of CaCO₃ precipitates: an example from an active travertine system". *Sedimentology*, 38. pp.107-126.
- COBO, R. y TORRES, T.(1993). "El programa Eliequi de dibujo de elipses equiprobables. Aplicación al material del oso de la Cueva R27 del karst del Cerro de la Oliva (Torrelaguna, Madrid)". IX Jornadas Paleontología, Málaga. pp.7-12.
- CORCHON RODRIGUEZ, F.(1976). "Estudio hidrogeológico de los alrededores de Torrelaguna". *Informac. y Est.*, n°40.
- COWLING, R.M. (1982). "The occurrence of C-3 and C-4 grasses in fynbos and allied scrublands in the SE Cape, South Africa". *Oecologia*, 58:121-127.
- CRUSAFONT, M. y GOLPE, J.M. (1969). "Los primeros Cercopitecidos fósiles de España". *Publ. del Depart. Univ. de Barcelona*, 15: 1-2.
- CRUSAFONT, M. y SONDAAR, P. (1971). "Une nouvelle espèce d'Hipparion du Pliocène terminal d'Espagne". *Paleovertebrata*, 4: 59-67.
- CRUSAFONT, M.; AGUIRRE, E.; MICHAUX, J. (1969). "Un nouveau gisement de Mammifères d'âge Villafranchien inferieur (Pliocene terminal) decouvert à Layna". *C. R. Acad. Soc. Paris*, 2: 2174-2176.
- DELANNOY, J.J.; GUENDON, J.L.; QUINIF, Y.; ROIRON, P. (1993). "Formaciones travertínicas del piedemonte mediterráneo de la Serranía de Ronda (Málaga)". *Cuad. de Geogr.*, 54: 189-222.
- DEL OLMO, A. (1990). "Memoria Hoja Magna n°1.051, Ronda". ITGE.
- DIAZ DEL OLMO, F.; BAENA, R.; RUIZ ZAPATA, B.; ALVAREZ, G. (1992). "La séquence Tardiglaciare-Holocène du travertin de Priego de Córdoba (Cordillère Bétique, Espagne)". *Karts et Evolutions Climatiques (Hommage à Jean Nicod)*. Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, pp.177-190.
- DUPLESSY, J.C.; DELIBRIAS, G.; TURON, J.L.; PUJOL, C.; DUPRAT, J.(1981). "Deglacial warming of the Northeastern Atlantic ocean: correlation with the paleoclimatic evolution of the european continent". *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 35. pp.121-144.
- DURAN, J.J.; GRÜN, R.; SORIA, J.M. (1988). "Aportación del estudio geocronológico de espeleotemas y travertinos al conocimiento paleoclimático del Cuaternario en la Península y Baleares". *Congr. Geol. de España*. Vol.1.
- EMEIS, K.C.; RICHNOW, H.H.; KEMPE, S. (1987). "Travertine formation in Plitvice National

- Park, Yugoslavia: chemical versus biological control". *Sedimentology*, 34. pp.595-609.
- EMRICH, K.; EHALT, D.H.; VOGEL, J.C. (1970). "Carbon isotope fractionation during the precipitation of calcium carbonate". *Earth. Plan Sci. Lett.* 8: 363-371.
- GADFELTER, B. G. (1971). "Meseta and campiña landforms in Central Spain: a geomorphology of the Alto Henares basin". *The Univ. Chicago Dpt. Geography Research*, pp. 130-204.
- GALOBART, A.; MAROTO, J.; MENENDEZ, E.; ROS, X.; GAETE, R.; COLOMER, F. (1990). "El yacimiento del Pleistoceno Inferior de Incarcal (Crespà, Girona)". *Com. Reunión de Tafonomía y Fossilización*. pp. 161-167. Madrid.
- GASCOYNE, M.(1992). "Paleoclimate determination from cave calcite deposits". *Quat. Sci. Rev.* 11: 609-632.
- GIUFFRIDA-RUGGERI, V. (1921). "Su l'origine dell'uomo". Bologna.
- GRACIA, J.; GUTIERREZ, M.; LERANOZ, B. (1987). "Las superficies de erosión Neógenas en el sector central de la Cordillera Ibérica". *Rev. Soc. Geol. Esp.* (en prensa).
- GRÜN, R.; SCHWARCZ, H.P.; FORD, D.C.; HENTZSCH, B. (1988). "ESR dating of spring deposited travertines". *Quaternary Science Reviews*, 7. pp.429-432.
- GUTIERREZ, M.; PEÑA, J.L.; SIMON, J.L. (1982). "El Karst en el sector centrorienta de la Cordillera Ibérica". *Actas Reunión Monográfica sobre el Karst-Larra*, pp. 81-92.
- HEILBORN, A. (1916). "Ein zweiter Neandertaler fund in Spanien". *Umschau*, 20: 470-472.
- HEIMANN, A. y SASS, E. (1989). "Travertines in the northern Hula Valley, Israel". *Sedimentology*, 36. pp.95-108.
- HERNANDEZ-PACHECO, F. y OBERMAIER, H. (1915). "La mandíbula neandertaloide de Bañolas". *Comisión de Investigaciones Paleontológicas y Prehistóricas, memoria n°6*, 43 pp.
- HERNÁNDEZ-PACHECO, F.(1930). "Modificación de la red fluvial en España. Fenómenos de captura durante el Plioceno al N. de la provincia de Madrid". *Bol. R. Soc. Geogr. Nac.*, v.70, 14 p.
- HERNANZ LOPEZ, A.(1965a). "Una cuestión de paleohidrología madrileña: la Cueva del Reguerillo". *Revista de Obras Públicas*. n°3004, pp.653-658. Madrid.
- HERNANZ LOPEZ, A.(1965b). "La Cueva del Reguerillo y el karst del cerro del Dehesa de la Oliva". *Federation Yougoslave de Speleologie. Actes du IV Congrès International de Speleologie en Yougoslavie*. Vol III, pp.483-485.
- HOYOS, M.; AGUIRRE,E.; MORALES,J.; PEREZ GONZALEZ,A.; SORIA,D. (1974). "El yacimiento de Layna". *Col. Int. Biostr. cont. Neógeno sup. y Cuat. Inf.*: 35-48.
- JULIA, R. (1980). "La conca lacustre de Banyoles-Besalú". *Centre d'Estudis Comarcals de Banyoles*, 187 pp.
- JULIA, R. y BISCHOFF, J.L. (1991). "Radiometric dating of quaternary deposits and the Hominid Mandible of Lake Banyolas, Spain". *Journal of Archaeological Science*, 18: 707-722.
- JULIA, R. y VILLALTA, J.F. (1974). "El Ampurdán". *Coloquio Internacional de bioestratigrafía continental del Neógeno superior y Cuaternario inferior*. Guía 28.9: 3-9. Madrid.
- LLAMAS, J.; TORRES, T.; CANOIRA, L.; GARCIA ALONSO, P.; HOYOS, M. (1994). "Amino-cronología de los depósitos del Pleistoceno Medio de Redueña". (in. litt.)
- LÁZARO OCHAITA, I.(1976). "Estudio Geomorfológico de la Cuenca del Río Guadalix". Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- LUMLEY-WOODYEAR, M.A. (1971-2). "La mandíbula de Bañolas". *Ampurias*, t. 33-34: 1-91.
- MALLADA, L. (1911). "Explicación del mapa geológico de España". *Mem. I.G.M.E*, tomo VII.
- MARTIN SERRANO, A.(1991). "La definición y encajamiento de la red fluvial actual sobre el macizo Hespérico en el marco de la geodinámica alpina". *Rev. Soc. Geol. Esp.* 4(3-4): 337-352.
- McCURDY, G.C. (1915). "Neanderthal man in Spain: the lower jaw of Bañolas". *American Anthropologist*, XVII(4): 760-762.

- MENENDEZ AMOR, J.(1970). "Estudio paleobotánico de algunos travertinos españoles". *Estudios Geológicos*, vol. XXVI: 25-28.
- MICHAELIS, J.; USDOWSKI, F.; MENSCHHEL, G.(1985). "Partitioning of ^{13}C and ^{12}C on the degassing of CO_2 and the precipitation of calcite-Rayleigh type fractionation and kinetic model". *Am. J. Sci.*, 285. pp. 318-327.
- MICHAUX, J.(1971). "Muridae (Rodentia) du Pliocene superieur d'Espagne du Midi de la France". *Paleovertebrata*, 3: 1-25.
- MIR, A. y SALAS, R. (1976). "Tres nuevos carnívoros del yacimiento cuaternario de la Cova d'en Mollet I Serinyá (Prov. Gerona)". *Inst. Inv. Univ. Barcelona*, XXXI:97-124.
- NODAL RAMOS, M.T.(1975). "Contribución al estudio de la sedimentología de la fosa tectónica Guadalix-Redueña-Torrelaguna". Tesis de Licenciatura. Universidad Complutense de Madrid.
- PEÑA, J.L.; GUTIERREZ, M.; IBAÑEZ, M.A.; LOZANO, M.V.; RODRIGUEZ, J.; SANCHEZ, M.; SIMON, J.L.; SORIANO, A.; YETANO, M. (1984). "Geomorfología de la provincia de Teruel". Instituto de Estudios Turolenses, CSIC. Diputación provincial de Teruel. 149pp.
- PEREZ OBIOL, R. y JULIA, R. (1994). "Stable of climatic change in a Mediterranean environment based on a 30.000 year pollen records. The Lake Banyoles sequence". (in press).
- PUCH, C.(1987). "Atlas de las grandes cavidades españolas". *Exploracions* 11. Espeleo club de Gracia. 496 pp.
- PUIG y LARRAZ, G.(1894). "Cavernas y simas de España".
- ROIRON, P. (1983). "Nouvelle étude de la macroflore plio-pléistocène de Crespià (Catalogne-Espagne)". *Geobios*, 16, 6: 687-715. Lyon.
- SANZ-MONTERO M.E.(1994). "Sedimentología de las formaciones Neógenas del sur de la Sierra de Madrid, con énfasis en los procesos kársticos y edáficos asociados a las rupturas sedimentarias del Plioceno". Tesis Doctoral Univ. Compl. Madrid.
- SERGI, S. (1917-8). "La mandíbula di Bañolas". *Revista di Antropologia*, 22: 311-315.
- SESE, C. y RUIZ BUSTOS, A (1992). *Bol. Soc. Esp. Hist. Nat. (geol)*, 87(1-4): 115-134.
- SOLE SABARIS, L.(1958). "Geografía de Cataluña". Ed. Aedos, Vol. I, II, III.
- TALMA, A.S. VOGEL, J.C.(1992). "Late Quaternary Paleotemperatures Derived from a Speleothem from Cango Caves, Cape Province, South Africa". *Quat. Res.* 37:203-213.
- TORRES, T.(1974). "La Cueva del Reguerillo y el karst del Cerro de la Oliva". P. F. de Carreira. E.T.S.I.Minas. Madrid.
- TORRES, T. (1984). "Ursidos del Pleistoceno-Holoceno de la Península Ibérica". T.D. E.T.S. I. Minas de Madrid, 653 p.
- TORRES, T.; COBO, R.; HOYOS, M.; MANSILLA, H.; SOLER, V.; COELLO, F.J. (1993a). "Sedimentología, Magnetoestratigrafía e Isotopía de los depósitos fluvio-kársticos de la Cueva del Reguerillo (Patones, Madrid). Interpretación Paleoambiental". *Geogaceta*, nº15: 127-130.
- TORRES, T.; COBO, R.; GARCIA CORTES, A.; HOYOS, M.; GARCIA ALONSO, P. (1993b). "Cronoestratigrafía de los depósitos fluvio-kársticos del Cerro de la Oliva (Patones, Madrid)". *Geogaceta*, nº15: 90-93.
- TORRES, T.; DEL OLMO, P.; PORTERO, J.(1993). "Hoja Geológica Magna 1:50 000, Priego". ITGE.
- TORRES, T.; CANOIRA, L.; COBO, R.; COELLO, F.J.; GARCIA, P.; GARCIA CORTES, A.; HOYOS, M.; JULIA, R.; LLAMAS, J.; MANSILLA, H.; MEYER, V. (1994). "Aminoestratigrafía de los depósitos travertínicos de Priego (Prov. de Cuenca, España central): primeros resultados. *Geogaceta*, nº16: 102-105.
- TORRES, T.; COBO, R. CANOIRA, L.; GARCÍA CORTÉS, A.; GRÜN, R.; HOYOS, M.; JULIÁ, R.; LLAMAS, J.; MANSILLA, H.; QUINTERO, I.; SOLER, V.; COELLO, F.J.; GARCÍA-ALONSO, P.; GUERRERO, P.; NESTARES, T.; RODRÍGUEZ-ALTO, N.; BARETTINO, D. (1995a). Proyecto CE-FI2W-CT91-0075 "Paleoclimatological revision of climate evolution in Western Mediterranean region" Sp. "Reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles". Area A: karst del Cerro de la Oli-

- va (Torrelaguna, Madrid) y zonas adyacentes. 126pp.
- TORRES, T.; COBO, R. CANOIRA, L.; GARCÍA CORTÉS, A.; GRÜN, R.; HOYOS, M.; JULIÁ, R.; LLAMAS, J.; MANSILLA, H.; QUINTERO, I.; SOLER, V.; VALLE, M.; COELLO, F.J.; GARCÍA-ALONSO, P.; GUERRERO, P.; NESTARES, T.; RODRÍGUEZ-ALTO, N.; BARETTINO, D. (1995b). Proyecto CE-FI2W-CT91-0075 "Paleoclimatological revision of climate evolution in Western Mediterranean region" Sp. "Reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles". Area B: Travertinos fluviales de Priego (Cuenca) Madrid) y zonas adyacentes. 108pp.
- TORRES, T.; COBO, R. CANOIRA, L.; GARCÍA CORTÉS, A.; GRÜN, R.; HOYOS, M.; JULIÁ, R.; LLAMAS, J.; MANSILLA, H.; QUINTERO, I.; SOLER, V.; VALLE, V.; COELLO, F.J.; GARCÍA-ALONSO, P.; GUERRERO, P.; NESTARES, T.; RODRÍGUEZ-ALTO, N.; BARETTINO, D. (1995c). Proyecto CE-FI2W-CT91-0075 "Paleoclimatological revision of climate evolution in Western Mediterranean region" Sp. "Reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles". Area C: Travertinos fluvio-lacustres de río Blanco (Soria). 109 pp
- TORRES, T.; COBO, R. CANOIRA, L.; GARCÍA CORTÉS, A.; GRÜN, R.; HOYOS, M.; JULIÁ, R.; LLAMAS, J.; MANSILLA, H.; QUINTERO, I.; SOLER, V.; BRUSI, D.; COELLO, F.J.; GARCÍA-ALONSO, P.; GUERRERO, P.; NESTARES, T.; RODRÍGUEZ-ALTO, N.; BARETTINO, D. (1995d). Proyecto CE-FI2W-CT91-0075 "Paleoclimatological revision of climate evolution in Western Mediterranean region" Sp. "Reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles". Area D: Travertinos lacustres de Banyoles (Girona). 64pp.
- TORRES, T.; COBO, R. CANOIRA, L.; GARCÍA CORTÉS, A.; GRÜN, R.; HOYOS, M.; JULIÁ, R.; LLAMAS, J.; MANSILLA, H.; QUINTERO, I.; SOLER, V.; COELLO, F.J.; GARCÍA-ALONSO, P.; GUERRERO, P.; NESTARES, T.; RODRÍGUEZ-ALTO, N.; BARETTINO, D. (1995e). Proyecto CE-FI2W-CT91-0075 "Paleoclimatological revision of climate evolution in Western Mediterranean region" Sp. "Reconstrucción paleoclimática desde el Pleistoceno medio a partir de análisis geocronológicos e isotópicos de travertinos españoles". Área E Travertinos fluvio-aluviales de Tolox (Málaga). 98pp.
- TURI, B. (1986). "Stable Isotopic geochemistry of travertines". in Handbook of environmental isotope geochemistry, Vol.2. pp.207-238. Elsevier. Amsterdam.
- VAN CAMPO, M.(1984). " Relations entre la végétation de l'Europe et les températures de surface océaniques après le dernier maximum glaciaire". *Polen et Spores* 26(3-4), pp.497-518.
- VILLALTA, J.F. de. y VICENTE, J. (1972). "Una flora del Cuaternario antiguo en las cercanías de Crespia". *Acta Geol. Hisp.*, t.VII, nº4: 120-128.
- VIRGILI, C. y PEREZ GONZALEZ, A. (1970). "Quelques travertins du rebord nord-est du bassin tertiaire du Tajo". *Bull. Ass. Geogr. Fr.* pp.377-378.
- VOGEL, J.C. FULS A. ELLIS, R.P. (1978). The geographical distribution of Kranz grasses in South Africa. *South Africa Jour. Scic.* 74: 213-218.

PUBLICACIONES TECNICAS

1991

-
- 01 REVISION SOBRE LOS MODELOS NUMERICOS RELACIONADOS CON EL ALMACENAMIENTO DE RESIDUOS RADIATIVOS.
 - 02 REVISION SOBRE LOS MODELOS NUMERICOS RELACIONADO CON EL ALMACENAMIENTO DE RESIDUOS RADIATIVOS. ANEXO 1. Guía de códigos aplicables.
 - 03 PRELIMINARY SOLUBILITY STUDIES OF URANIUM DIOXIDE UNDER THE CONDITIONS EXPECTED IN A SALINE REPOSITORY.
 - 04 GEOESTADISTICA PARA EL ANALISIS DE RIESGOS. Una introducción a la Geoestadística no paramétrica.
 - 05 SITUACIONES SINOPTICAS Y CAMPOS DE VIENTOS ASOCIADOS EN "EL CABRIL".
 - 06 PARAMETERS, METHODOLOGIES AND PRIORITIES OF SITE SELECTION FOR RADIOACTIVE WASTE DISPOSAL IN ROCK SALT FORMATIONS.

1992

-
- 01 STATE OF THE ART REPORT: DISPOSAL OF RADIOACTIVE WASTE IN DEEP ARGILLACEOUS FORMATIONS.
 - 02 ESTUDIO DE LA INFILTRACION A TRAVES DE LA COBERTERA DE LA FUA.
 - 03 SPANISH PARTICIPATION IN THE INTERNATIONAL INTRAVAL PROJECT.
 - 04 CARACTERIZACION DE ESMECTITAS MAGNESICAS DE LA CUENCA DE MADRID COMO MATERIALES DE SELLADO. Ensayos de alteración hidrotermal.
 - 05 SOLUBILITY STUDIES OF URANIUM DIOXIDE UNDER THE CONDITIONS EXPECTED IN A SALINE REPOSITORY. Phase II
 - 06 REVISION DE METODOS GEOFISICOS APLICABLES AL ESTUDIO Y CARACTERIZACION DE EMPLAZAMIENTOS PARA ALMACENAMIENTO DE RESIDUOS RADIATIVOS DE ALTA ACTIVIDAD EN GRANITOS, SALES Y ARCILLAS.
 - 07 COEFICIENTES DE DISTRIBUCION ENTRE RADIONUCLEIDOS.
 - 08 CONTRIBUTION BY CTN-UPM TO THE PSACON LEVEL-S EXERCISE.
 - 09 DESARROLLO DE UN MODELO DE RESUSPENSION DE SUELOS CONTAMINADOS. APLICACION AL AREA DE PALOMARES.
 - 10 ESTUDIO DEL CODIGO FFSM PARA CAMPO LEJANO. IMPLANTACION EN VAX.
 - 11 LA EVALUACION DE LA SEGURIDAD DE LOS SISTEMAS DE ALMACENAMIENTO DE RESIDUOS RADIATIVOS. UTILIZACION DE METODOS PROBABILISTAS.
 - 12 METODOLOGIA CANADIENSE DE EVALUACION DE LA SEGURIDAD DE LOS ALMACENAMIENTOS DE RESIDUOS RADIATIVOS.
 - 13 DESCRIPCION DE LA BASE DE DATOS WALKER.

1993

-
- 01 INVESTIGACION DE BENTONITAS COMO MATERIALES DE SELLADO PARA ALMACENAMIENTO DE RESIDUOS RADIATIVOS DE ALTA ACTIVIDAD. ZONA DE CABO DE GATA, ALMERIA.

- 02 TEMPERATURA DISTRIBUTION IN A HYPOTHETICAL SPENT NUCLEAR FUEL REPOSITORY IN A SALT DOME.
- 03 ANALISIS DEL CONTENIDO EN AGUA EN FORMACIONES SALINAS. Su aplicación al almacenamiento de residuos radiactivos
- 04 SPANISH PARTICIPATION IN THE HAW PROJECT. Laboratory Investigations on Gamma Irradiation Effects in Rock Salt.
- 05 CARACTERIZACION Y VALIDACION INDUSTRIAL DE MATERIALES ARCILLOSOS COMO BARRERA DE INGENIERIA.
- 06 CHEMISTRY OF URANIUM IN BRINES RELATED TO THE SPENT FUEL DISPOSAL IN A SALT REPOSITORY (I).
- 07 SIMULACION TERMICA DEL ALMACENAMIENTO EN GALERIA-TSS.
- 08 PROGRAMAS COMPLEMENTARIOS PARA EL ANALISIS ESTOCASTICO DEL TRANSPORTE DE RADIONUCLEIDOS.
- 09 PROGRAMAS PARA EL CALCULO DE PERMEABILIDADES DE BLOQUE.
- 10 METHODS AND RESULTS OF THE INVESTIGATION OF THE THERMOMECHANICAL BEHAVIOUR OF ROCK SALT WITH REGARD TO THE FINAL DISPOSAL OF HIGH-LEVEL RADIOACTIVE WASTES.

1994

-
- 01 MODELO CONCEPTUAL DE FUNCIONAMIENTO DE LOS ECOSISTEMAS EN EL ENTORNO DE LA FABRICA DE URANIO DE ANDUJAR.
 - 02 CORROSION OF CANDIDATE MATERIALS FOR CANISTER APPLICATIONS IN ROCK SALT FORMATIONS.
 - 03 STOCHASTIC MODELING OF GROUNDWATER TRAVEL TIMES
 - 04 THE DISPOSAL OF HIGH LEVEL RADIOACTIVE WASTE IN ARGILLACEOUS HOST ROCKS. Identification of parameters, constraints and geological assessment priorities.
 - 05 EL OESTE DE EUROPA Y LA PENINSULA IBERICA DESDE HACE -120.000 AÑOS HASTA EL PRESENTE. Isostasia glaciar, paleogeografías y paleotemperaturas.
 - 06 ECOLOGIA EN LOS SISTEMAS ACUATICOS EN EL ENTORNO DE EL CABRIL.
 - 07 ALMACENAMIENTO GEOLOGICO PROFUNDO DE RESIDUOS RADIATIVOS DE ALTA ACTIVIDAD (AGP). Conceptos preliminares de referencia.
 - 08 UNIDADES MOVILES PARA CARACTERIZACION HIDROGEOQUIMICA
 - 09 EXPERIENCIAS PRELIMINARES DE MIGRACION DE RADIONUCLEIDOS CON MATERIALES GRANITICOS. EL BERROCAL, ESPAÑA.
 - 10 ESTUDIOS DE DESEQUILIBRIOS ISOTOPICOS DE SERIES RADIATIVAS NATURALES EN UN AMBIENTE GRANITICO: PLUTON DE EL BERROCAL (TOLEDO).
 - 11 RELACION ENTRE PARAMETROS GEOFISICOS E HIDROGEOLOGICOS. Una revisión de literatura.
 - 12 DISEÑO Y CONSTRUCCION DE LA COBERTURA MULTICAPA DEL DIQUE DE ESTERILES DE LA FABRICA DE URANIO DE ANDUJAR.

1995

-
- 01 DETERMINACION DEL MODULO DE ELASTICIDAD DE FORMACIONES ARCILLOSAS PROFUNDAS.

Títulos publicados

- 02 *UO₂ LEACHING AND RADIONUCLIDE RELEASE MODELLING UNDER HIGH AND LOW IONIC STRENGTH SOLUTION AND OXIDATION CONDITIONS.*
- 03 *THERMO-HYDRO-MECHANICAL CHARACTERIZATION OF THE SPANISH REFERENCE CLAY MATERIAL FOR ENGINEERED BARRIER FOR GRANITE AND CLAY HLW REPOSITORY: LABORATORY AND SMALL MOCK UP TESTING.*
- 04 *DOCUMENTO DE SINTESIS DE LA ASISTENCIA GEOTECNICA AL DISEÑO AGP-ARCILLA. Concepto de referencia.*
- 05 *DETERMINACION DE LA ENERGIA ACUMULADA EN LAS ROCAS SALINAS FUERTEMENTE IRRADIADAS MEDIANTE TECNICAS DE TERMOLUMINISCENCIA. Aplicación al análisis de repositorios de residuos radiactivos de alta actividad.*
- 06 *PREDICCIÓN DE FENOMENOS DE TRANSPORTE EN CAMPO PRÓXIMO Y LEJANO. Interacción en fases sólidas.*
- 07 *ASPECTOS RELACIONADOS CON LA PROTECCION RADIOLOGICA DURANTE EL DESMANTELAMIENTO Y CLAUSURA DE LA FABRICA DE ANDUJAR.*
- 08 *ANALYSIS OF GAS GENERATION MECHANISMS IN UNDERGROUND RADIOACTIVE WASTE REPOSITORIES. (Pegase Project).*
- 09 *ENSAYOS DE LIXIVIACION DE EMISORES BETA PUROS DE LARGA VIDA.*
- 10 *2º PLAN DE I+D. DESARROLLOS METODOLOGICOS, TECNOLOGICOS, INSTRUMENTALES Y NUMERICOS EN LA GESTION DE RESIDUOS RADIATIVOS.*
- 11 *PROYECTO AGP- ALMACENAMIENTO GEOLOGICO PROFUNDO. FASE 2.*
- 12 *IN SITU INVESTIGATION OF THE LONG-TERM SEALING SYSTEM AS COMPONENT OF DAM CONSTRUCTION (DAM PROJECT). Numerical simulator: Code-Bright.*

1996

- 01 *DESARROLLO DE UN PROGRAMA INFORMatico PARA EL ASESORAMIENTO DE LA OPERACION DE FOCOS EMISORES DE CONTAMINANTES GASEOSOS.*
- 02 *FINAL REPORT OF PHYSICAL TEST PROGRAM CONCERNING SPANISH CLAYS (SAPONITES AND BENTONITES).*

PUBLICACIONES NO PERIODICAS

1992

PONENCIAS E INFORMES, 1988-1991.
SEGUNDO PLAN DE I+D, 1991-1995. TOMOS I, II Y III.
SECOND RESEARCH AND DEVELOPMENT PLAN, 1991-1995, VOLUME I.

1993

SEGUNDO PLAN DE I+D. INFORME ANUAL 1992.
PRIMERAS JORNADAS DE I+D EN LA GESTION DE RESIDUOS RADIATIVOS. TOMOS I Y II.

1994

SEGUNDO PLAN I+D 1991-1995. INFORME ANUAL 1993.

1995

TERCER PLAN DE I+D 1995-1999.
SEGUNDAS JORNADAS DE I+D. EN LA GESTION DE RESIDUOS RADIATIVOS. TOMOS I Y II.

Edita:

enresa

empresa nacional de residuos radiactivos, s.a.

Diseño y coordinación editorial: **TransEdit**

Imprime: GRAFISTAFF, S.L.

ISSN: 1134-380X

D.L.: M-22016-1996

Junio de 1996