

J.J. DELANNOY\*  
J.L. GUENDON\*\*  
Y. QUINIF\*\*\*  
P. ROIRON\*\*\*\*

## FORMACIONES TRAVERTÍNICAS DEL PIEDEMONTTE MEDITERRÁNEO DE LA SERRANÍA DE RONDA (MÁLAGA)<sup>1</sup>

### RESUMEN

La vertiente mediterránea de la Serranía de Ronda (Andalucía) se caracteriza por la presencia de importantes edificios travertínicos. Su estudio permite conocer la evolución del funcionamiento de los *karsts*, la reconstrucción paleogeográfica del medio, así como determinar los paleocontextos bioclimáticos de su formación. Una vez abordados los diferentes factores generales favorables a la carbonatogénesis, se han analizado cuatro «sistemas» travertínicos: Puerto de los Martínez, Jorox, Tolox y Yunquera. A partir de su estudio se han distinguido hasta seis fases de acumulación de carbonatos (desde el Messiniense al Holoceno), con la interpretación de sus respectivos medios bioclimáticos, todo lo cual ha mostrado la estrecha relación existente entre óptimos climáticos y máximos de travertinización. Asimismo su estudio ha permitido definir diferentes fases de incisión en la red hidrográfica que vierte al Mediterráneo y su papel en la morfogénesis del macizo: las más antiguas son contemporáneas del Messiniense, mientras que la fase principal es posterior al Plioceno marino y muy anterior al Pleistoceno Medio. El trabajo muestra que la definición morfogenética de dichas etapas, así como la interpretación de la karstogénesis, es posible obtenerla gracias a la aportación geomorfológica de los travertinos.

### RÉSUMÉ

La retombée méditerranéenne de la Serranía de Ronda (Andalousie) se caractérise par d'importants édifices travertineux dont l'étude permet d'aborder les fonctionnements passés du *karst*, de reconstituer des paléogéographies et de déterminer des paléocontextes

---

<sup>1</sup> Este trabajo forma parte del Programa Mercurio de Cooperación Científica y Tecnológica entre Francia y España (1993) (beneficiarios J.J. Delanoy y F. Díaz del Olmo).

\* URA 903 CNRS, Institut de Géographie Alpine, 13 rue M.Gignoux, 38031 Grenoble Cedex (Francia).

\*\* URA 903 CNRS, Université de Provence, 29 Av.R.Schuman, 13621 Aix-en-Provence Cedex (Francia).

\*\*\* CERAK, Faculté Polytechnique de Mons, 2 rue de Houdain, 7000 Mons (Bélgica).

\*\*\*\* Laboratorio Paléobotanique et Evolutions des Végétaux, Univ.de Montpellier II, 34095 Montpellier Cedex 05 (Francia).

bioclimáticas. Après avoir traité les différents facteurs favorables à la travertinisation, quatre "systèmes" travertineux ont retenu notre attention: Puerto de los Martínez, Jorox, Tolox, Yunquera. Leur étude permet de distinguer six générations de constructions carbonatées (Messinien à l'Holocène) et leur ambiance climatique respective. D'autre part, leur analyse met en évidence une relation privilégiée entre optima climatique et maximum de travertinisation. Enfin, ces dépôts nous ont permis de définir les différentes phases d'enfoncement du réseau hydrographique dépendant de la Méditerranée et donc du rôle de celle-ci dans la morphogénèse de la Serranía de Ronda. Si les premières phases apparaissent contemporaines du Messinien, l'essentiel du creusement est postérieur au Pliocène marin et franchement antérieur au Pléistocène moyen. La définition de ces différentes étapes morphogéniques et donc karstogéniques n'aurait pu se faire sans l'apport des travertins.

#### INTRODUCCIÓN

En la vertiente mediterránea de la Serranía de Ronda (Sierras de las Nieves, Prieta y Bonela), entre la población de Tolox y el Puerto de los Martínez, pueden reconocerse siete importantes complejos travertínicos (Fig.1), a saber: las plataformas escalonadas de Tolox (entre 465 m y 378 m de altitud); de Yunquera (680-550 m); de Jorox (585-350 m) y de Casarabonela (520-420 m); los edificios embutidos del Arroyo Hornillo (480 m), la plataforma de Alozáina (420 m) y la formación del Puerto de los Martínez (650 m). Los cinco primeros «sistemas» se relacionan con surgencias kársticas ubicadas a lo largo del contacto geológico anormal existente entre la Dorsal Bética y los mantos alpujárrides-maláguides. Por su parte, las fuentes que originan la plataforma desmantelada de Alozáina, queda aún por definir; mientras que el complejo travertínico del Puerto de los Martínez, se presenta completamente desconectado de la circulación hidrogeológica actual.

El interés del estudio de los edificios travertínicos reside en su relación con varios aspectos:

- En primer lugar, los travertinos, junto con las concreciones endokársticas, constituyen una parte importante de la redistribución de los carbonatos surgidos de la disolución de la masa kárstica. Se trata de formaciones generadas a la vez por: flujos de agua que atraviesan un macizo geológico, el grado de evolución del drenaje kárstico y el contexto bioclimático del entorno en que se manifiestan. Por ello, el estudio de travertinos relictos puede aportar datos sobre la karstificación de periodos no actuales.
- No es extraño que los travertinos sellen paleotopografías (superficies, valles, terrazas,...). La frecuente presencia en las facies travertínicas de restos vegetales (pólenes, hojas, troncos,...) y faunísticos (moluscos, insectos,...), permite fijar las características bioclimáticas contemporáneas de su formación. En consecuencia, los travertinos constituyen hitos fundamentales en la reconstrucción de las condiciones paleogeográficas.

- Al igual que las concreciones subterráneas, las formaciones travertínicas presentan la ventaja de poder datarse por métodos isotópicos ( $C_{14}$ , U/Th), así como a través del estudio de isótopos estables ( $O_{18}$ ,  $C_{13}$ ,...) al objeto de obtener información, tanto sobre las condiciones genéticas (clima, temperatura del agua,...) o el origen del agua (kárstica, termal,...), como de la procedencia del  $CO_2$  (biogénico o profundo).

De entre los siete grandes complejos travertínicos reconocidos en el piedemonte meridional de la Serranía de Ronda, cuatro, agrupados en dos bloques, son particularmente instructivos en relación con los tres aspectos detallados hasta aquí. Estos son:

- El complejo travertínico del Puerto de los Martínez, que, al fosilizar el Plioceno marino y ocupar una posición topográfica colgada a más de 650 m de altitud, nos aporta información sobre la paleogeografía neógena del piedemonte.
- Los sistemas de Jorox, Yunquera y Tolox, los cuales muestran diferentes fases de incisión de la red hidrográfica pleistocena, plasmada en el escalonamiento de sus travertinos.

#### FACTORES FAVORABLES A LA TRAVERTINIZACIÓN

Como ya hemos indicado, la travertinizacón depende de la interacción de numerosos parámetros de orden físico y bio-químicos, determinados por los factores inherentes al medio natural y a la evolución interna y externa del karst. Por ello, antes de iniciar el análisis de las secuencias travertínicas de la Serranía de Ronda, parece oportuno fijar los caracteres del conjunto de estos parámetros favorables a la travertinizacón.

Tanto la acumulacón como la disolucón de las calizas, tienen como exponentes tres elementos originales del karst: los carbonatos (=fase sólida), el agua (=fase líquida) y el  $CO_2$  (=fase gaseosa).

La *precipitacón de los carbonatos* está guiada por dos grandes mecanismos: el primero tiene su origen en las relaciones existentes entre el  $CO_2$  y la solucón química; mientras que el segundo lo es entre la solucón y los carbonatos (BAKALOWICZ, 1988). En el primer caso, la precipitacón está provocada por la evasión del  $CO_2$  de las aguas kársticas, lo cual rebaja el punto de equilibrio químico entre las tres fases, y provoca el estado de sobresaturacón de la solucón.

La desgasificacón del  $CO_2$  se acelera por diversos mecanismos:

- El primero corresponde a la diferencia entre la  $pCO_2$  exterior y la de la solucón. Se trata del mecanismo que tiene lugar en las surgencias kársticas. Cuanto mayor es esta diferencia, la precipitacón de carbonatos se realiza más intensamente y de forma más rápida.

- La agitación del agua en su recorrido, frecuentemente derivada de la presencia de desniveles topográficos o cascadas, favorece igualmente la desgasificación del  $\text{CO}_2$  en equilibrio con la solución (MUXART, 1981; MAZET, 1988).
- El aumento de la temperatura de la solución química conlleva la pérdida de  $\text{CO}_2$ , menos soluble en regímenes cálidos que en los fríos. Es este un mecanismo nada desdeñable en las surgencias localizadas en vertientes soleadas.
- Por último, la pérdida de  $\text{CO}_2$  se realiza a partir del consumo que del mismo hace la vegetación acuática (musgos, algas, raíces) y, de modo efectivo, la actividad bacteriana particularmente durante la estación vegetativa (primavera-verano) (ADOLPHIE, 1981; CASANOVA, 1981; MUXART, 1981). A partir de este mecanismo puede observarse que la carbonatogénesis no es exclusivamente un fenómeno físico-químico, habida cuenta que los seres vivos, notoriamente los micro-organismos (algas, bacterias,...), participan en ella activamente. El avance de las investigaciones en esta temática, no se limita de manera exclusiva a la acción de desgasificación de las soluciones, sino que también alcanza al fenómeno de la precipitación de carbonatos, particularmente a nivel de las membranas bacterianas (CASTANIER, 1987).

El estado de solución está subordinado en gran parte a la estructura del drenaje kárstico.

Los trabajos de MARTÍN (1988, 1991) han mostrado que, cuanto menor es la karstificación de un sistema, mejor es su aptitud para la construcción de travertinos. En efecto, la menor organización del drenaje implica un mayor tiempo de contacto entre las tres fases (agua,  $\text{CO}_2$ , carbonatos), lo cual favorece la tendencia de la solución química hacia un equilibrio con la fase sólida, haciendo más favorable el proceso de travertinización en la surgencia. De otra parte, la menor karstificación del sistema incrementa su funcionamiento como un «filtro de inercia» (MANGIN, 1986), provocándose en la estación húmeda crecidas moderadas, y restituyéndose las aguas almacenadas (zona inundada) de forma progresiva. Esta regulación del caudal es un factor favorable a la travertinización, ya que asegura la escorrentía durante la estación vegetativa (primavera-verano); al contrario sucede en los sistemas kársticos evolucionados, cuyos flujos son muy rápidos, los estiajes acentuados y las crecidas violentas, todo lo cual reduce el tiempo de contacto entre las tres fases citadas líneas arriba.

El papel de la ponderación del caudal en la travertinización es tanto más importante cuanto mayor es el sometimiento del sistema a una estacionalidad climática contrastada, tal como sucede en las formaciones travertínicas del dominio mediterráneo, como las que en estas páginas se analizan.

Conviene precisar que, en un contexto geológico y geográfico estable, el paso de un sistema de poco a muy karstificado, puede llevarse a cabo en un periodo de 10.000 a 20.000 años (MANGIN, 1982, 1986; BAKALOWICZ, 1979, 1982, 1986).

De ahí la importancia de integrar el carácter evolutivo de los karsts en la comprensión de las fases de travertinizaci3n (acumulaci3n e incisi3n).

El estado de la soluci3n qu3mica depende de la cantidad de CO<sub>2</sub> disuelto y 3ste es esencialmente de origen biog3nico. Los trabajos del U.R.A. 903 del C.N.R.S. (Aix-en-Provence), han mostrado la n3tida relaci3n existente entre travertinizaci3n y 3ptimos clim3ticos (VAUDOUR, 1986, 1988; WEISROCK, 1986; AMBERT, 1986, 1991; MANGIN *et al.*, 1991). Las observaciones efectuadas en diferentes dominios bioclim3ticos subrayan que, en secuencias temporales, la g3nesis y progresi3n de los travertinos se corresponde siempre con episodios medioambientales con fuerte desarrollo de la cubierta vegetal y ed3fica. Dicha cubierta proporciona, de una parte, una gran cantidad de CO<sub>2</sub> y, de otra, tiende a regularizar las infiltraciones, por lo que consecuentemente influye en el r3gimen de las surgencias.

En cualquier caso, la realidad de una multiplicidad de factores interviniendo en el proceso de la travertinizaci3n enseña que es necesario evitar toda generalizaci3n, puesto que cualquier 3ptimo clim3tico no da lugar necesariamente a formaciones travert3nicas y, as3, ciertos travertinos se han formado bajo condiciones clim3ticas fr3as, como ha sido mostrado en los travertinos de Peyre (Millau, Francia) (BAZILE *et al.*, 1977), a partir de la conservaci3n de su flora. Por 3ltimo, conviene no olvidar que, en las regiones con tect3nica activa, los aportes de CO<sub>2</sub> de origen profundo son igualmente importantes en las surgencias ubicadas sobre lineamientos tect3nicos mayores (BAKALOWICZ, 1988).

La naturaleza litol3gica del macizo influye igualmente en la estructura del drenaje k3rstico. Las rocas carbonatadas que tienen una porosidad elevada («gr3s» calc3reos, dolom3as), se caracterizan por sus importantes zonas endok3rsticas inundadas, en donde la soluci3n qu3mica adquiere una gran parte de su mineralizaci3n alcanzando generalmente su saturaci3n (NICOD, 1986).

La naturaleza de las diferentes sales de calcio disueltas, influyen as3 mismo en las manifestaciones de los equilibrios qu3micos: as3 una soluci3n puede saturarse en calcio manteni3ndose sobresaturada tanto en magnesio como en sulfatos. De igual forma, la dolomita y el yeso presente en un macizo, pueden mantenerse en proceso de disoluci3n (BAKALOWICZ, 1988) y al tiempo, participar en el proceso de acortamiento global de la cantidad de calcio disuelto. Seg3n este mismo mecanismo, la mezcla de las dos soluciones de mineralizaci3n carbonatada, da lugar a la formaci3n de agua sobresaturada (MUXART, 1975; WIGLEY *et al.*, 1973, 1976).

Frente al conjunto de condiciones favorables a la g3nesis de travertinos, est3n los numerosos factores susceptibles de paralizar la acumulaci3n de carbonatos y/ o de provocar la incisi3n de los mismos. Entre los que pueden revisarse destacaremos los siguientes:

- El m3s frecuente corresponde a la modificaci3n del quimismo de las aguas en relaci3n con la disminuci3n del flujo de CO<sub>2</sub>. Esta circunstancia puede provenir de diferentes hechos: unos de origen biog3nico, en relaci3n con una fase de

empeoramiento climático (degradación de la cubierta bio-edáfica); otros por efectos de la presión antrópica (VAUDOUR, 1988; MANGIN *et al.*, 1991); e incluso otros, tener una génesis endógena derivada de una ralentización de la actividad tectónica (BAKALOWICZ, 1988).

- La alteración de la capacidad ponderadora del karst en relación con las escorrentías, da lugar a un acortamiento de estiajes y crecidas. Ello se debe a dos causas: a la evolución del sistema kárstico hacia una estructura jerarquizada de las escorrentías y a una degradación de la cubierta bio-edáfica del mismo.
- La rápida confluencia de aguas de origen kárstico con otras exógenas.
- El aumento de la turbidez de las aguas debido a una degradación de la cobertera bio-edáfica y a la erosión de suelos (NICOD, 1986).
- Y, en las fases más recientes, por la contaminación del agua, lo que a veces imposibilita el desarrollo de los procesos carbonatogénicos por parte de los micro-organismos (CASANOVA, 1981).

#### DESCRIPCIÓN Y CONSIDERACIONES DE EVOLUCIÓN DE LOS TRAVERTINOS DEL PIEDEMONTE MEDITERRÁNEO DE LA SERRANÍA DE RONDA

##### *La formación del Puerto de los Martínez*

*Descripción.* La formación travertínica del Puerto de los Martínez, descubierta por uno de nosotros en 1989 (DELANNOY, *et al.*, 1989), se reduce a un único «conjunto» situado en el contacto geológico anormal entre la Dorsal Bética y el Manto alpujarride (Fig. 1 y 2). Aunque el contacto con la roca encajante no sea visible, el travertino parece reposar tanto sobre las formaciones maláguides (margas calcáreas del Oligoceno), como sobre los flyschs aquitano-burdigalienses de la región (IGME -Alora-, 1978; BOURGOIS, 1978).

Con una treintena de metros de espesor, esta formación travertínica fosiliza un antiguo valle, del que únicamente queda visible una parte de la margen NW. Tanto en el flanco meridional del travertino, como a techo del mismo pueden identificarse múltiples perforaciones de litófagos, todo fosilizado por facies arenosas y conglomeráticas compuestas por elementos redondeados de carácter heterogéneo (cuarcitas, gneiss, flyschs areniscosos, calizas, dolomías, mármoles, restos de conchas...). El estudio de los ostrácodos realizado por P. CARBONEL en el propio afloramiento, y particularmente el de foraminíferos (determinaciones de R. ANGLADA), permite determinar el depósito detrítico como Plioceno marino, litoral. Las determinaciones de la microfauna en un contexto similar, permiten igualmente identificar estos sedimentos con la transición Plioceno Inferior-Medio (J. MAGNE in LIENAFF, 1977 «Torremolinos»).

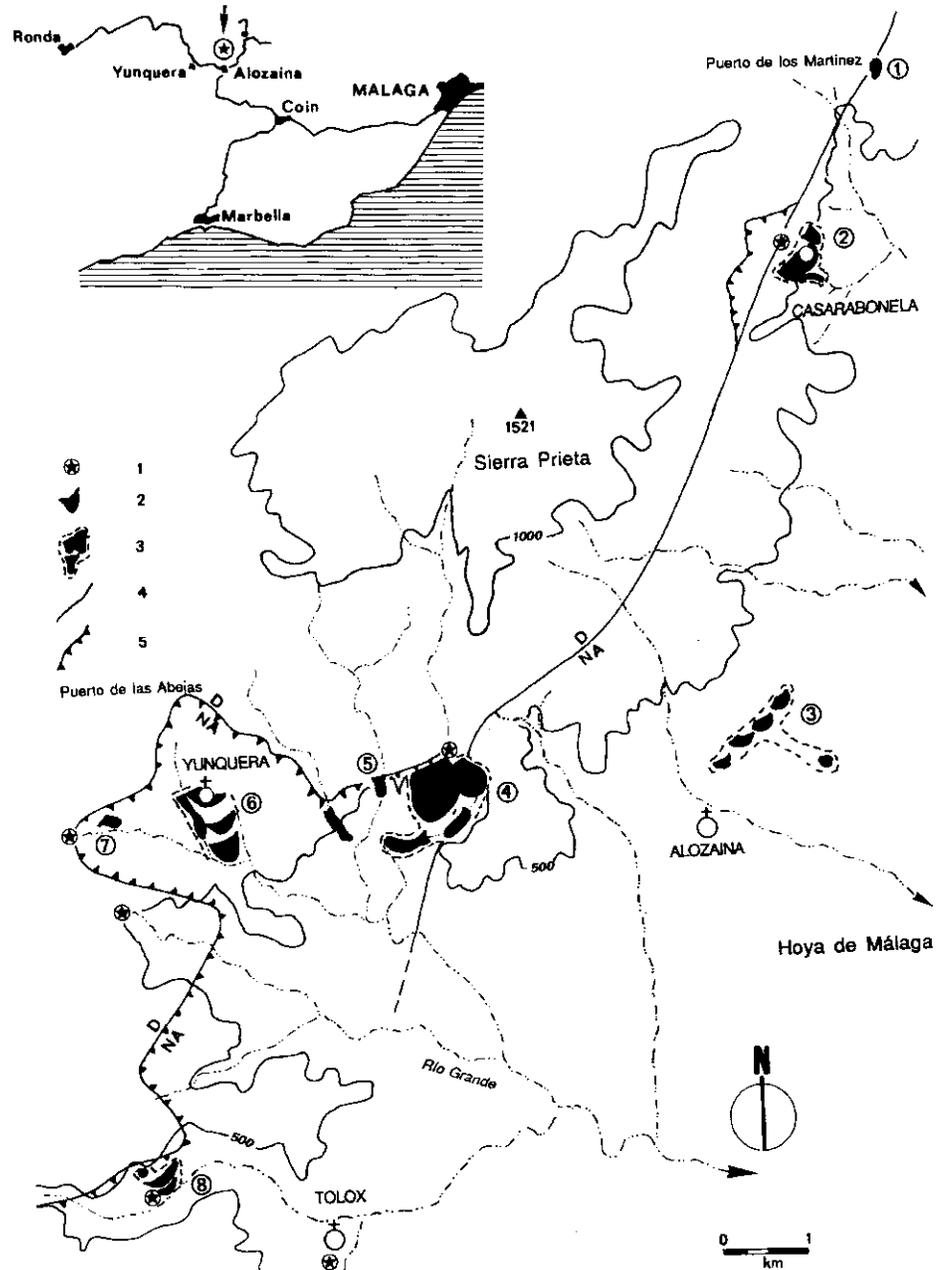


Figura 1: Mapa de situación de los distintos sitios estudiados.

1: Fuente kárstica; 2: Travertino; 3: «sistema» de travertinos; 4: Accidente tectónico mayor; 5: Cabalgamiento; D: Dorsal; NA: Capa Alpujárride.

Los edificios travertínicos: 1: Puerto de los Martínez; 2: Casarabonela; 3: Alosaina; 4: Jorox; 5: Hornillos; 6: Yunquera; 7: Umbría; 8: Tolox.

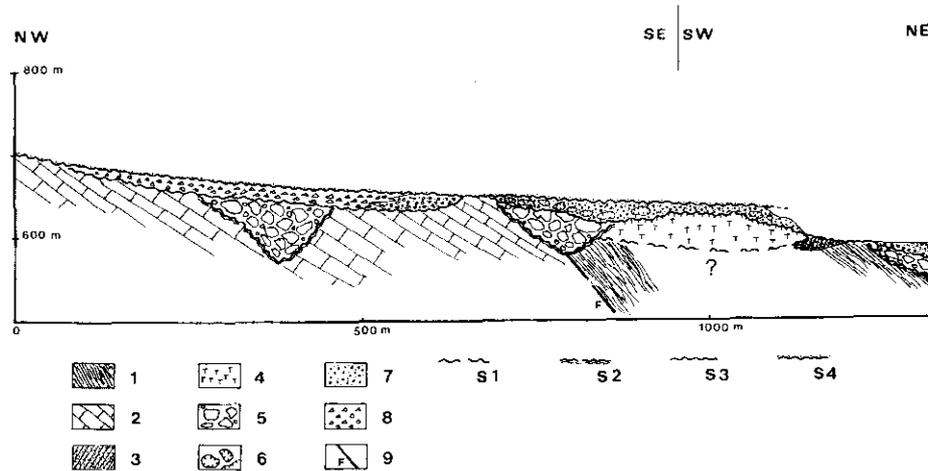


Figura 2: Corte sintético y esquemático de las formaciones neógenas del piedemonte meridional de la Sierra de Alcaparain, región del Puerto de los Martínez (Casarabonela Málaga).

1: Micasquitos alpujárrides; 2: Calizas triásicas y jurásicas de la dorsal bética (unidad Bonela); 3: Areniscas y margas oligocenas y/o aquitano-burdigalienses (Neonumidiense); 4: Formación travertínica; 5: Mega-brecha con elementos calizas (Messiniense); 6: Perforación de litófagos en la superficie del travertino y de los bloques de la mega-brecha incluidos en el conglomerado plioceno; 7: Conglomerados y arenas marinas (Plioceno); 8: Brecha (Plioceno continental); 9: Contacto anormal entre las capas alpujárrides y la dorsal bética. S1: Superficie de erosión anterior a los travertinos (incisión fluvial); S2: Superficie de erosión messiniense (incisión fluvial); S3: Superficie de erosión (continental y marina) post messiniense y ante pliocena; S4: Superficie de erosión post pliocena (glacis de ablación).

La posición morfológica actual del travertino como relieve invertido y el estudio de su contacto con el sedimento detrítico, muestra su existencia durante el Plioceno, momento en el cual el travertino conformaría un pequeño saliente de la costa batido por el mar (¿cabo?).

Así mismo, al NNW de este «paleo-saliente», pero con numerosas manifestaciones en otros puntos del piedemonte, se extiende una formación tipo mega-brecha, constituida por gruesos bloques de origen local (calizas marmóreas), rellenando paleo-valles y reposando localmente sobre el travertino, presentándose, al igual que éste, perforada por litófagos. Se trata de una formación pre-pliocena.

Teniendo en cuenta su carácter ciclópeo (bloques que rebasan corrientemente el m<sup>3</sup>) y su posición en antiguos valles con algunos encajamientos superiores a la centena de metros (sector de Alozáina), entendemos que podría corresponderse con el Messiniense. Estas facies son asimilables a las brechas del S. de Francia (mega-brechas alojadas en talwegs profundos transgredidos por sedimentos Plioceno), cuya génesis se relaciona con la «crisis» de salinidad del Messiniense Superior (CLAUZON, 1975; AMBERT, 1989, 1991; CLAUZON et RUBINO, 1992).

*Edad e interés paleogeográfico*

La edad precisa del travertino permanece incierta. No obstante, sus rasgos geológicos y geomorfológicos aportan algunos datos: de una parte sabemos que es anterior a la transgresión pliocena, sin duda previa a la regresión messiniense; de otra, al presentarse localmente sobre los flyschs aquitano-burdigalienses, sabemos que es posterior a la edad de éstos. Asimismo, conocemos que su conformación es igualmente posterior a la de los mantos de las zonas internas béticas y al desplazamiento post-burdigaliense de ellos sobre las zonas externas (BOURGOIS, 1978). En consecuencia convendremos que el travertino del Puerto de los Martínez es contemporáneo del Mioceno Medio o Superior.

Las determinaciones de algunas huellas foliares contenidas en el travertino, realizadas por P. Roiron, indican la presencia de una flora de bosque siempreverde del tipo laurisilva tropical o subtropical (*Lindera pulcherrima Benth*, Magnolias,...), comparable a las existentes en la actualidad en la India septentrional o en China meridional, propias de la región mediterránea en el Mioceno o, a lo sumo, durante Plioceno Inferior.

Los eventos paleogeográficos que se desprenden del análisis de este travertino y de las formaciones asociadas a él, son los siguientes:

- Sobre la posición de las surgencias: actualmente muchas de las fuentes del piedemonte, y en particular las que dan lugar a travertinos, se alinean en el contacto anormal Dorsal-mantos alpujárrides. La situación del travertino del Puerto de los Martínez próximo a este contacto, no es pues fortuita, sino que traduce la existencia de fuentes sobre dicho eje estructural desde el Neógeno. Se trata por tanto de un elemento morfoestructural mayor, permanente en la organización de las surgencias kársticas y su drenaje en la Serranía de Ronda.
- Sobre la red hidrográfica neógena: el paleovalle fosilizado por el travertino muestra hacia el Messiniense una fase de incisión fluvial, morfológicamente modesta en comparación con la que se produce con posterioridad a la formación del travertino, probablemente ya durante el Messiniense, y cuyo carácter viene dado por la existencia de profundos paleo-talwegs fosilizados por mega-brechas. Tomando en consideración la transgresión marina pliocena sobre estas facies brechoides, la fase de erosión mayor estaría más bien en relación con el episodio regresivo messiniense, que con el levantamiento estructural de la Serranía.
- Sobre las antiguas fases de karstificación: el macizo de Ronda, y particularmente la Sierra de las Nieves, ofrecen numerosos testimonios de estas fases antiguas (DELANNOY, et GUENDON, 1986; DELANNOY, *et al.*, 1987, 1989; DELANNOY, 1992). A la vista de su actual ubicación topográfica (hacia 1.700 m de altitud), su morfología (redes con desarrollo subhorizontales que traducen un funcio-

namiento con nivel de base próximo) y por su condición de afloramientos (cavidades decapitadas por superficies de erosión), las paleo-cavidades testimonian una karstogénesis muy antigua, anterior a las primeras fases de verticalización del endokarst, fases que podrían estar en relación con la incisión messiniense antes evocada. Sin duda, la amplitud de esta incisión se muestra como la primera capaz de posibilitar la verticalización del drenaje kárstico en el endokarst. En tal sentido las paleo-cavidades horizontales de la Sierra de las Nieves, corresponderían a un antiguo sistema kárstico que constituiría la cuenca-vertiente del travertino del Puerto de los Martínez.

- Sobre la tectónica post-pleocena y la incisión de los valles durante el Pleistoceno: el hecho de que los sedimentos marinos litorales del Plioceno se presenten actualmente colgados a 650 m de altitud (620 m en el sector de Alozáina), nos permite estimar, tomando como referencia del máximo transgresivo Plioceno algo menos de 100 m (HAQ *et al.*, 1987), la importancia del levantamiento post-pleoceno de la Serranía de Ronda en alrededor de 550 m. Esta componente vertical constituye, en buena lógica, el motor esencial de la verticalización del karst así como el de la incisión de los valles a lo largo del Pleistoceno, a la vista del escalonamiento de las plataformas travertínicas de Jorox, Yunquera y Tolox.

#### *Plataformas Travertínicas de Jorox*

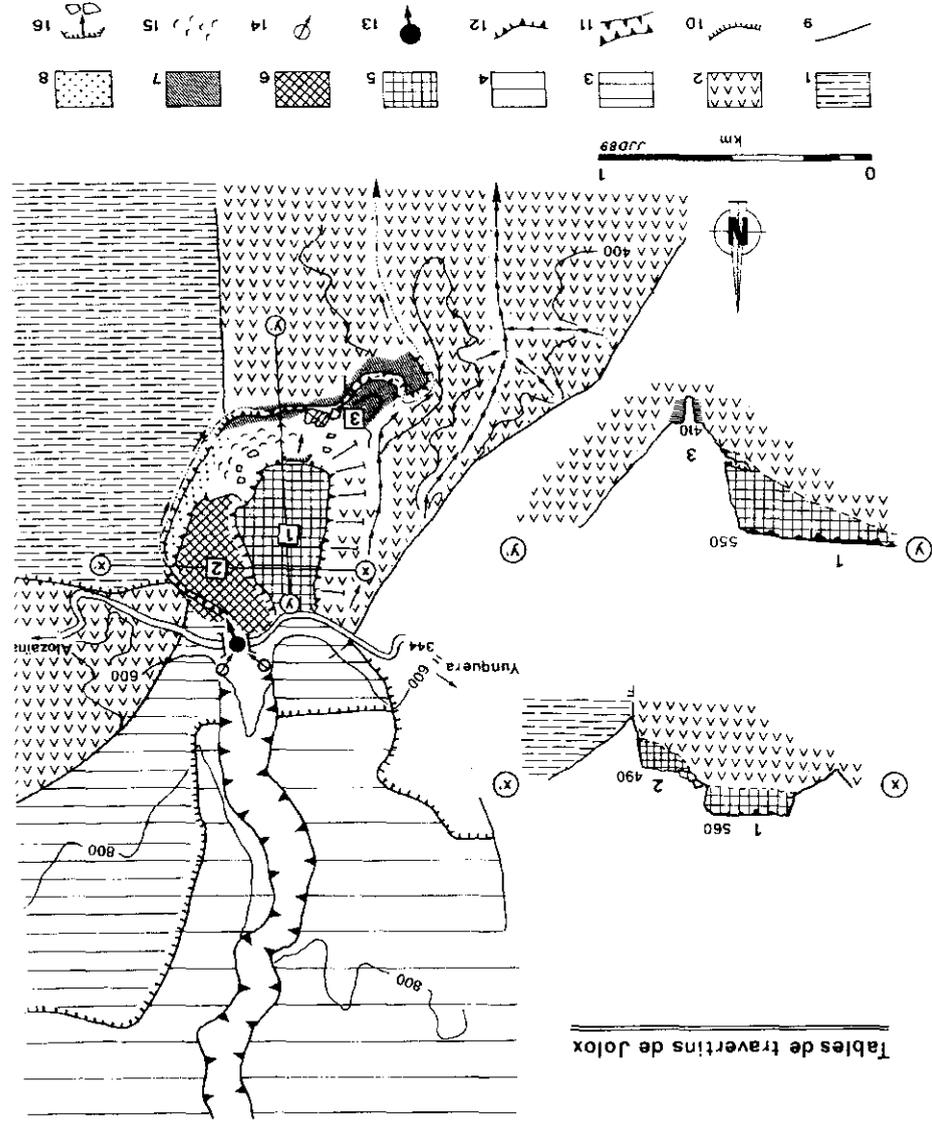
Entre las poblaciones de Yunquera y Alozáina se desarrolla el «complejo» travertínico de Jorox, caracterizado por un conjunto de cinco formaciones embudidas y escalonadas con un desnivel de más de 200 m (Fig. 1 y 3). El complejo está ligado a una potente surgencia kárstica, el manantial de Jorox, el cual se localiza en el talweg de la garganta de las Siete Fuentes.

La surgencia de Jorox se emplaza en una encrucijada estructural que implica el contacto geológico anormal del manto alpujárride-Dorsal, y la falla submeridiana de Casarabonela-Jorox que pone en contacto las unidades alpujárrides (peridotitas) con las maláguides (esquistos). La surgencia drena la mayor parte de la Sierra Prieta con una escorrentía media de 300 l/s y funcionamiento constante. El agua, fuertemente mineralizada (200 mg/l de carbonatos disueltos), mantiene una temperatura media de 16,5°C (Tabla 3).

#### *Descripción*

Las formaciones travertínicas de Jorox se reparten en cuatro conjuntos (Fig.3).

*Conjunto Superior.* En posición colgada en relación con la surgencia actual (530 m), el techo del mismo alcanza los 585-560 m de altitud. Se trata de un conjunto actualmente desconectado tanto de la circulación hidrogeológica (manantial de Jorox), como de la red hidrográfica (río Jorox).



En su interior se distinguen dos formaciones ligeramente embutidas: la más elevada o «formación de la Cruz» (585 m), y la «plataforma superior» ubicada al otro lado de la precedente (565 m).

- La primera de ellas presenta facies travertínicas extremadamente compactas y endurecidas, ampliamente karstificadas (lapiaces, kamenitzas,...), apoyadas sobre un conglomerado ordenado, compuesto de material dolomítico y metamórfico (¿antiguo depósito aluvial?). Hacia el S (o sea, aguas abajo) el edificio gana en espesor, alcanzando unos 20 m de potencia. El flanco occidental de la formación parece fosilizar el tramo inferior de una ladera de un paleotalweg modelado en las peridotitas.
- La «plataforma superior», de mayor envergadura que la precedente, se desarrolla longitudinalmente hacia el SSW unos 600 m, alcanzando una anchura próxima a 300 m. Su potencia aumenta también hacia el SSW (esto es, aguas abajo), hasta unos 100 m en el escarpe meridional. Como se evidencia en las morfologías derivadas de la construcción en cascada, dicho escarpe constituye al antiguo frente de progradación de la formación, el cual, ligeramente arqueado aguas abajo, se emplaza en el mismo eje de un antiguo talweg labrado en las peridotitas. Las laderas de este paleotalweg han sido posteriormente desmanteladas, conservándose únicamente de forma parcial la ladera situada al NW de la plataforma. El travertino reposa sobre depósitos detríticos aluviales.

Una pequeña cantera que corta el flanco SE de la plataforma, ha permitido distinguir la presencia de facies algares con estructura laminar y facies vacuolares con abundantes huellas foliares (Tabla 2). La superficie de la «plataforma superior», con dolinas poco profundas, pozas rellenas de arcillas y lapiaces, testimonian una potente karstificación del conjunto, corroborada por la presencia de cavidades «fósiles», parcialmente colmatadas por espeleotemas. Así mismo la plataforma se presenta débilmente incidida por un valle seco de rumbo NNE-SSW.

Las dataciones isotópicas efectuadas tanto sobre los travertinos de la «plataforma superior», como sobre las concreciones desarrolladas en el interior de las cavidades, han arrojado una cronología siempre más antigua que 350.000 BP, límite geocronológico del U/Th (Tabla 1). La relación isotópica U234/U238 es del orden de la unidad para la plataforma superior, mientras que es mayor que 1 en los conjuntos intermedios e inferior. A partir de estos datos podemos pensar que las relaciones isotópicas iniciales (U234/U238) fueron mayores que 1 y, por tanto, que la plataforma superior con U en equilibrio radiactivo, sea más antigua que alrededor de 1,5 Ma. y que los conjuntos inferiores, evidentemente más recientes que esta cronología.

Muestras	U (p.p.m.)	$U^{234}/U^{238}$	$Th^{230}/U^{234}$	$Th^{230}/Th^{232}$	$U^{234}/U^{238}$	Edades (m.a.)
Table sup. Jorox	0,227 (±0.023)	0,916 (±0.095)	2.907 (±0.500)	13		plus que 350
Concrétion dans table sup. Jorox	0,73 (±0.067)	0.966 (±0.087)	2.300 (±0.289)	133		plus que 350
"Table de Jorox" (Niv. inter.)	0.585 (±0.064)	1.048 (±0.110)	1.336 (±0.177)	17		plus que 350
Rideau de tufs (Niv.inter.)	0.502 (±0.023)	1.281 (±0.052)	0.107 (±0.014)	7	1.291	12.3 (±1.6,1.7)
Niveau inférieur Jorox	0.391 (±0.0099)	1.243 (±0.029)	0.085 (±0.010)	3.3	1.250	9.6 (±1.1,1.2)
Table inter. Tolox	1.857 (±0.031)	1.058 (±0.014)	1.053 (±0.081)	grand	1.058	plus que 350
Concrétion dans table inter. Tolox	4.21 (±0.127)	1.123 (±0.019)	1.350 (±0.0109)	227		plus que 350
Concrétion dans table inter. Tolox	0.335 (±0.022)	1.164 (±0.088)	0.932 (±0.065)	24	1.328	247 (+141, -55.3)
Table inférieure Tolox	3.244 (±0.058)	1.095 (±0.020)	0.629 (±0.024)	grand	1.128	105.5 (+7.3, -6.8)
Form. Iglesia	0.099 (±0.003)	1.052 (±0.040)	0.979 (±0.077)	grand		plus que 350
Form. Cimiterio Yunquera	0.321 (±0.008)	1.048 (±0.197)	0.340 (±0.101)	2.1	0.964	90.8 (+5.5, -5.1)
Form. R.Plano-1-	0.371 (±0.008)	1.048 (±0.026)	0.155 (±0.023)	4.7	1.051	18.2 (+2.9)
Form. Olivos	0.255 (±0.008)	1.016 (±0.036)	1.119 (±0.107)	39.7		plus que 350

Tabla 1. Resultados isotópicos y edades de las muestras travertínicas. Análisis Y. QUINIF.

*Conjunto intermedio o «plataforma de Jorox» (500-480 m).* Con una extensión de unos 80 m se localiza al otro lado del reborde oriental del conjunto superior. El arranque, localizado al nivel del manantial, se hace a través de una formación inclinada que fosiliza un antiguo *talweg*, de acuerdo con la «plataforma propiamente dicha de Jorox». La plataforma alcanza más de 40 m de espesor y se presenta colgada por encima de la garganta del río Jorox labrada en el contacto de los esquistos maláguides. La base del travertino reposa sobre un depósito aluvial grosero (cantos de caliza y dolomías) que, a techo, pasa a un material detrítico heterogéneo con matriz areno-limosa. El nivel travertínico presenta facies funda-

mentalmente vacuolares, endurecidas, con abundantes huellas foliares (Tabla 2), cronológicamente es también más antiguo que 350.000 BP (Tabla 1). La fuerte antropización de esta plataforma (plantación de naranjales) no ha permitido observar el tramo superior del depósito carbonatado. El análisis cronológico de facies derivadas de escorrentías fósiles incrustadas en el tuf, que alcanzaron el reborde de la plataforma, aporta una edad de 12.300 BP.

El *tercer conjunto* (415-410 m) comienza 1 km aguas abajo de la fuente. Se trata de un «sistema» canalizado por la garganta del río Jorox, con un espesor de 30 a 50 m. Los depósitos aportan una edad de 116.600 BP (Tabla 1), acumulándose sobre una formación aluvial grosera compuesta por material proveniente de la Dorsal, del manto alpujárride y de las plataformas travertínicas superiores. Todo el conjunto, menos endurecido que los precedentes, muestra a lo largo de la ladera variaciones de facies clásicas de «travertino de valle» (VAUDOUR, 1986; MAGNIN *et al.*, 1991): zonas palustres (tufts pulverulentos, niveles detríticos y ferrígenos), «barrages» (biohermios) o cascadas (tufts con estructuras laminares y vacuolares ricas en huellas vegetales). Con posterioridad a su formación todo él ha sido reincidido.

El *cuarto conjunto o conjunto inferior* (380 m) se inicia aproximadamente a 1,8 Km de la emergencia de Jorox, extendiéndose a lo largo de unos 400 m, habiendo colmatado hasta una treintena de metros la base de la garganta. La incisión posterior de toda la formación permite reconocer una secuencia vertical con los siguientes elementos: «bed-rock» alpujárride; depósito aluvial grosero (2 m); formación areno-limosa a limosa (1 m); y depósito carbonatado datado alrededor de 9.600 BP. Longitudinalmente se observa un característico encadenamiento de las construcciones domáticas algares o de cascadas (tufts con huellas vegetales), a dorso de las cuales se desarrollan zonas palustres (tufts pulverulentos, «craies» con pasadas de gravillas).

Aguas arriba pueden encontrarse en el fondo de la garganta del río Jorox, un sistema de cascadas de tufts de facies porosas, alveolares y con huellas vegetales. Toda la formación en cascada, datada de 7.400 BP, han sido posteriormente incididas por el río.

#### *Condiciones de la evolución de las formaciones travertínicas de Jorox y sucesión de fases de incisión y construcción*

El complejo de Jorox permite definir numerosas etapas de incisión de la red hidrográfica, las características del medio bio-climático durante la génesis de los diversos edificios travertínicos, así como las diferentes fases de la karstificación del macizo.

La serie escalonada de Jorox, fosilizando talwegs sucesivos, evidencia la sucesión de seis fases de encajamiento de la red hidrográfica en alternancia con cinco periodos de construcción de travertinos.

- La más antigua es la «formación de la Cruz», la cual fosiliza parcialmente un antiguo *talweg*.
- Entre la «formación de la Cruz» y la acumulación de la «plataforma superior», el valle se encaja una treintena de metros, mostrando un perfil inclinado testimonio de un rápido e importante espesamiento de la «plataforma superior», pasando en menos de 600 m, desde una veintena a una centena de metros, entre la parte alta y la baja de la vertiente.
- A la elaboración de la «plataforma superior» le sigue una fase de incisión aluvial de 50-70 m de desnivel, evaluada sobre la margen izquierda del paleo-valor a favor de las peridotitas. Su acción da lugar al rebajamiento del exutorio kárstico. En efecto, mientras que la «plataforma superior» queda netamente colgada en relación con el manantial actual, el travertino de fuente contemporáneo de la «plataforma de Jorox», se relaciona con un paleo-exutorio cuyo emplazamiento está únicamente 5 m por encima del actual.
- Con posterioridad a la construcción de la «plataforma de Jorox», las escorrentías han incidido parcialmente aguas arriba, como se desprende del encajamiento entre el reborde de la plataforma y los esquistos maláguides. Se trata de una fase de incisión de 30-40 m que, al contrario de la precedente, no ha tenido más consecuencia que un débil rebajamiento del exutorio.
- La cronología eemiense y holocena de estas formaciones permite llevar al período würmiense la incisión del tercer conjunto travertínico; las aguas del río Jorox, tras la incisión de los travertinos, se encajan un máximo de 5 a 10 m en el bed-rock alpujárride, lo que concuerda con la incisión post-eemiense de los ríos mediterráneos de la Serranía de Ronda (DELANNOY, 1992 vid.infra).
- El Holoceno está marcado por una nueva fase de travertinizaci3n desarrollada durante el Preboreal para el conjunto inferior principal, con una prolongaci3n en las cascadas hasta el final del Boreal-comienzo del Atlántico.
- Con posterioridad al Atlántico, el conjunto travertínico holoceno se halla reincidido por el río Jorox.

Únicamente los últimos depósitos travertínicos han aportado cronología fiable (Tabla 1). Los más antiguos, superiores a 350.000 años, corresponden seguramente a períodos propios del Pleistoceno Inferior. A partir de ello puede decirse que, fundamentalmente la incisi3n pleistocena de la red hidrográfica dependiente de la Hoya de Málaga, es muy anterior al Pleistoceno Superior y a los últimos episodios fríos del Pleistoceno Medio.

*Testimonios paleoambientales y paleoclimáticos pleistocenos: La construcción de los edificios travertínicos.*

Como ha sido observado en numerosos casos (BAKAIOWICZ, 1985; NICOD, 1986; VAUDOUR, 1986, 1988; BASTIN *et al.*, 1988; MAGNIN *et al.*, 1991), el máximo de travertinización corresponde frecuentemente con una mejora climática y el desarrollo de una cubierta forestal. Aquí, la determinación de huellas foliares de la formación eemiense permite apreciar un contexto forestal templado (Tabla 2) en conformidad a un óptimo climático.

Tomando como referencia las huellas vegetales, los depósitos holocenos manifiestan una fase de mejora climática, equiparable con los datos palinológicos de la turbera de Padúl (Granada) (PONS *et REILLE*, 1986) y los datos de los travertinos holocenos de Teba-Cañete la Real (Málaga, CRUZ SAN-JULIAN, 1981).

Table supérieure	Table de Jorox	Table éémienne	Niveau holocène
<i>Corylus avellana</i>	<i>Salix sp.</i>	<i>Quercus faginea</i>	<i>Salix sp.</i>
<i>Laurus nobilis</i>	<i>Corylus avellana</i>	<i>Nerium oleander</i>	<i>Corylus avellana</i>
<i>Salix sp.</i>		<i>Rubus sp.</i>	<i>Smilax aspera</i>
		<i>Salix sp.</i>	<i>Hedera helix</i>

Table 2. Determinación de las especies vegetales contenidas en los travertinos de Jorox a partir de las impresiones foliares. Determinación efectuada por P. ROIRON.

La formación holocena de Jorox comienza por un «travertino de valle» y se acaba, aguas arriba, en cascadas aisladas; esta evolución morfosedimentaria, en donde únicamente se identifican cascadas, podría traducir el comienzo de la degradación de las condiciones ambientales. Dicha degradación no sería climática sino antrópica. En efecto, los análisis antracológicos de la Cova de l'Or (Beniarrés, Alicante) muestra un predominio de las formaciones arbóreas de 7.000 a 6.500 BP (*Quercus ilex*, *Quercus faginea*, *Fraxinus*, *Olea...*), y, posteriormente, una disminución de *Quercus* y desarrollo del Pino, lo que indica un aumento de la degradación antrópica del medio. Desde un punto de vista cronológico, se constata un cierto desfase entre los travertinos holocenos andaluces y los del Sur de Francia, desarrollándose estos últimos esencialmente durante el Atlántico y Sub-Boreal (VAUDOUR, 1986; AMBERT, 1991), lo que podría indicar que en Andalucía, la mejora relativa de las condiciones ambientales comienza antes (Pre-Boreal), pero asimismo se degrada más rápidamente (comienzos del Atlántico, cf. infra.).

*La degradación de los edificios travertínicos*

La incisión de la plataforma eemiense puede interpretarse como correspondiente a la degradación de las condiciones climáticas de los períodos «wurmiense»,

desfavorables a la travertinización (condiciones rhexistásicas, cf. supra). Durante estas fases, la dinámica de las arroyadas que descendían de la Sierra Prieta (alimentación nival) y alcanzaban la garganta de las Siete Fuentes, provocaría verdaderamente una fuerte acción erosiva habiendo podido formarse eventuales construcciones travertínicas aguas abajo de la fuente.

El Atlántico corresponde globalmente a un óptimo climático, por lo que la degradación del travertino holoceno a partir del final del Boreal debe relacionarse con otra causa distinta a la climática. Los análisis polínicos de la turbera de Padúl (PONS et REILLE, 1986) muestran, desde el Atlántico, una ligera apertura de la cubierta forestal al tiempo que aparece el Olivo (*Olea europea*); aunque sin poder afirmarlo por falta de argumentos complementarios, los autores sugieren para ello una causa antrópica. En la Serranía de Ronda sabemos, por los numerosos sitios prehistóricos que en ella se localizan, que hacia el Neolítico Inferior el macizo estaba densamente ocupado. Y así mismo conocemos que la parálisis e incisión de los travertinos holocenos, está relacionada con la presencia del hombre y el aumento de la presión antrópica sobre el medio natural (VAUDOUR, 1986, 1988; MAGNIN, 1991; MAGNIN *et al.*, 1991).

Los conjuntos inferiores de Jorox subrayan pues varias relaciones importantes. De una parte, entre el desarrollo de los travertinos y los óptimos climáticos; y de otra, la parálisis e incisión de los travertinos con las fases de rhexistasia (de origen climático o antrópico). A partir de los datos obtenidos de las huellas vegetales (Tabla 2), podría ser que, al igual que en los conjuntos superiores de Jorox, el medio fuese más bien forestal, pero la ausencia de una referencia cronológica precisa (más antiguo que 350.000 BP), hace peligrosa toda generalización, ya que entre las causas de la travertinización pueden contarse otras además de las climáticas (hidrogeológicas, tectónicas, variación eustática,...).

#### *Los testimonios de la evolución kárstica*

En función principalmente de la distancia entre surgencias y lugar de travertinización, se distinguen «travertinos de fuentes», muy próximos al exutorio, o «travertinos de valles», mucho más alejados (MARTÍN, 1991; BAKALOWICZ, 1988; MAGNIN *et al.*, 1991). Aquí, los conjuntos eemiense y holoceno corresponden a la segunda categoría, mientras que los de Jorox y superior, lo son más bien a «travertinos de fuente». La «formación de Jorox» enlaza casi completamente con el exutorio, sin olvidar que el «conjunto superior», próximo al contacto de la Dorsal-Alpujárride, determina la situación de los mismos.

La existencia de sendas familias de travertinos dependientes de un mismo sistema kárstico, revela la modificación tanto de las condiciones externas, como del funcionamiento interno del karst. Las condiciones exteriores propicias a la precipitación de carbonatos han sido, fundamental y aparentemente las mismas para todos los conjuntos de Jorox: recorridos de cascadas, posición en laderas soleadas y medio forestal. Por contra, se advierte una neta coincidencia entre una

cierta estabilización del exutorio y la formación durante el Eemiense y Holoceno de «travertinos de valles». Esta relativa estabilidad altitudinal del nivel de la fuente desde la génesis de la «plataforma de Jorox», ha conllevado en efecto una estructuración cada vez más ralentizada del drenaje kárstico y, en consecuencia, una menor mineralización de las aguas. El resultado es una precipitación tardía de los carbonatos, alejada de la surgencia, dando lugar a la formación de travertinos de valles. Por contra, en el supuesto que el karst funcionase como un filtro de inercia regularizante de los caudales con acentuación de la mineralización de las aguas (supra), un rebajamiento del nivel de base hubiera provocado la reorganización del drenaje kárstico favoreciendo la travertinización del tipo fuente. Este último escenario podría ser el origen de los «travertinos de fuente» de Jorox estudiado en el conjunto intermedio, así como probablemente del «conjunto superior».

Si el tránsito de travertinos de fuente a los de valle parece traducir bien la evolución del drenaje kárstico en función de un débil rebajamiento del exutorio, queda por determinar cuáles son las causas de la estabilidad relativa del nivel de base. Inicialmente, el rebajamiento ha estado ligado al de la red hidrográfica que, en lo esencial, es anterior al Pleistoceno Medio y cuya dinámica está guiada por la activa fase tectónica post-pliocena (DELANNOY, 1992). Con posterioridad, el mantenimiento altitudinal del exutorio ligado a la menor incisión de las gargantas, desde el momento de la formación de la «plataforma de Jorox», puede interpretarse como la expresión de un menor levantamiento de la serranía. Por lo demás esta modesta incisión ha podido ser diferente aguas abajo, donde el «encostramiento» del *talweg* (contemporáneo de la plataforma de Jorox) ha protegido el substrato alpujarride y maláguide de la erosión.

Teniendo en cuenta la posición de la fuente en el importante lineamiento estructural ya citado, el cambio de las formaciones travertínicas de fuente a las de valle, puede ser interpretado asimismo como la expresión de un menor aporte de CO<sub>2</sub> endógeno relacionado con la ralentización de la actividad tectónica de dicho eje.

Finalmente, a la vista de la sucesiva reestructuración del drenaje kárstico, así como de una eventual ascensión del CO<sub>2</sub> endógeno, indicaría que, en el contexto paleogeográfico regional, el motor de la incisión de la red hidrográfica tendría una causa común: la activa fase tectónica que levanta los depósitos marinos pliocenos de Alozáina-Casarabonela hasta una altitud de 650 m

#### PLATAFORMAS TRAVERTÍNICAS DE TOLOX

Aguas arriba de la población de Tolox, en el valle del río Horcajos, se desarrolla un sistema de travertinos compuesto por tres niveles escalonados y colgados por encima del *talweg* actual (Fig. 4). Dicho sistema está asociado a las fuentes termales del Piconcillo, implantadas a lo largo del contacto anormal Dorsal-Alpujarride (Tabla 3).

*Descripción de las plataformas travertínicas*

La *plataforma superior* (465 m) se reduce a un pequeño "peñón" *in situ*, el cual muestra una secuencia con los siguientes elementos de abajo a arriba:

- Peridotita alterada pasando a un horizonte encostrado de casi un metro de espesor;
- Nivel aluvial (5 m) con cantos de calizas con sílex y rocas metamórficas más o menos alteradas (gneis, calcoesquistos, cuarcitas,...), que pasa a un nivel arenoso;
- Lecho carbonatado (fango carbonatado) con pasadas detríticas (arenas carbonatadas) que contienen numerosos gasterópodos acuáticos (2 m);
- Segundo nivel aluvial de cantos (3 m);
- Edificio travertínico que comienza con una formación «crayeuse» muy endurecida; sobre ella se desarrolla el travertino propiamente dicho, el cual contiene numerosos restos vegetales y gasterópodos. La datación isotópica confiere a este nivel una cronología más antigua que 350.000 BP.

El *nivel intermedio* (420 m) se marca bien en el paisaje a través de una gran plataforma de aproximadamente 500 m de longitud, por 120 a 200 m de ancho y espesor de unos 40 m

La plataforma reposa sobre una brecha de vertiente con fragmentos del travertino superior, calizas dolomíticas y peridotitas alteradas, que lateralmente y hacia abajo pasa a una terraza aluvial, todo a su vez sobremontando un substrato de peridotitas alteradas. El paso hacia las facies travertínicas se lleva a cabo mediante limos calcitizados, con pequeños restos de peridotitas alteradas y del travertino superior. (0,25 m); sobremonta este nivel un suelo pardo (0,25 m) y un nivel carbonatado rosado con concreciones travertínicas (fango carbonatada) (0,40 m).

Las facies travertínicas se inician por una «craie» con abundantes restos vegetales (*Laurus nobilis*, *Salix sp.*), gasterópodos y un suelo interstratificado. El análisis de la malacofauna hecho por F. MAGNIN (*Eucomulus fulvus*, *Otala fulvus punctata*, *Melanopsis sp.*), permite determinar un ambiente climático tipo mediterráneo húmedo. A techo este nivel pasa a travertinos muy endurecidos con facies de construcción algar y domos algobriofíticos.

En superficie, la plataforma muestra un lapiaz muy desarrollado así como un suelo arcilloso rubefactado. En su interior, una red de conductos subterráneos muestra en su recorrido numerosas concreciones. Los análisis isotópicos del travertino dan una cronología superior a 350.000 BP; y en las concreciones, de superior a 350.000 BP a 247.000 BP (Tabla 1).

La *tercera plataforma* (390 m), datada de 105.000 BP (óptimo climático eemiense), contiene huellas foliares de *Laurus nobilis*, y cf. *Quercus caducifolios*. Su potencia es de una veintena de metros y reposa, al igual que las anteriores sobre un nivel aluvial que a su vez lo hace sobre las peridotitas. La base del antiguo *talweg* fosilizado queda colgada unos 8 m por encima del actual lecho del río. Al otro lado de esta plataforma, la vertiente presenta un encostramiento holoceno de cronología 8.000 BP.

#### *Formación del travertino y consecuencias geomorfológicas*

El sistema travertínico de Tolox muestra numerosas similitudes con el de Jorox. Al igual que este, las plataformas de Tolox evidencian la sucesión de fases de incisión fluvial y de travertinización, fosilizando tanto paleo-*talwegs* como depósitos de vertientes y/o aluviales. Los cortes existentes han favorecido la observación del paso progresivo de los depósitos detríticos a las facies propiamente travertínicas, evidenciándose la secuencia clásica de las formaciones travertínicas aluviales, dadas a conocer en numerosos lugares del Sur de Francia (MAGNIN *et al.*, 1991).

Asimismo las plataformas de Tolox subrayan la existencia de una red hidrográfica descendente de la Sierra de las Nieves, cronológicamente anterior a la segunda mitad del Pleistoceno Medio. La plataforma intermedia, más antigua que 350.000 años, fosiliza un *talweg* cuya base se emplaza únicamente una decena de metros por encima del lecho actual.

Se observa igualmente una relativa estabilidad altitudinal de los niveles de base más recientes en relación con el nivel contemporáneo de la plataforma superior: este último está colgado más de 60 m por encima del río Horcajos, mientras que los paleo-*talwegs* de las plataformas inferiores y medias, están relativamente próximos al lecho actual (Fig. 4). Esta disposición evoca una fase mayor de incisión fluvial probablemente consecutiva del levantamiento post-plioceno de la Dorsal, concordante con la gran fase de verticalización del endokarst de la Sierra de las Nieves, caracterizada en los 1.100 m de desarrollo de Sima GESM (DELANNOY, 1992). La sima, anterior a la segunda mitad del Pleistoceno Medio, no hubiera podido formarse mas que a partir de un potente gradiente hidráulico provocado por la incisión de la red hidrográfica.

El «sistema» travertínico de Tolox se diferencia del de Jorox por su relación con la fuente termal, así como, a partir de la ubicación de la misma, por su emplazamiento lateral en relación al eje del *talweg*.

Este emplazamiento y la presencia de potentes depósitos detríticos (60 m de espesor) aguas arriba de los travertinos, indican que las plataformas de Tolox colmataron en diferentes ocasiones el valle de los Horcajos.

No obstante, el termalismo de la surgencia de Tolox, interpretado como una particularidad de la travertinización debe matizarse, puesto que, aparte la temperatura elevada, no existe elemento alguno que a nivel geoquímico distingua

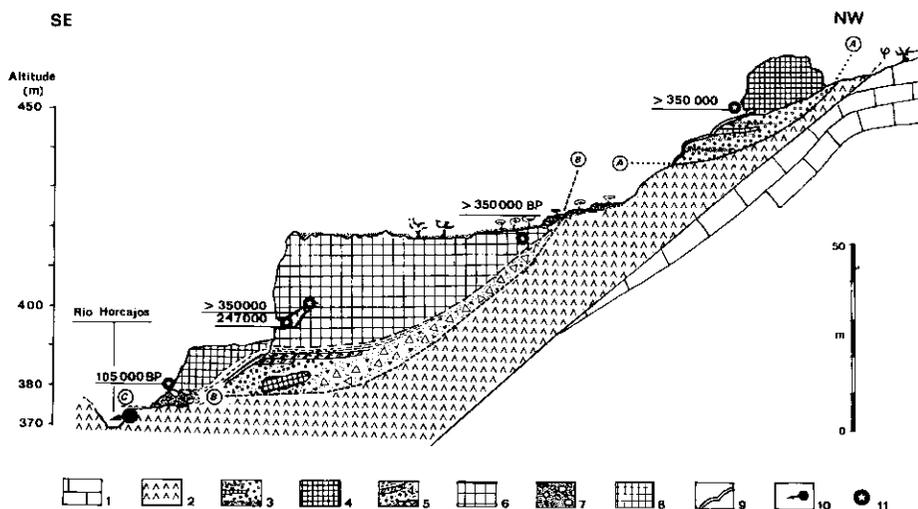


Figura 4: Los travertinos de Tolox.

1: Dorsal Bética - dolomías -; 2: Peridotitas alpujárrides; A-A: Antiguo *talweg* del río de los Horcajos; 3: Terrazas aluviales; 4: Plataforma superior travertínica; B-B: Antiguo *talweg* encajado en A - A; 5: Brechas de ladera que contienen bloques del travertino superior; 6: Mesa intermedia; C - C: *Talweg* inferior encajado; 7: Terraza inferior; 8: Mesa inferior; 9: Costra caliza; 10: Actual fuente del Piconcillo; 11: Emplazamiento de las muestras fechadas.

las aguas de Tolox de las de Jorox o Yunquera (Tabla 3). Probablemente, dado que todas las fuentes se emplazan sobre o en las proximidades del contacto anormal Dorsal-Mantos alpujárrides-maláguides, es posible pensar que, de alguna forma, todas tendrían relaciones con el termalismo.

Junto a esto, el desarrollo de los travertinos de Tolox vista la secuencia evolutiva de sus plataformas (edafogénesis, aportes detríticos reducidos,...), flora, malacofauna, así como la edad eemienne de la plataforma inferior, parecen vincularse preferentemente a un contexto biostásico. El factor medioambiental controla la edificación (biostasia) o erosión (rhexistasia) del mismo, posiblemente con mayor importancia que las propias variaciones físico-químicas de las aguas termales del río Horcajos, teóricamente poco sensibles a las oscilaciones externas. En efecto durante el Pleistoceno el régimen y las escorrentías han debido variar al ritmo del contexto climático. Durante los episodios fríos, la turbidez de las arroyadas y su régimen nival han podido erosionar las eventuales construcciones travertínicas ligadas a las fuentes del Piconcillo. Mientras que durante los óptimos climáticos, las escorrentías del Horcajos serían más regulares y menos turbias (presencia de una cubierta bioedáfica), conllevando una menor importancia en la infiltración generalizada de las aguas en el karst.

Muestras	YUNQ	JOROX	TOLOX
T°c	16°8	16°5	23°4
pH	7,24	7,19	7,50
Ca++ mg/l	68	65	74
Mg ++	21	22	31
Na+	8	5	7
K+	1,5	0,5	1,0
Alcalinité meq/l	4,32	3,75	3,55
Cl- (meq)	4,9	4,9	4,9
SO4=	1,1	0,2	1,1
Si	1,1	0,9	1,4
NO3-	4,1	3,5	1,1

Tabla 3. Caracteres geoquímicos de fuentes travertínicas de la Serranía de Ronda -media anual 1991-. Análisis J.J. DELANNOY.

### LOS TRAVERTINOS DE YUNQUERA

La localización de Yunquera cuenta con tres conjuntos travertínicos escalonados y una formación embutida. El emplazamiento de este «sistema» se hace en el contacto geológico Dorsal-Mantos alpujárrides-maláguides (Figs. 1 y 5), estructura que, al N del mismo, acerca los mármoles alpujárrides sobre las dolomías de la Dorsal, haciendo delicada su comprensión hidrogeológica. Al contrario que para Jorox y Tolox, el de Yunquera no aparece claramente ligado a un exutorio. No obstante, un pozo artificial abierto al N de la plataforma superior, entre los mármoles y micaesquistos alpujárrides, muestra la existencia de un acuífero poco profundo (-5 m), cuyas aguas alimentan la población de Yunquera y los regadíos de sus huertas.

#### Descripción

Entre 680 y 530 m de altitud, tres conjuntos escalonados constituyen los principales elementos de este «sistema».

El conjunto superior culmina a 680 m con la población de Yunquera. Detrás de esta plataforma, netamente colgada por encima de la red hidrográfica actual, se observa la presencia de una antigua zona húmeda colmatada. Es interesante anotar que la toponimia «Yunquera», que remonta a la ocupación romana (Onquera), se asocia a la presencia de zonas palustres.

A pesar de su aspecto uniforme, el conjunto se constituye al menos por tres diferentes generaciones de travertinos:

- La primera, o «formación de la Iglesia» (más antigua que 350.000 BP), corresponde a una formación fuertemente endurecida y ligeramente colgada (680 m).

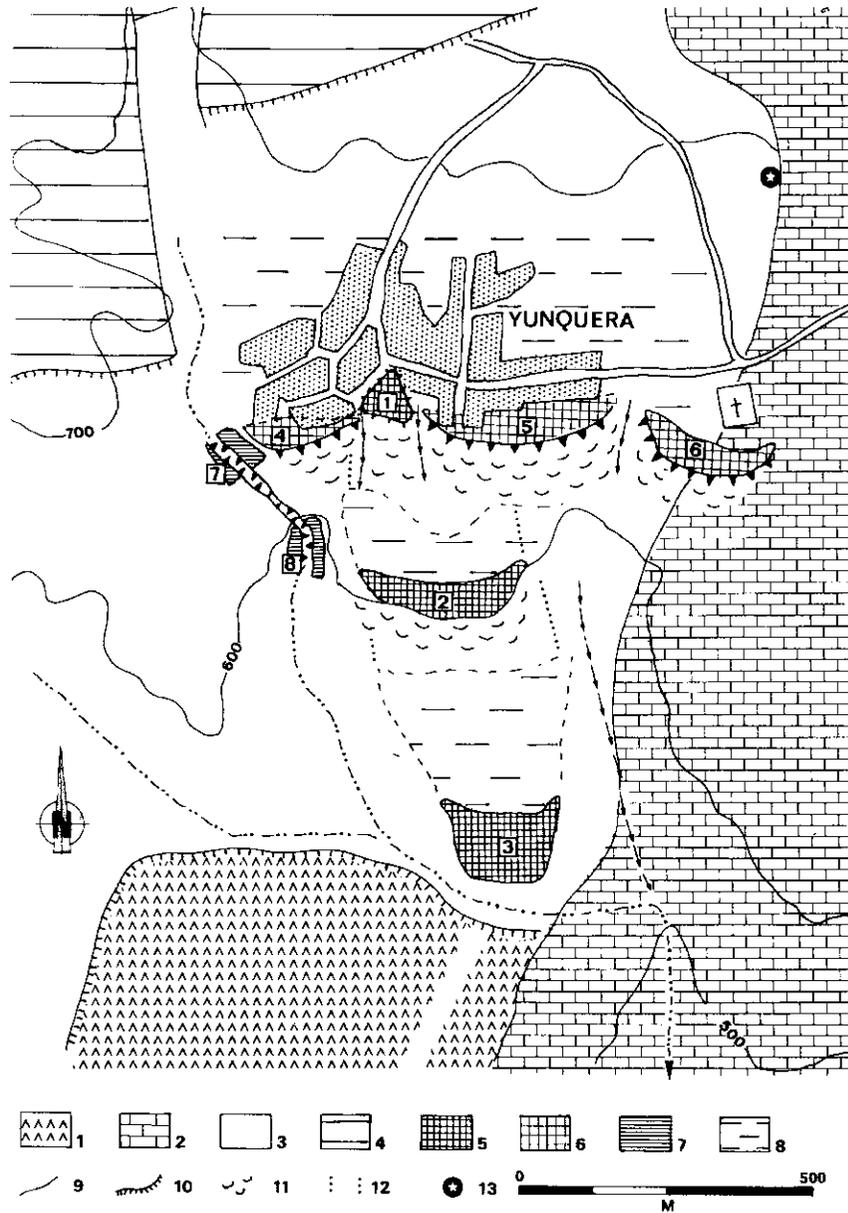


Figura 5: Los travertinos de Yunquera.

1: Peridotitas alpujárrides; 2: Mármol de la Unidad de los Reales-Nappes Alpujárrides; 3: Esquistos y micasquistos alpujárrides; 4: Dorsal bética; 5: Travertino anterior a 350.000 BP [1: Mesa de la Iglesia; 2: Mesa de los Naranjos; 3: Mesa de los Olivos]; 6: Travertino eemiense [4: Form. Pueblo Oeste; 5: Form. del Pueblo Este; 6: Form. del Cementerio]; 7: Travertino holoceno [7: Form. 1 del Plano; 8: Formación 2 del Plano]; 8: Relleno detrítico detrás de los travertinos; 9: Falla; 10: Cabalgamiento; 11: Encostramiento; 12: Límite potencial del paleo-valle contemporáneo de las formaciones de la Iglesia - Naranjos - Olivos; 13: Vista sobre la zona anegada (pozos).

- La segunda engloba las formaciones del Pueblo-Oeste y del Pueblo-Este, que ciñen tanto la formación de la Iglesia, como la más oriental del Cementerio, esta última datada de 90.800 BP. Las tres presentan facies idénticas y se sitúan a la misma cota de altitud (660 m). Se trata de depósitos contemporáneos del Eemiense que sellan antiguos valles coalescentes, con poca incisión en el substrato alpujárride.
- Embutida en la precedente se halla la tercera generación, o formación del «río Plano 1» (18.200 BP), con facies cavernosas y poco endurecidas; la sobreexcavación de la misma subraya una nueva fase de incisión del río que le da nombre, alcanzando 100 m al otro lado del arroyo de la Umbría.

El *conjunto intermedio* se desarrolla alrededor de 600 m de altitud, mostrando asimismo una yuxtaposición de dos generaciones de travertinos.

- La primera, o «formación de los Naranjos», se caracteriza por un frente que fosiliza un antiguo valle. Sus facies son de tipo algar muy endurecidas, y en superficie cuenta con numerosas manifestaciones de disolución (lapiaz, kamenitza). Su cronología es más antigua que 350.000 BP.
- La segunda, o formación «del río del Plano 2», ligeramente embutida en relación con la «de los Naranjos», presenta las mismas características que la del «río Plano 1». La determinación de huellas foliares permite definir un medio forestal con *Quercus caducifolios* (*Sambucus nigra*, *Salix sp.*, *Adiantum capillus veneris*, *Quercus faginea*), completamente diferente del contexto actual mucho más seco. Esta segunda generación evidencia, nuevamente, la incisión de la red hidrográfica y la aceleración de la erosión con posterioridad a la construcción de la misma.

El *conjunto inferior*, o «formación de los Olivos» (570-560 m), presenta un fuerte escarpe, con una máxima potencia de unos treinta metros; la base (530 m) domina una decena de metros el talweg actual del río Plano-arroyo de la Umbría (520 m). Por detrás del escarpe, el travertino fuertemente endurecido, muestra una potente karstificación (lapiaz, kamenitzas...), fosilizando todo él a través de una formación detrítica, la base de un antiguo valle en el contacto entre mármoles y peridotitas alpujárrides. Por encima, las facies travertínicas se inician por un nivel de hojas (esencialmente *Laurus nobilis*). La datación de la base de la formación aporta una edad más antigua que 350.000 BP.

#### *Tres generaciones de formaciones travertínicas*

Desde el punto de vista topográfico, el «sistema» travertínico de Yunquera muestra tres conjuntos escalonados, cronológicamente poligénicos, caracterizados de una parte por el embutimiento de las diferentes formaciones, y de otra por

la presencia en ellas de series cronológicamente similares. Tres generaciones travertínicas se han diferenciado:

- Aunque no dispongamos de pruebas formales, podemos decir que las formaciones de los Olivos, Naranjos e Iglesia pertenecen a una misma generación travertínica, en base a: la similitud de facies e idéntico grado de endurecimiento, su cronología superior a 350.000 años, y su fuerte karstificación; además, las de los Naranjos y Olivos sellan el mismo paleovalle. Su disposición topográfica sugiere un antiguo escalonamiento de cascadas, conformándose zonas húmedas detrás de éstas.
- La segunda generación de travertinos corresponde a las formaciones eemienses del Cementerio, Pueblo-Este y Pueblo-Oeste, sin depósitos al otro lado de las mismas. La «plataforma» eemiense se depositaría a nivel de una ruptura de pendiente condicionada, no por elementos litoestructurales, sino más bien por un antiguo depósito travertínico (¿Iglesia?).
- La tercera generación, verdaderamente del Pleistoceno Superior, corresponde a las formaciones del río Plano 1 y 2. Se caracteriza por un escalonamiento de sus cascadas similar al de las formaciones de la primera generación. Con posterioridad la plataforma ha sido reincidida por el río Plano.

Siguiendo el orden cronológico de los conjuntos de Yunquera podemos resumir que las formaciones de la primera y tercera generación se caracterizan como «travertinos de valle» en cascadas, mientras que la formación eemiense lo es por una «plataforma colgada».

Si la distinción de las generaciones más recientes no plantea problemas a penas, el reagrupamiento en una misma generación de las formaciones de la Iglesia, los Naranjos y los Olivos, puede ser discutible. En efecto, podría entenderse que estas tres construcciones escalonadas más antiguas que 350.000 BP, corresponden a diferentes generaciones, como son los casos de las primeras plataformas de Jorox y Tolox. En esta hipótesis, las tres formaciones (Iglesia-Naranjos-Olivos) habrían sellado otras tantas fases de incisión correspondientes a sucesivos estadios de rebajamiento del nivel de base. En tal caso la cuestión estriba en explicar ¿de qué manera ha sido la frecuente remontada del nivel de base Eemiense, como para permitir el desarrollo de las formaciones de la segunda generación del Cementerio y del Pueblo-Este y Oeste? En la actualidad no poseemos elementos de respuesta, por lo que nos apoyamos con el primer escenario distinguiendo solamente tres generaciones en el «sistema» de Yunquera.

#### *Caracteres y evolución específica de las formaciones travertínicas de Yunquera*

El «sistema» de Yunquera se caracteriza por el embutimiento de sus formaciones a altitud casi contante, así como por sus escalonamientos anacrónicos,

hasta conformar escalonamientos inversos (las formaciones más antiguas no siempre son las más altas). Dejando a parte la última fase de incisión fluvial, la organización del sistema de Yunquera parece no tener relación con la de Tolox y Jorox. Frente a esta última formación la singularidad de Yunquera se fortalece más, habida cuenta de la proximidad de ambos «sistemas» (no más de dos kilómetros) y dependencia actual de la misma red hidrográfica (río Grande). Dos hechos mayores diferencian el «sistema de Yunquera» del de Jorox:

- La formación de los Olivos (aguas abajo de la primera generación) pone de realce una modesta incisión del valle, cronológicamente posterior al depósito de estos antiguos travertinos. La base no domina más que diez metros el actual *talweg*, mientras que el conjunto superior de Jorox, equivalente con probabilidad al de la primera generación de Yunquera, se encuentra colgado más de 60 m sobre el actual río.
- El conjunto superior, sobre el que se localiza la población, ilustra la permanencia de un alto nivel funcional con depósitos de diferentes generaciones a ambos lados. Formaciones eemienses se hallan también a más de cien metros por encima del fondo del valle, mientras que las de Jorox se encajan en el fondo de la garganta.

Estas particularidades resultan de un doble efecto de «umbral». Uno inferior, provocado por la obstrucción del paleo-*talweg* del río Plano por la «formación de los Olivos» (habiendo desviado verdaderamente las aguas hacia el barranco de San Pascual) y, sobre todo, por los mármoles alpujárrides sobre los cuales se apoya esta formación. Su existencia no impidió que, temporalmente, la incisión de la red hidrográfica provocase la estabilización del nivel de base kárstico. Dicha estabilización se vió reforzada además por el segundo umbral, definido por el «frente» travertínico de Yunquera. Este nivel «permanente» de travertinizaci3n ha provocado la inundaci3n basal del sistema kárstico, dando lugar a condiciones cada vez más favorables a la travertinizaci3n (bucle retroactivo). Sendos «umbrales» son contemporáneos de la primera generaci3n de travertinos y han «congelado», por así decirlo, la evoluci3n hidrográfica del compartimento de Yunquera, tanto así que el potencial erosivo parece relativamente reducido: la cuenca vertiente superficial de Yunquera no dispone de la misma capacidad que la del río Jorox. Si durante el Eemiense el umbral superior está reforzado, el «Würm» marca una primera ruptura de sendos umbrales; conllevando la ruptura del umbral inferior la del superior.

Fuera de los «sistemas de Yunquera» se encuentra un funcionamiento «normal», esto es de acuerdo con la evoluci3n de los conjuntos travertínicos cercanos (Tolox, Jorox).

## CONCLUSIONES GENERALES

La vertiente mediterránea de la Serranía de Ronda muestra seis episodios de construcción de carbonatos:

- Los depósitos holocenos son exclusivamente de valle, habiéndose acumulado alejados de las surgencias kársticas. A partir de la determinación de huellas foliares, ha podido reconstruirse un medio forestal (robles caducifolios y sotobosque de zarzaparrillas, bejucos,...), completamente diferente al matorral que en la actualidad coloniza las vertientes. La parálisis de la travertinizacón desde el final del Boreal, así como la incisión de los travertinos, se explica a partir del desarrollo de la presión antrópica en la Serranía de Ronda.
- Las acumulaciones eemienses se llevan a cabo en un medio forestal mixto de robles caducifolios (*Quercus faginea*) y adelfas (*Nerium oleander*), o lo que es lo mismo, en un contexto bioclimático de tipo mesomediterráneo.
- En el interior de las formaciones pre-eemienses y anteriores al límite geocronométrico U/Th (350.000 BP), se suceden numerosas generaciones de travertinizacón: en funcón de su escalonamiento y facies, hemos mostrado al menos dos fases para Tolox y tres para Jorox. Todas ellas se caracterizan por su gran endurecimiento y por su karstificacón (cavidades, lapiazes,...). Excepción hecha de Yunquera, estas formaciones aparecen como depósitos esencialmente de fuentes que han fosilizado los paleo-valles procedentes de la Dorsal. Tomando como referencia la preponderante presencia de laureles nobles (*Laurus nobilis*) frecuentemente asociados a zarzaparrilla (*Smilax aspera*), diremos que estos travertinos se han depositado en un contexto mediterráneo cálido y seco. Se trata de formaciones que serían contemporáneas de los óptimos del Pleistoceno Inferior y Medio. Los trabajos palinológicos sobre el dominio mediterráneo (SUC, 1980, 1982; CRAVETTE *et al.*, 1981, 1982; VERNET, 1988), muestran en efecto una serie de alternancias entre bosques mediterráneos aclarado y una vegetación estépica abierta. La aparición de los primeros paisajes herbáceos con caracteres estépicos es, según estos trabajos, ligeramente anterior al límite plio-pleistoceno. Es interesante notar que el laurel noble está totalmente ausente en las formaciones carbonatadas posteriores (eemiense y holoceno).
- Por su parte, el travertino anterior al Plioceno marino del Puerto de los Martínez se desarrolla bajo un contexto bioclimático subtropical de tipo chino (lauráceas subtropicales, magnolias).

La evolución particular del «conjunto de Yunquera» permite llamar la atención sobre la importancia de elegir sistemas de travertinos en todas las tentativas regionales de reconstrucción morfogenéticas.

A pesar de las similitudes existentes entre unos y otros, cada «conjunto travertínico» presenta características propias dependientes tanto de las condiciones internas de los sistemas kársticos, como de los factores derivados del contexto geográfico s.l. (clima, bioedafología, geomorfología...). A su vez estos últimos inciden sobre la evolución del karst y las posibilidades de precipitación del carbonato. A pesar de ello, el interés morfogenético de los travertinos es múltiple: permiten interpretar diferentes fases de evolución de la red hidrográfica (que induce la evolución de los karsts); deducir el contexto bio-climático contemporáneo de la travertinización; o resaltar fases de actividad tectónica (por los aportes de CO<sub>2</sub> endógeno...). El estudio comparado de «sistemas» próximos, manifiesta asimismo la presencia de sucesos morfoestructurales o morfoclimáticos de primer orden (levantamientos del conjunto, episodios de rebajamiento del nivel de base regional, fluctuaciones climáticas...), los cuales traducen una evolución análoga (temporal) de los diferentes «sistemas».

De igual manera, el estudio de estos travertinos ha permitido definir diferentes fases de incisión de la red hidrográfica que, desde el piedemonte vierte al Mediterráneo y, con ello, determinar su papel en la morfogénesis de la Serranía de Ronda.

El travertino del Puerto de los Martínez ha mostrado una primera fase de incisión previa al Messiniense, de poca envergadura en comparación con la provocada por la crisis Messiniense. Por su parte, la posición respecto de los paleo-talwegs de los travertinos de Yunquera, Tolox y Jorox, permite afirmar que una gran parte de la incisión de la red hidrográfica abarca cronológicamente desde la retirada del mar Plioceno hasta el Pleistoceno Medio. Sin duda alguna este encajamiento ha sido provocado por el levantamiento del piedemonte meridional, teniendo como consecuencia el emplazamiento de las series marinas pliocenas a más de 650 m de altitud. Después de ella ligada a la regresión messiniense, esta importante fase de incisión se ve sin duda favorecida por una nueva reestructuración del drenaje kárstico. Ahora bien, cuanto mayor es la desorganización de la estructura del drenaje (el tiempo que el sistema encuentra un estado de equilibrio), mayor es el tiempo de contacto entre las tres fases del karst (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, carbonatos), y más importantes son las condiciones favorables a la travertinización. Se manifiesta de esta manera una privilegiada relación entre la última fase mayor de incisión de la red hidrográfica y la travertinización. Y, en el mismo orden de ideas, se advierte en Jorox especialmente, que el paso de travertinos de fuentes a los más recientes de valle, no es más que la expresión de la estabilidad de los exutorios, sin duda ligada a una menor actividad tectónica.

Por último, el análisis de estos travertinos ha permitido evidenciar otra relación básica: la existente entre óptimos bioclimáticos y máximos de travertinización. Dos episodios claves, el Eemiense y el Holoceno, la subrayan en la Serranía de Ronda independientemente de la especificidad del sistema kárstico. La determinación de huellas foliares de los diferentes conjuntos escalonados en el piedemonte (desde la plataforma ante-pliocena del Puerto de los Martínez,

hasta los depósitos holocenos), muestra con claridad que la travertinizaci3n se realiza siempre en un contexto biostásico. Por contra, los episodios de degradaci3n climática del Pleistoceno Superior se traducen por la inexistencia de travertinizaci3n, ya que la acentuaci3n del potencial erosivo (la intensidad de la erosi3n y su relaci3n con la intensidad de la precipitaci3n, en el caso donde aquella se puede evaluar), actúa como factor contrario a la sedimentaci3n de carbonatos. Este mecanismo pudo ser preponderante en el caso de Tolox, particularmente eficaz en relaci3n al potencial energético proporcionado por las aguas de fusi3n nival en los arroyos que descendían de los relieves somitales (río de los Horcajos, arroyo de las Siete Fuentes). Los cursos de agua cuyas cuencas de alimentaci3n no abarcaban relieves somitales, presentan perfiles más accidentados y dependientes del contexto lito-estructural. La obstrucci3n de los travertinos pudo en este caso, constituir un serio obstáculo en la evoluci3n de la red hidrográfica, tema que ha sido evidenciado en el dispositivo travertínico de Yunquera.

AGRADECIMIENTOS. Agradecemos a F. Magnin del URA 903 del CNRS (Aix-en-Provence), R. Anglada de la Universidad de Provence (Marseille) y P. Carbonel de la Universidad de Bordeaux I, sus análisis y consejos en la elaboraci3n de este trabajo. Igualmente mostramos nuestro agradecimiento a F. Díaz del Olmo de la Universidad de Sevilla, que se ha encargado de la traducci3n de este largo artículo.

#### BIBLIOGRAFÍA

- ADOLPHE J. P. (1981): *Observations et expérimentations géomicrobiologiques et physicochimiques des concrétionnements carbonatés continentaux actuels et fossiles*. These Etat, Sciences, Univ. Paris VI, *Mém Sc. Terre. Univ. Curie*, Paris, n° 81-34, 339 p.
- ALMERA D. J. (1907): *Descripci3n de los terrenos pliocenos de la cuenca del Bajo Llobregat y llano de Barcelona. III Flora pliocenica de los alrededores de Barcelona*. Mem Real. Acad. Ciencias y Artes de Barcelona, 3, pp. 321-355.
- AMBERT P. (1986): Les tufs holocenes du plateau du Larzac: données actuelles. *Méditerranée* n° 1-2, Aix en Provence, pp. 61-65.
- AMBERT, P. (1989): *Les formations à blocs messiniennes du Languedoc central*. C.R. Acad. Sci., Paris, t. 309, Ser. II, pp. 2077-2084.
- AMBERT, P. (1991): *L'évolution géomorphologique du Languedoc Central (grands Causses méridionaux-Piémont languedocien) depuis le Néogène*. Thèse d'état Lettres, Géographie physique, Aix-Marseille II, T. I, 224 p., T. II, 70 p., 164 fig. et 5 cartes h.t.
- AMBERT P., GUENDON J.L., VAUDOUR J., MAGNIN F., ROIRON P., QUINIF Y., AGUILAR J.P., MARINVAL P. (1992): *Paléoenvironnements au Pléistocène moyen dans la vallée du Tarn: la formation travertineuse de la Rouquette Gerbios*, Lyon, mém spéc. n°1 4, pp. 133-139.

- BADAL GARCÍA E. (1990): *Aportaciones de la anthracología al estudio del paisaje vegetal y su evolución en el Cuaternario reciente en la costa mediterránea del País valenciano y de Andalucía*. Tesis doctoral, Univ. de Valencia, Facultad de Geografía e Historia, 321 p.
- BAKALOWICZ M (1979): *Contribution de la géochimie des eaux a la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification*. These Etat, Sciences, Univ. Paris VI, Labo. Souterrain CNRS, 269 p.
- BAKALOWICZ M (1982): *La géochimie isotopique des sédiments karstiques: apports. problèmes et perspectives*, An. Sci. Univ. Besançon, Géologie, Mem.1, pp. 227-239.
- BAKALOWICZ M (1986): *La karstification: processus, modeles et exemples*. 9<sup>eme</sup> Congrès International de Spéléologie, Barcelone, pp. 59-63.
- BAKALOWICZ M (1988) : *La formation des travertins: aspects géochimiques: essai de synthèse et discussion*. Travaux URA 903 du CNRS, ri° XVII, Aix en Provence, pp. 261-268
- BAKALOWICZ M (1988) : *Géochimie des sources carbonatées des Corbières et formation des travertins*. Travaux URA 903 du CNRS, n° XVII, Aix en Provence, pp. 209-225.
- BASTIN B. et al. (1988): *La séquence sédimentaire de la grotte de Bohon (Belgique)* *Ann. Soc. Géol. Belgique*, 111, pp. 51-60.
- BAZILE E., BAZILE F., VERNET J.L. (1977): *Une flore associée a Picea abies (L.) Karsten dans les tufs calcaires pléistocenes des Grands Causses (Vallée du Tarn, Aveyron)* *C.R.Acad. Sc. Paris*, 284, sér. D, 2211-2214.
- BOURGOIS J. (1978): *La transversale de Ronda. Données géologiques pour un modele d'évolution de l'arc de Gibraltar*. These. Ann. Sc. Uni. Besançon, Géologie, 445 p. Carte géologique IGME-Alora- (1978)
- CASANOVA J. (1981): *Etude d'un milieu stromatholithique continental. Les travertins pliopléistocenes du Var (France)*. These 3<sup>e</sup> cycle, géologie du Quaternaire, Aix-Marseille III, T1 132 p., T2 XXX planches photos.
- CASTANIER, S. (1987) : *Microbiogéologie: processus et modalités de la carbonatogenese bactérienne*. These d'état Sciences, Biogéologie, Nantes, 540 p.
- CLAUZON, G. (1975): *Genese et évolution du front subalpin entre la Cagne et le Var (extrémité orientale de l'arc de Castellane. Alpes-Maritimes)*. *Actes du Symposium sur les versants en pays méditerranéen*, Aix en Provence, Mémoire CEGERM, vol. V, pp. 73-80.
- CLAUZON, G. ET RUBINO, J.L. (1992): *Les Gilbert Deltas pliocenes du Golfe du Lion et de la Mer Ligure: des constructions sédimentaires originales consécutives à la crise de salinité messinienne*. Livret guide de l'excursion ASF (juin 1992), Aix en Provence, 137 p.
- CRUZ SAN-JULIAN J. (1981) : *Evaluación geomorfológica e hidrogeológica reciente en el sector Teba-Cañete la Real (Málaga) a la luz de la datación de formaciones travertínicas*. *Boletín Geológico y Minero*, XCII-IV, pp. 297-308.
- DELANNOY, J.J. (1992): *Les apports de la karstologie dans la définition morphogénique d'un massif montagnard méditerranéen (exemple de la Sierra des Las Nieves. Andalousie. Esp.)*. *Karst et évolutions climatiques*, Presses universitaires de Bordeaux, pp. 153-175.

- DELANNOY J.J. et GUENDON J.L. (1986): La sierra de las Nieves (Malaga). La Sima GESM Etude géomorphologique et spéléologique. *Karstologia Mémoire*, n° 1, pp. 71-85.
- DELANNOY J.J., GUENDON J.L., et al. (1987): *Reconocimiento biofísico de espacios naturales de Andalucía: la Serranía de Grazalerna y la Sierra de las Nieves*. Pub. Junta de Andalucía y Casa de Velázquez, Sevilla, 50 p. y dos mapas.
- DELANNOY J.J., DÍAZ DEL OLMO F. et PULIDO BOSH G.A. (1989): *Livret guide de la réunion franco espagnole sur les karsts méditerranéens d'Andalousie occidentale*. Sévilla, 218 pp.
- DELANNOY J.J., GUENDON J.L., QUINIF Y. (1989): Datations de travertins: les exemples de Meyrargues et de Tolox. *Spéléochronos* n° 1, Pub. CERAK, Mons, Belgique, pp. 29-32
- HAQ B.U., HARDENBOL, J. et VAIL, P.R. (1987): *Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic*. Science vol. 235, pp. 1.156-1.167.
- MAGNIN F. (1991): *Mollusques continentaux et histoire quaternaire des milieux méditerranéens (Sud Est de la France. Catalogne)*. These doctorat, Géographie physique, AixMarseille II, 340 p.
- MAGNIN, F., GUENDON, J.L., VAUDOUR, J. et MARTIN, PH. (1991 ): Les travertins: formations corrélatives de géosystèmes karstiques, séquences sédimentaires et paléoenvironnements quaternaires. *Bull. Soc. Géol. Fr.*, t. 162, n° 3, p. 585-594.
- MAGNIN A. (1982): L'approche systémique du karst. conséquences conceptuelles et méthodologiques. *Réunion Monográfica sobre el karst*, Larra, pp. 141-157
- MAGNIN A. (1986): Réflexion sur l'approche et la modélisation des quiferes karstiques. *Jornadas sobre el Karst en Euskadi*, Donostia-San Sebastian, Tomo 2, pp. 11-30.
- MARTIN PH. (1 988): *Conséquences du fonctionnement et de l'évolution des aquifères carbonatés sur les constructions travertineuses. Le cas des sources de St. Pons, des Encannaux supérieur (Bassin de l'Huveaune), de la Font Alaman et de la Figuiere (Bassin de l'Argens)*. Travaux URA 903 du CNRS, n° XVII, Aix en Provence, pp. 193-200.
- MARTIN PH. (1991) : *Hydrogeomorphologie des géosystèmes karstiques des versants nord et ouest de la Sainte Baume (B-du-R. Var. France)*. Etude hydrologique, hydrochimique et de la vulnérabilité a la pollution. These doctorat, Géographie physique, Aix Marseille II, 362 p.
- MAZET J. (1988): *Contribution a l'étude des tufs-barrages de la Haute Vallée de l'Huveaune*. Travaux URA 903 du CNRS, n° XVII, Aix en Provence, pp. 201-208.
- MUXART T. (1981): Rappel des principaux facteurs conditionnant la précipitation des carbonates en milieu continental. Acte du Colloque de l'A.G.F., *Formations carbonatées externes, tufs et travertins*. Paris, pp. 119-128
- NICOD J. ( 1986) : Facteurs physico-chimiques de l'accumulation des formations travertineuses. *Méditerranée*, n° 1-2, Aix en Provence, pp. 161-167.
- ROIRON P. (1992): *Flores. végétations et climats du Néogène méditerranéen: apports de macroflores du sud de la France et du nord-est de l'Espagne*. These d'Etat, Univ. Montpellier 2, 296 p., 35 pl.

- VAUDOUR J. (1986): Introduction a l'étude des édifices travertineux holocenes. *Méditerranée*, n° 1-2, Aix en Provence, pp. 3-10.
- VAUDOUR J. (1986): Travertins holocènes et pression anthropique. *Méditerranée*, n° 1-2, Aix en Provence, pp. 168-173 .
- VAUDOUR J. (sous la direction de)(1988): *Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France (Provence. Languedoc. Roussillon)*. Travaux URA 903 du CNRS, n° XVII, Aix en Provence, 280 p.
- WEISROCK A., DELIBRIAS G., MISKOVSKI J.C., DIJTOUR A. et ADOLPHE J.P. (1986): Un exemple de sédimentation carbonatée holocène de type travertineux sur le piémont nord du Haut Atlas (Maroc): la coupe Makhfamane 1. *Méditerranée*, n° 1-2, Aix en Provence, pp. 39-44.
- WIGLEY *et al.*(1976): Mixing of carbonate waters. *Geochim Cosmochim. Acta*, 40, pp. 989-995.

#### NOTA DEL TRADUCTOR

(F.DÍAZ DEL OLMO)

La problemática expuesta en este artículo sobre la constatación de un «desfase» cronológico Holoceno, entre los travertinos del Sur de Francia (región subhúmeda) (Atlántico y Subboreal), y los del piedemonte de la Serranía de Ronda (región subárida) (Preboreal y Atlántico), abunda en la caracterización del Cambio Global postglaciar del dominio mediterráneo occidental. Al respecto podemos precisar lo siguiente:

En 1986, la síntesis de los travertinos holocenos de Europa y Marruecos de J. VAUDOUR (p.7), ya mostraba este desfase; como asimismo insistía en la heterocronía de los episodios de «parálisis y desmantelamiento de los travertinos» (*sic* p.171), en razón de las vicisitudes de la antropización según los diferentes lugares. A partir de nuestro conocimiento de los travertinos regionales de Andalucía, subrayaremos algunos de los resultados aquí expuestos, como aportación a la discusión de esta problemática:

- 1º *Sobre la génesis de travertinos holocenos.* El estudio de secuencias completas de travertinos holocenos está mostrando que el arranque de la sedimentación de estos es plenamente Tardiglaciar: bien en episodios antiguos (18.900 BP en Priego, Béticas; 19.000 BP en Constantina, Sierra Morena; y ahora 18.200 BP en Yunquera); bien en una horquilla cronológica, comprendida entre 13.693 BP en Cañete y 12.300 BP en Jorox.
- 2º *Sobre los episodios postglaciares favorables a la travertinizacón.* Los travertinos del piedemonte de Ronda subrayan dos fases: la Preboreal y el Atlántico. Comparando estos resultados con otros anteriores, podemos decir que, efectivamente, sendas fases (óptimos climáticos) tienen en Andalucía occi-

dental especial aptitud a la travertinización: 8.900 BP (Preboreal) y 7.200 BP (Atlántico) en Priego; y 9.000-8.500 BP (Preboreal) en Líjar (Algodonales).

- 3º *Sobre la degradación de la travertinización con posterioridad al Atlántico.* Al contrario que el punto anterior, sobre este particular son todavía insuficientes los datos regionales conocidos. Hasta ahora, de los análisis paleoflorísticos disponibles (también en la sucesión de facies) se desprenden dos hechos: tanto la consolidación progresiva de la típica xerofilia mediterránea subárida, como la antropización de los geosistemas kársticos. El impacto de ambos factores está constatado tanto para el Subboreal (claramente en los edificios travertínicos de este artículo), como para el Subatlántico (caso de la secuencia de Priego).

Por todo ello, la discusión sobre cambio global planteada por Delannoy, Guendon, Quinif et Roiron, al comparar las secuencias de Andalucía con las del Sur de Francia, (*sic.*) «lo que podría indicar que en Andalucía, la mejora relativa de las condiciones ambientales comienza antes (Pre-Boreal), pero asimismo se degrada más rápidamente (comienzos del Atlántico)», se orienta a nuestro modo de ver en dos términos:

- Que efectivamente comienza antes..., pero antes incluso que el Preboreal.
- Y que el impacto de la antropización hace cambiar las condiciones del geosistema paralizando y degradando los travertinos. Dicha antropización es desigual temporal y técnicamente, no sólo entre regiones (Sur de Francia, Sur de España), sino igualmente entre macizos y unidades de la misma región (Subbético y Dorsal de las Béticas). Todo lo cual refuerza, en nuestra opinión la heterocronía ya adelantada en la hipótesis de J. Vaudour de 1986.

#### REFERENCIAS:

- CRUZ SAN JULIÁN, J. (1981): Evolución geomorfológica e hidrogeológica reciente en el sector Teba-Cañete la Real (Málaga) a la luz de las dataciones de formaciones travertínicas, *Bol. Geol. y Min.*, 92,4, pp.297-308.
- DÍAZ DEL OLMO, F., ÁLVAREZ GARCÍA, G. (1989): Formaciones kársticas, espeleogénesis y morfoclimas fríos (Béticas occidentales): Episodios cuaternarios, *El Cuaternario en Andalucía Occ.*, AEQUA Monografías, 1, pp. 67-86.
- DÍAZ DEL OLMO, F.; BAENA, R.; RUIZ ZAPATA, B.; ÁLVAREZ, G. (1992): La séquence Tardiglaciaire-Holocène du travertin de Priego de Córdoba (Cordillère Bétique, Espagne), *Karst et Evolutions Climatiques (Hommage à Jean Nicod)* (Dir. J.-N. Salomon et R. Maire), Presses Universitaires de Bordeaux, Talence, pp.177-190.

OJEDA ZUJAR, J.; DÍAZ DEL OLMO, F.; RUBIO RECIO, J.M.; GEOS (1987): El macizo de Algodonales (Cádiz): un modelo de karst mesomediterráneo, *Gades* (Universidad de Cádiz), 15, pp.157-182.

VAUDOUR, J. (1986): Introduction à l'étude des édifices travertineux holocènes, Table-Ronde (1985), *Méditerranée*, 1-2, pp.3-10.