

## **LES FORMATIONS TRAVERTINEUSES : DES TEMOINS PALEOENVIRONNEMENTAUX ET MORPHOGENIQUES. EXEMPLE DU PIEMONT MEDITERRANEEN DE LA SERRANIA DE RONDA (PROVINCE DE MALAGA, ESPAGNE)**

**Jean-Jacques DELANNOY<sup>1</sup>, Jean-Louis GUENDON<sup>2</sup>, Yves QUINIF<sup>3</sup> & Paul ROIRON<sup>4</sup>**

**RESUME.** La retombée méditerranéenne de la Serranía de Ronda (Andalousie, Espagne) se caractérise par d'importants édifices travertineux dont quatre ont retenu notre attention : Puerto de los Martínez, Jorox, Tolox et Yunquera. Leur étude a permis de distinguer six générations de constructions carbonatées comprises entre le Messinien et l'Holocène, d'appréhender leur contexte bio-climatique et de mettre en avant la relation privilégiée entre optimum climatique et maximum de travertinisation. Ces dépôts nous ont permis, également, de définir les différentes phases d'enfoncement du réseau hydrographique dépendant de la Méditerranée et du rôle de celle-ci dans la morphogénèse et la karstogénèse de la Serranía de Ronda. Si les premières phases apparaissent contemporaines du Messinien, sans doute en relation avec les variations eustatiques méditerranéennes de cette époque, l'essentiel du creusement est postérieur au Pliocène marin et antérieur au Pléistocène moyen et apparaît essentiellement commandé par l'active phase tectonique post-pliocène qui a porté les dépôts marins pliocènes à plus de 650 mètres d'altitude.

**MOTS-CLES:** Pliocène, Quaternaire, Messinien, travertin, karst, paléoécologie, tectonique, Espagne.

**ABSTRACT.** Travertine deposits as paleoenvironmental and morphogenetic indicators. The example of a Mediterranean Piedmont: Serrania de Ronda (Province of Malaga, Spain). The Mediterranean scarp of Serrania de Ronda (Andalucia, Spain) is characterised by important travertine deposits, four of which have been studied: Puerto de los Martinez, Jorox, Tolox and Yunquera. Six generations of carbonate built-ups have been recognised in the period ranging from the Messinian to the Holocene. Bio-climatic context and datation allowed to confirm the correlation between maximum of travertine formation and climate optimum. Valley incision influenced morphogenesis and karstification of the Serrania de Ronda. It was possible to distinguish different phases of incision of the hydrographic network draining into the Mediterranean and depending for its baselevel on eustatic variations of the Mediterranean Sea. The first phases of incision may be contemporaneous with the Messinian crisis but most incision postdates the marine Pliocene and predates the mid Pleistocene, probably linked with post-Pliocene tectonic uplift: marine Pliocene deposits are now found above 650 m altitude.

**KEY WORDS:** Pliocene, Quaternary, Messinian, travertine, karst, paleoecology, tectonics, Spain

<sup>1</sup>. URA 903 du C.N.R.S. & Institut de Géographie Alpine, rue M. Gignoux 17 - F-38031 Grenoble Cedex (France).

<sup>2</sup>. URA 903 du C.N.R.S., Université de Provence, Avenue Robert Schuman 29 - F-13621 Aix-en-Provence Cedex (France).

<sup>3</sup>. C.E.R.A.K., Faculté polytechnique de Mons, rue de Houdain 9 - B-7000 Mons (Belgique).

<sup>4</sup>. Laboratoire le Paléobotanique et d'Evolution des Végétaux, Université de Montpellier II - F-34095 Montpellier Cedex 05 (France).

# 1. INTRODUCTION

L'étude des travertins est particulièrement intéressante à plusieurs titres :

- ils constituent comme les concrétions endokarstiques, une part de la redistribution des carbonates issus de la dissolution de la masse karstique ; l'étude des anciennes formations travertineuses peut donc apporter des informations sur les fonctionnements passés du karst ;
- ils scellent fréquemment des paléotopographies (surfaces, vallées, terrasses...) ;
- ils contiennent souvent d'abondants restes végétaux (pollens, feuilles, troncs...) et animaux (mollusques, insectes,...) qui permettent de fixer l'ambiance bioclimatique contemporaine de leur mise en place ;
- les formations travertineuses comme les concrétions souterraines présentent l'avantage de pouvoir être datées par des méthodes isotopiques ( $^{14}\text{C}$ , U/Th).

A ces titres, parmi les sept grands complexes reconnus sur le piémont méridional de la Serranía de Ronda (Fig. 1), quatre sont particulièrement instructifs :

- le massif travertineux du Puerto de los Martínez qui, du fait de sa fossilisation par le Pliocène marin et de sa position perchée à plus de 650 mètres d'altitude, apporte des informations de premier ordre sur la paléogéographie néogène ;
- les systèmes de Jorox (585m-350m), de Tolox (465m-378m) et de Yunquera (680m-550m) qui permettent de caler différentes phases d'enfoncement du réseau hydrographique durant le Pléistocène. Ces trois «systèmes» sont dépendants de sources karstiques situées le long du contact anormal entre la Dorsale bétique et les nappes alpujarrides-malaguides.

## 2. LES FACTEURS DE LA TRAVER-TINISATION

La travertinisation dépend, comme nous l'avons précédemment évoqué, de nombreux paramètres physico-chimiques et bio-chimiques, eux-mêmes déterminés par un ensemble de facteurs inhérents à la nature et à l'évolution interne et externe du système karstique.

La précipitation comme la dissolution des carbonates mettent en jeu une phase solide (les carbonates), une phase liquide (l'eau) et une phase gazeuse (le  $\text{CO}_2$ ).

**2.1. La précipitation des carbonates** peut être due à deux grands mécanismes : le premier ayant son origine dans les relations entre le  $\text{CO}_2$  et la solution, et le second dans celles entre la solution et les carbonates (Bakalowicz, 1988). Dans le premier cas, la précipitation est provoquée par une évaporation du  $\text{CO}_2$  des eaux karstiques qui abaisse le point d'équilibre chimique

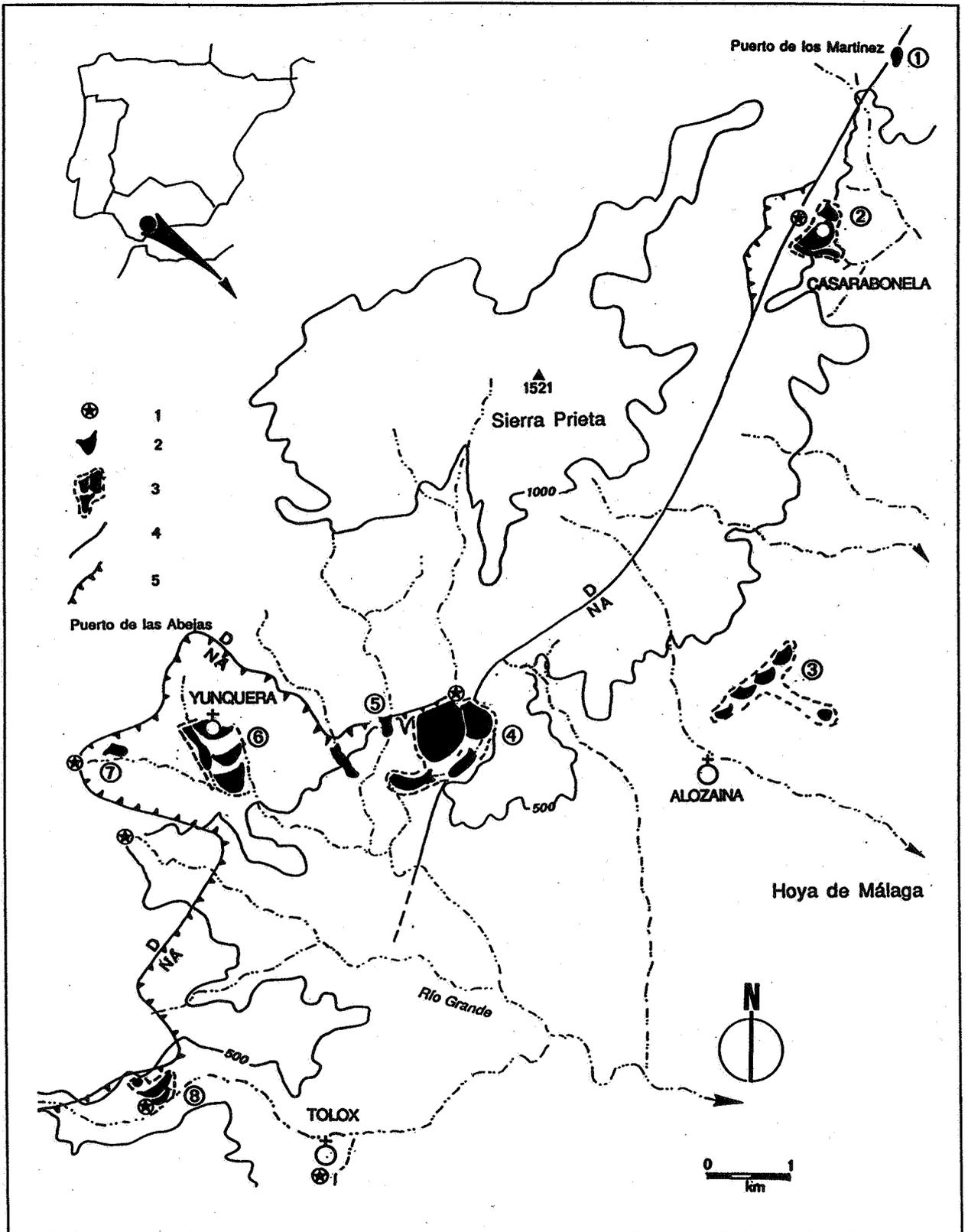
entre les trois phases et entraîne un état de saturation de la solution. Le dégazage en  $\text{CO}_2$  dissous peut être déclenché par divers mécanismes :

- le premier est la différence entre la  $\text{PCO}_2$  extérieure et celle de la solution ; mécanisme qui prend effet dès l'émergence des eaux karstiques. Plus cette différence est grande, plus la précipitation des carbonates est importante et rapide ;
- l'agitation de l'eau, due à un parcours cascading ou accidenté, favorise également le dégazage du  $\text{CO}_2$  équilibré (Muxart, 1981 ; Mazet, 1988) ;
- l'augmentation de la température de la solution entraîne aussi une évaporation du  $\text{CO}_2$ , moins soluble à chaud qu'à froid. Ce mécanisme peut jouer un rôle non négligeable pour les eaux émergentes sur un adret ;
- enfin la consommation du  $\text{CO}_2$  dissous par la végétation aquatique (mousses, algues, racines) et l'activité bactérienne joue un rôle certain notamment durant la saison végétative (printemps-été) (Adolphe, 1981 ; Casanova, 1981 ; Muxart, 1981 ; Castanier, 1987).

**2.2. L'état de solution** est, en grande partie, subordonné à la structure du drainage karstique. Les travaux de Martin (1988, 1991) montrent que moins un système est karstifié, plus il est favorable aux constructions travertineuses. En effet, moins la structure de drainage est organisée, plus le temps de contact entre les trois phases (eaux,  $\text{CO}_2$ , carbonates) est long ; dans ce cas la solution tendra vers l'équilibre avec la phase solide et sera plus favorable à la travertinisation auprès de l'exutoire. D'autre part, moins la karstification du système est poussée, plus il fonctionnera comme un filtre inertiel (Magnin, 1986) ; dans ce cas, la saison humide engendre des crues modérées et l'essentiel des eaux, momentanément stocké (zone noyée), est restitué progressivement. Cette régulation du débit est un facteur favorable à la travertinisation puisqu'elle assure un écoulement durant la saison végétative (printemps-été). Ce qui n'est pas le cas des systèmes karstiques évolués marqués par des flux très rapides, donc par des temps de contact courts, des étiages sévères et des crues violentes.

Précisons que, dans un contexte géologique et géographique stable, le passage d'un système peu karstifié à très karstifié peut être compris entre 10000 et 20000 ans (Magnin, 1982, 1986 ; Bakalowicz, 1979, 1982, 1986). Il est, donc, important d'intégrer le caractère évolutif du karst dans l'appréhension des phases de travertinisation (constructions, incisions).

L'état de solution dépend également de la quantité de  $\text{CO}_2$  dissous dont l'essentiel est d'origine biogénique. Les travaux de l'U.R.A. 903 du C.N.R.S. (Aix en Provence) montrent une relation privilégiée entre



**Figure 1.** Carte de situation des différents sites étudiés.

1. source karstique - 2. travertin - 3. «système» de travertins - 4. accident tectonique majeur - 5. chevauchement - D. Dorsale - NA. Nappe Alpujarride.

Les édifices travertineux : 1. Puerto de los Martínez - 2. Casarabonela - 3. Aloxaina - 4. Jorox - 5. Hornillos - 6. Yunqueira - 7. Umbria - 8. Tolox.

travertinisation et optima climatiques (Vaudour, 1986, 1988 ; Weisrock *et al.*, 1986 ; Ambert, 1986, 1991 ; Magnin *et al.*, 1991). Les observations effectuées sous différents domaines bio-climatiques soulignent que la formation et le développement des travertins correspondent toujours à une amélioration relative de l'environnement (couvert forestier). Cette couverture bio-pédologique, d'une part, produit une importante quantité de CO<sub>2</sub> et, d'autre part, tend à régulariser les infiltrations et par conséquent, à influencer sur le réaïme des sources. Toutefois, du fait de la multiplicité des facteurs intervenant dans la travertinisation, il faut se garder de généraliser : tous optima climatiques n'engendrent pas systématiquement des travertins. Certains travertins se sont développés sous un climat froid comme, par exemple, la flore conservée dans les travertins de Peyre (Millau, France) (Bazile *et al.*, 1977). Enfin, il ne faut pas négliger les apports de CO<sub>2</sub> d'origine profonde dans les régions soumises à une tectonique active et pour les émergences situées sur un accident tectonique important (Bakalowicz, 1988).

**2.3. La nature lithologique du massif** influence également la structure de drainage karstique. Les roches carbonatées à porosité élevée comme les grès calcaires et les dolomies se caractérisent fréquemment par d'importantes zones noyées où la solution acquiert une grande part de sa minéralisation et atteint généralement la saturation (Nicod, 1986).

La nature des différents sels de calcium dissous influence également les équilibres chimiques : une solution peut se saturer en calcium tout en restant sous-saturée en magnésium et en sulfate. Ainsi, dolomite et gypse pourront continuer à se dissoudre s'ils sont présents dans le massif (Bakalowicz, 1988) et participer à l'accroissement globale de la teneur en calcium de la solution. Selon le même mécanisme, le mélange des deux solutions de minéralisation carbonatée différente donnera naissance à une eau sursaturée (Muxart, 1981 ; Wigley *et al.*, 1976).

**2.4. Les facteurs susceptibles d'entraîner l'arrêt et/ou l'incision des édifices carbonatés** peuvent être utilement opposés à l'ensemble des conditions favorables que nous venons d'exposer.

Parmi ces facteurs défavorables, on peut envisager :

- la modification du chimisme de l'eau qui est le plus souvent due à une diminution du flux de CO<sub>2</sub>, soit d'origine biogénique, du fait de la dégradation de la couverture bio-pédologique lors d'une péjoration climatique ou sous l'effet de la pression anthropique (Vaudour, 1988 ; Magnin *et al.*, 1991), soit d'origine endogène par ralentissement de l'activité tectonique (Bakalowicz, 1988) ;
- l'altération du pouvoir pondérateur du karst par rapport aux écoulements qui se caractérise par l'accrois-

sement des étiages et des crues ; cette altération peut résulter de l'évolution du système karstique vers une structure hiérarchisée, ou de la dégradation de la couverture bio-pédologique ;

- la confluence rapide des eaux d'origine karstique avec un cours d'eau allogène ;
- l'augmentation de la turbidité des eaux qui peut être également due à une dégradation du couvert bio-pédologique et une érosion des sols (Nicod, 1986) ;
- et, pour des périodes très récentes, la pollution des eaux qui inhibe parfois le développement ou l'action des micro-organismes carbonatogènes (Casanova, 1981).

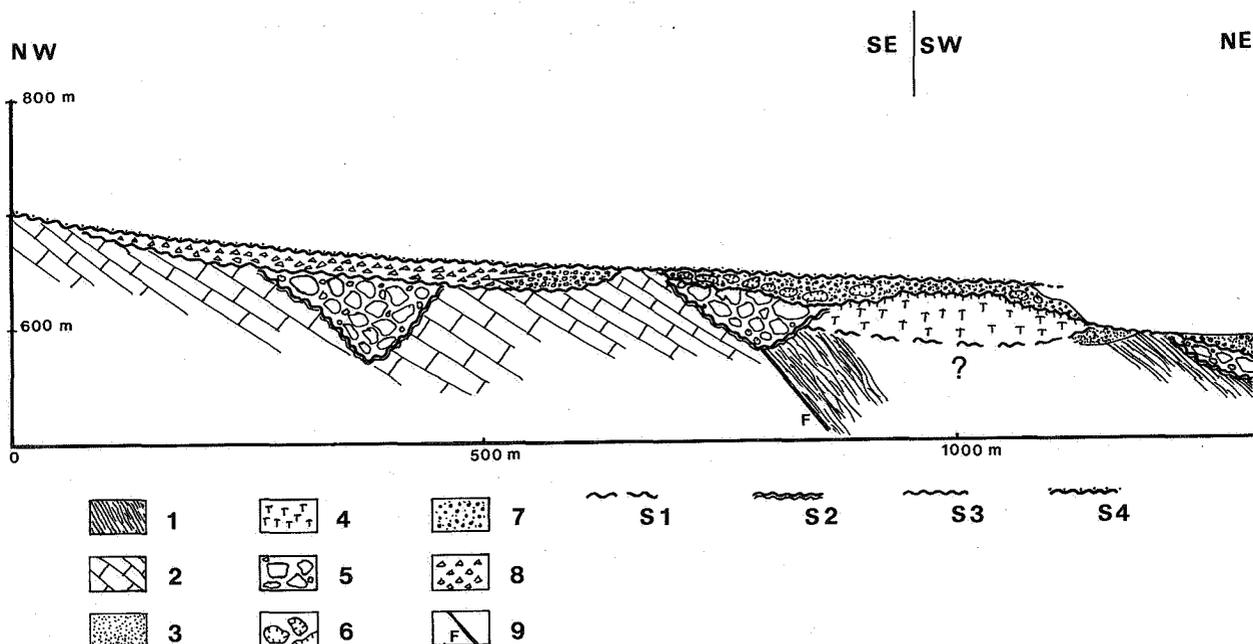
### 3. DESCRIPTION ET CONDITIONS D'EVOLUTION DES TRAVERTINS DU PIEMONT MEDITERRANEEN DE LA SERRANIA DE RONDA

#### 3.1. LA FORMATION DU PUERTO DE LOS MARTINEZ

##### 3.1.1. Description

La formation travertineuse du Puerto de los Martínez que nous avons découvert en 1989 (Delannoy *et al.*, 1989), se réduit à un seul «ensemble» situé aux abords du contact anormal Dorsale bétique-nappe alpujarride (Figs 1 & 2). Bien que le contact avec la roche encaissante ne soit pas visible, ce travertin semble reposer sur des formations malaguïdes (marno-calcaires oligocènes) et sur les flyschs aquitano-burdigaliens IGME-Alora, 1978 ; Bourgois, 1978).

Cette formation travertineuse d'une trentaine de mètres d'épaisseur paraît sceller un ancien vallon dont seule une partie du versant NW reste visible. Le flanc méridional et le sommet de l'affleurement travertineux sont perforés par de nombreux lithophages. Des sables et un conglomérat composé d'éléments roulés hétérogènes (quartzites, gneiss, flyschs gréseux, calcaires, dolomies, marbres, débris d'huîtres..) le fossilise. Les travaux de terrain, l'étude des ostracodes (par P. Carbonel) et surtout des foraminifères (détermination R. Anglada) nous ont permis de rapporter ce dépôt détritique à un Pliocène (moyen ?) marin littoral. Le contact entre ce travertin et les sédiments marins révèle que cette construction travertineuse était déjà en inversion de relief au Pliocène et devait s'apparenter alors à un petit éperon battu par la mer. Par ailleurs, au NNW de ce «paléo-éperon» se développe une formation à gros blocs d'origine continentale et locale (calcaire marmoréen). Cette méga-brèche, qui remplit des paléo-vallons et repose localement sur le travertin, est également perforée de lithophages. Cette



**Figure 2.** Coupe synthétique et schématique des formations néogènes du piémont méridional de la Sierra Alcaparain, région du Puerto de los Martínez (Casarabonela - Malaga).

1. Micaschistes alpujarrides - 2. Calcaires triasiques et jurassiques de la Dorsale bétique (unité Bonela) - 3. Grès et marnes oligocènes et/ou aquitano-burdigaliens (Néonumidien) - 4. formation travertineuse - 5. Méga-brèche à éléments calcaires (Messinien) - 6. Perforation de lithophages à la surface du travertin et des blocs de la méga-brèche remaniés dans le conglomérat pliocène - 7. Conglomérats et sables marins (Pliocène) - 8. Brèche (Pliocène continental) - 9. Contact anormal entre les nappes alpujarrides et la Dorsale bétique - S1. Surface d'érosion antérieure aux travertins (incision fluviale) - S2. Surface d'érosion messinienne (incision fluviale) S3. Surface d'érosion (continentale et marine) post-messinienne et anté-pliocène - S4. Surface d'érosion post-pliocène (glacis d'ablation).

formation antépliocène, qu'on a retrouvé en d'autres points de ce piémont, par son caractère localement cyclopéen (blocs dépassant couramment le m<sup>3</sup> et par sa position dans d'anciens vallons dont certains atteignent une centaine de mètres d'encaissement (région d'Alozaina), pourrait être rapportée au Messinien. Elle se rapproche, en effet, beaucoup de certaines brèches du sud de la France (méga-brèches logées dans de profonds talwegs et transgressés par le Pliocène), mises en place lors de la « crise » de salinité du Messinien supérieur (Clauzon, 1975 ; Ambert, 1989, 1991 ; Clauzon et Rubino, 1992).

### 3.1.2. Age et intérêt paléogéographique

L'âge précis du travertin reste pour l'instant incertain. On peut, néanmoins, affirmer qu'il est postérieur aux flyschs aquitano-burdigaliens sur lesquels il repose localement et qu'il est postérieur à la structuration en nappes des zones internes bétiques et au charriage, postburdigalien, de celles-ci sur les zones externes (Bourgeois, 1978). De même, on peut affirmer qu'il est antérieur à la transgression pliocène et, sans doute, à la régression messinienne. De ces faits, le travertin du Puerto de los Martínez serait donc contemporain du Miocène moyen ou supérieur. L'étude, par P.

Roiron, des empreintes foliaires contenues dans ce travertin révèle une flore de forêt sempervirente de type laurisylve tropicale ou subtropicale (lauracée proche de *Lindera pulcherrima* Benth), comparable à celle existant actuellement en Inde septentrionale ou en Chine méridionale et qui existait en région méditerranéenne à l'Oligocène, au Miocène et tout au plus au Pliocène.

Ce travertin et les formations associées mettent en évidence les éléments paléogéographiques suivants :

- concernant la position des émergences. Actuellement, l'essentiel des sources de ce piémont, particulièrement celles donnant les travertins, s'alignent sur le contact anormal Dorsale-nappes alpujarrides. Bien que totalement déconnecté des circulations hydrogéologiques actuelles, la situation du travertin du Puerto de los Martínez à proximité de cet accident majeur n'est pas fortuite et traduirait la présence de sources sur cet axe structural dès le Néogène. Cet axe s'avèrerait donc un élément majeur et permanent dans l'organisation du drainage karstique et le positionnement des exutoires de la *serranía* ;
- concernant le réseau hydrographique néocène. Le paléo-vallon moulé par le travertin, révèle une phase de creusement du réseau hydrographique vers la Mé-

diterranée antérieure à la travertinisation. Ce creusement semble, cependant, modeste au regard de l'incision post-travertinisation, probablement messinienne, caractérisée par de profonds paléo-talwegs fossilisés par les méga-brèches. Si l'on tient compte de la transgression marine pliocène sur ces brèches, cette phase d'érosion majeure serait plutôt en relation avec un épisode régressif, en l'occurrence messinien, qu'avec une surrection de la *serranía* ;

- concernant la karstogénèse: la Serranía de Ronda ferme de nombreux témoins d'anciens réseaux spéléologiques (Delannoy et Guendon, 1986 ; Delannoy *et al.*, 1987, 1989, 1993). Par leur distribution altitudinale actuelle, vers 1700 m d'altitude, sur les surfaces sommitales des *sierras*, par leur morphologie (réseaux à développement sub-horizontale traduisant un proche niveau de base lors de leur fonctionnement) et par leur condition actuelle d'affleurement (cavités décapitées par les versants), ces paléo-cavités témoignent d'une karstogénèse très ancienne, antérieure aux premières phases de verticalisation de l'endokarst ; les paléoréseaux contemporains de ces premières phases de verticalisation sont également recoupés par la surface topographique et déconnectés des circulations hydrogéologiques actuelles. Les premières phases de verticalisation peuvent être ici associées au Messinien qui se caractérise par une incision du réseau hydrographique suffisamment puissante pour entraîner une restructuration du drainage karstique (verticalisation). Aussi, les paléo-cavités horizontales mises en évidence sur la Sierra de las Nieves appartiendraient à un ancien système de drainage karstique antémessinien dont le travertin du Puerto de los Martínez constituerait un des avals potentiels ;
- concernant la tectonique post-pliocène et l'encaissement des vallées durant le Pléistocène : le fait que des sédiments marins littoraux pliocènes soient aujourd'hui perchés à 650 mètres d'altitude (620 m dans la région d'Alozaina) permet d'estimer l'importance de cette *serranía*. Elle serait autour de 550 m, si l'on se réfère au maximum transgressif du Pliocène estimé à un peu moins de 100 m (Haq *et al.*, 1987). Cette composante verticale a constitué le moteur essentiel de la verticalisation du karst et de l'enfoncement des vallées au Pléistocène, enfoncement dont témoignent les tables travertineuses étagées de Jorox, la Yunquera et Tolox.

### 3.2. LES TABLES DE TRAVERTINS DE JOROX

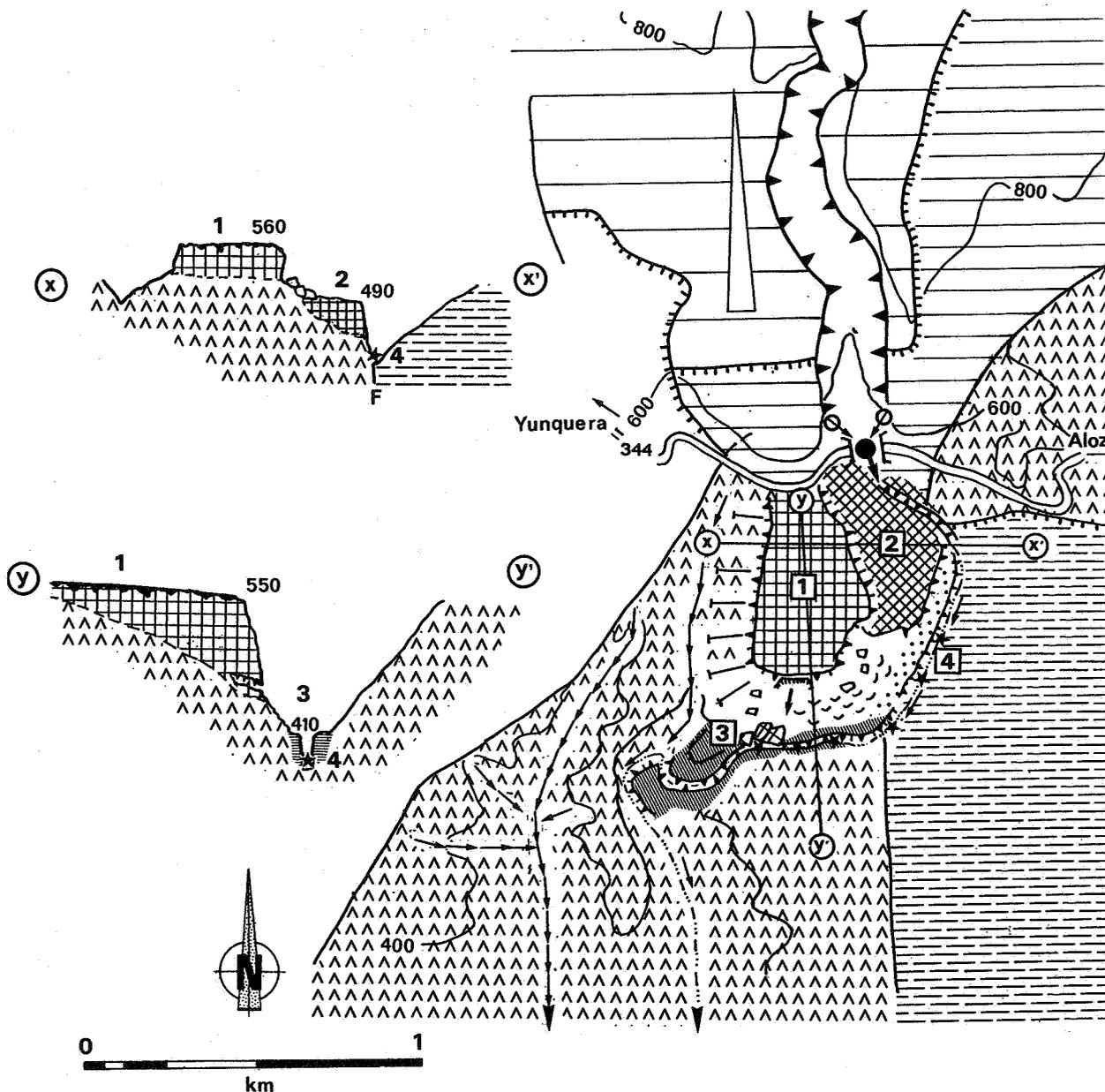
Le «complexe» des travertins de Jorox se caractérise par un emboîtement de cinq formations étagées sur plus de 200 mètres de dénivelé (Figs 1 & 3). Les édifices les plus jeunes sont liés à une émergence karstique (le *manantial* de Jorox) située dans le talweg de la gorge

de las Siete Fuentes et au coeur d'un véritable carrefour structural. L'eau débouche, en effet, au niveau du contact anormal nappe alpujarride-dorsale bétique et sur la faille subméridienne de Casarabonela-Jorox mettant en contact les unités alpujarrides (péridotites) et malaguides (schistes). Cette émergence pérenne, possédant un débit moyen de 300 l/s, draine la majeure partie de la Sierra Prieta. Les eaux se caractérisent par une température moyenne de 16°C et une forte minéralisation de l'ordre de 200 mg/l de carbonates dissous dont 50 mg/l de MgCO<sub>3</sub> (Tab. 3).

#### 3.2.1. Description

**a) La partie sommitale de l'ensemble supérieur** se situe entre 585-560 m d'altitude en position perchée par rapport à l'émergence actuelle (530 m) ; cet ensemble est donc déconnecté des circulations hydrogéologiques actuelles. A l'intérieur de cet ensemble, on distingue deux formations légèrement emboîtées : la «formation de la Cruz», la plus élevée (585 m), et la «table supérieure», légèrement en contrebas (565 m). La première présente un faciès travertineux extrêmement induré et puissamment karstifié (lapiés, kamenitza ...), reposant sur un conglomérat ordonné et composé de matériel dolomitique et métamorphique (ancien dépôt alluvial). Malgré sa faible extension, cet édifice s'épaissit en direction du sud (aval) où il atteint une vingtaine de mètres d'épaisseur. Le flanc occidental de la formation semble mouler le bas-versant d'un paléo-talweg, creusé dans les péridotites.

La «table supérieure», plus importante que la précédente, se développe sur 600 m de longueur vers le SSW et atteint 300 m de largeur. Elle s'épaissit vers le SSW (vers l'aval) pour atteindre une centaine de mètres de puissance au niveau de l'escarpement méridional. Cet escarpement correspond à l'ancien front de progradation de cette formation comme en témoignent les morphologies de constructions en cascade. Ce front légèrement arcqué vers l'aval se situe dans l'axe-même d'un ancien talweg dont les versants développés dans les péridotites ont été postérieurement déblayés. Seul le versant situé au NW de la table a été partiellement conservé. Cette formation travertineuse repose sur des dépôts alluviaux détritiques. La petite carrière qui entaille le flanc sud-est, permet de distinguer quelques-uns des faciès travertineux de cet ensemble très induré : faciès algaire à structure laminaire et faciès vacuolaire riches en empreintes foliaires (Tab. 2). La surface de la «table supérieure» est faiblement incisée par un val-lon sec de direction NNE-SSW qui est ponctué de dolines peu profondes. Ces dolines tout comme les poches argileuses et les lapiés qui affectent les travertins, témoignent d'une puissante karstification de cet ensemble. Cette karstification est attestée par l'existence de cavités qui ont été creusées par des vents cir-



**Figure 3.** Les travertins de Jorox.

1. Schistes malaguides - 2. Péridotites alpujarrides - 3a. Calcaires et dolomies triasiques de la Dorsale - 3b. Calcaires et marbres épimétamorphiques de l'Unité de Bonela-Capella - 4. Ensemble supérieur de travertin (formation de la Cruz, «table supérieure») - 5. Ensemble intermédiaire (Table de Jorox) - 6. Ensemble éémien - 7. Ensemble holocène - 8. Terrasse fluviale - 9. Faille - 10. Chevauchement - 11. Gorges - 12. Escarpement dans les formations travertineuses - 13. Emergence karstique - 14. Cavité - 15. Encroûtement - 16. Effondrement.

culant à l'intérieur de la masse travertineuse. Ces cavités «fossiles» sont partiellement colmatées par des spéléothèmes.

Les datations isotopiques effectuées sur les travertins de la «table supérieure» donnent un âge plus vieux que 350 000 BP, limite du géochronomètre U/Th (Tab. 1). Il en est de même pour les concrétions développées à l'intérieur des cavités. On relève que le rapport isoto-

pique  $U^{234}/U^{238}$  est de l'ordre de l'unité pour la table supérieure alors qu'il est plus grand que 1 pour les ensembles intermédiaire et inférieur. Il est, de ce fait, tentant de penser que les rapports isotopiques initiaux ( $U^{234}/U^{238}$ ) étaient plus grands que 1, et, donc, que la table supérieure, présentant de l'uranium à l'équilibre radioactif, soit plus vieille qu'environ 1,5 million d'années et que les ensembles inférieurs soient plus jeunes que cet âge.

Echantillons	U (ppm)	U <sup>234</sup> /U <sup>238</sup>	Th <sup>230</sup> /U <sup>234</sup>	Th <sup>230</sup> /Th <sup>232</sup>	U <sup>234</sup> /U <sup>238</sup>	Âges (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)
Jorox Niveau inférieur	0,391 (± 0,0099)	1,243 (± 0,029)	0,085 (± 0,010)	3.3	1,250	9,6 (± 1,1/1,2)
Tolox Table inter.	1,857 (± 0,031)	1,058 (± 0,014)	1,053 (± 0,081)	grand	1,058	plus que 350
Tolox/concrétion dans table inter.	4,21 (± 0,127)	1,123 (± 0,019)	1,350 (± 0,0109)	227		plus que 350
Tolox/concrétion dans table inter.	0,335 (± 0,022)	1,164 (± 0,088)	0,932 (± 0,065)	24	1,328	247 (+141, -55.3)
Tolox Table inférieure	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
Yunquera Form. Cimiterio	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

**Tableau 1.** Résultats isotopiques et âges des échantillons travertineux des formations de Jorox, Tolox et Yunquera.

**b) L'ensemble intermédiaire ou « plateforme de Jorox »** (500-480 m) se développe 80 mètres en contrebas du rebord oriental de l'ensemble supérieur. Il débute pratiquement au niveau de la source actuelle par une formation travertineuse en plan incliné qui se raccorde à la plateforme proprement-dite de Jorox. Cette table qui atteint plus de 40 mètres d'épaisseur, est perchée au-dessus de la gorge du río Jorox creusée au contact des schistes malaguides. La base du travertin repose sur un dépôt alluvial grossier (galets de calcaires et dolomies) qui passe vers le haut à un matériel détritique hétérogène noyé dans une matrice sablo-limoneuse. Le niveau travertineux, plus vieux que 350 000 BP (Tab. 1), présente un faciès essentiellement vacuolaire, bien

induré, riche en empreintes foliaires (Tab. 2). La forte anthropisation de cette plateforme (orangeries) ne permet pas d'observer la tranche supérieure du dépôt carbonaté. Des écoulements écouleincrustants l'ont ultérieurement parcouru comme en témoignent les rideaux de tufs, datés de 12 300 BP, qui voilent le rebord escarpé de la plateforme.

**c) Le troisième ensemble** (415-410 m) débute à un kilomètre en aval de la source. Il s'étale sur près d'un kilomètre de longueur en un système canalisé par la gorge du río Jorox, son épaisseur est comprise entre 30 et 50 mètres et la totalité de la formation est actuellement incisée par le río. Les niveaux carbonatés de

Table supérieure	Table de Jorox	Formation éémienne	Niveau holocène
<i>Corylus avellana</i> <i>Laurus nobilis</i> <i>Salix sp.</i>	<i>Salix sp.</i> <i>Corylus avellana</i>	<i>Quercus faginatae</i> <i>Nerium oleader</i> <i>Rubus sp.</i> <i>Salix sp.</i>	<i>Salix sp.</i> <i>Corylus avellana</i> <i>Smilax aspera</i> <i>Hereda helix</i>

**Tableau 2.** Détermination des espèces végétales contenues dans les travertins de Jorox à partir des empreintes foliaires.

cet ensemble donnent un âge éémien, de 116 600 BP (Tab. 1). Ils reposent sur une formation alluviale grossière composée de matériel provenant de la dorsale, de la nappe alpujarride et des travertins supérieurs. Cet ensemble beaucoup moins induré que les précédents présente les variations d'amont en aval classiques d'un «travertin de vallée» (Vaudour, 1986 ; Magnin *et al.*, 1991) : zones palustres (tufs pulvérulents, niveaux détritiques et terrigènes), barrages (biohermes) ou cascades (tufs à structures laminaires et vacuolaires riches en empreintes végétales).

**d) L'ensemble inférieur** (380 m) débute à environ 1,8 kilomètre de l'émergence de Jorox. Il se développe sur 400 mètres de long et colmate sur une trentaine de mètres d'épaisseur la base de la gorge. L'incision postérieure de cette formation permet de relever la séquence verticale suivante : bed-rock alpujarride, dépôt alluvial grossier (2 m), formation sablo-limoneuse puis limoneuse (1 m) et dépôt carbonate daté autour de 9600 BP. Longitudinalement, on observe l'enchaînement caractéristique de constructions de dômes (tufs à empreintes) à l'arrière desquels se développaient des plans d'eau où sédimentaient des tufs pulvérulents et des craies à passées graveleuses.

En amont de cet ensemble, on relève dans le fond de la gorge du río Jorox un système de cascades de tufs au faciès poreux, tendre et à empreintes végétales. Ces constructions en cascade datées de 7400 BP ont été réentaillées postérieurement par le río.

### 3.2.2. Conditions d'évolution des formations travertineuses de Jorox.

Le complexe de Jorox permet de définir plusieurs étapes d'enfoncement du réseau hydrographique, l'ambiance bio-climatique des divers édifices travertineux et différentes phases de karstification du massif.

#### a) Une succession de phases de creusement et de construction travertineuse.

Les formations étagées de Jorox, en scellant des talwegs successifs, mettent en évidence six phases d'en-

caissement du réseau hydrographique alternant avec cinq périodes de construction travertineuse :

- La «formation de la Cruz», la plus vieille, moule partiellement un ancien talweg ;
- Entre la «formation de la Cruz» et l'accumulation de la «table supérieure», la vallée s'est encaissée d'une trentaine de mètres. Celle-ci présentait un profil pentu comme en témoigne l'épaississement rapide et important de la «table supérieure» qui passe, d'amont en aval moins de 600 m de distance, d'une vingtaine à une centaine de mètres d'épaisseur ;
- L'élaboration de la «table supérieure» est suivie d'un enfoncement du río de 50 à 70 m sur la rive gauche de la paléo-vallée aux dépens des péridotites. Cette phase d'érosion s'est traduite par un abaissement de l'exutoire karstique. En effet, alors que la «table supérieure» est, elle, nettement perchée par rapport à la source actuelle, la «plateforme de Jorox», se rattache à un paléo-exutoire qui devait se situer 5 m seulement au-dessus de l'actuel ;
- Les eaux se sont ensuite encaissées de 30 à 40 mètres entre le rebord de la «plateforme de Jorox» et les schistes malaguides. Cette phase d'enfoncement du talweg et les suivantes, contrairement à la précédente, n'ont entraîné qu'un faible abaissement de l'exutoire
- Le calage chronologique des deux derniers ensembles, formations éémienne et holocène, permet de rattacher à la période würmienne l'incision du troisième ensemble travertineux. Les eaux du río Jorox, après avoir incisé les travertins, ont surcreusé le bed-rock alpujarride de 5 à 10 mètres maximum. Ce qui concorde avec les incisions post-éémiennes des autres ríos méditerranéens de la Serranía de Ronda (Delannoy, 1992) ;
- L'Holocène est marqué par une nouvelle phase de travertinisation qui se développe au Pré-Boréal, pour l'ensemble inférieur principal, et qui se prolonge jusqu'à la fin du Boréal-début Atlantique pour les cascades ;

- Postérieurement à l'Atlantique, les travertins holocènes ont été incisés par le río Jorox.

Seuls les derniers dépôts travertineux ont été bien calés chronologiquement (Tab. 1). Les premiers remontent au-delà de 350 000 ans et appartiennent vraisemblablement, pour les plus anciens, au Pléistocène inférieur. Le complexe de Jorox indique, donc, clairement que l'essentiel de l'enfoncement pléistocène du réseau hydrographique dépendant de la Hoya de Malaga est largement antérieur au Pléistocène et aux derniers épisodes froids du Pléistocène moyen.

## **b) Des témoins de l'évolution paléoenvironnementale pléistocène et holocène**

### **b.1. des phases de travertinisation sous contrôle climatique**

Comme cela a été observé dans de nombreux cas (Bakalowicz, 1982 ; Nicod, 1986 ; Vaudour, 1986, 1988 ; Bastin *et al.*, 1988 ; Magnin *et al.*, 1991 ; Ambert, 1991) le maximum de travertinisation correspond souvent à une amélioration climatique et au développement d'un couvert forestier. Ici, la détermination des empreintes foliaires de la formation éémienne permet de définir un contexte forestier tempéré (Tab. 2) conforme à cet optimum climatique.

Toujours en référence aux empreintes végétales, les dépôts holocènes traduisent aussi une phase d'amélioration climatique, et cela en conformité avec l'étude palynologique de la tourbière de Padul (Granada) et l'analyse des travertins holocènes de Teba-Cañete Real (Malaga) (Cruz San-Julian, 1981). On constate un certain décalage chronologique entre les travertins holocènes andalous et ceux du Midi de la France, ces derniers se développant essentiellement pendant l'Atlantique et le Sub-Boréal (Vaudour, 1986 ; Ambert, 1991 ; Magnin *et al.*, 1991). Ce décalage pourrait être l'expression d'une amélioration environnementale plus précoce en Andalousie (Pré-Boréal). Enfin, cette travertinisation holocène de Jorox qui débute par un «travertin de vallée», s'achève, plus en amont, par des cascades isolées ; cette évolution morpho-sédimentaire, traduisant une amorce de dégradation, pourrait résulter d'un début de péjoration des conditions environnementales. Ce phénomène ne serait pas climatique mais anthropique.

### **b.2. Sur les causes des dégradations des édifices travertineux**

L'incision de la table éémienne peut être ici rattachée sans équivoque aux péjorations climatiques «würmiennes» qui comme toutes péjorations climatiques sont

défavorables à la travertinisation. De plus, durant ces phases, l'alimentation nivale des ravins descendant la sierra a, vraisemblablement, entraîné une forte action érosive pouvant contrarier d'éventuelles constructions travertineuses.

L'Atlantique correspond globalement à un optimum climatique. Les causes de la dégradation du travertin holocène de Jorox dès la fin du Boréal sont vraisemblablement autres que climatique. Si on se réfère à la tourbière de Padul, les analyses polliniques révèlent une légère ouverture du couvert forestier, dès l'Atlantique, et l'apparition de l'olivier (*Olea europea*). Les auteurs, sans pour autant l'affirmer faute d'arguments complémentaires, suggèrent une cause anthropique. Si on tient compte des nombreux sites préhistoriques, la Serranía de Ronda était densément occupée par l'homme dès le Néolithique inférieur. Aussi, il est tentant, comme cela a été maintes fois démontré, de rattacher la dégradation et l'incision des travertins holocènes à la présence de l'homme et à la croissance de sa pression sur le milieu (Vaudour, 1986 et 1988 ; Magnin, 1991 ; Magnin *et al.*, 1991).

Les ensembles inférieurs de Jorox souligneraient donc des relations privilégiées, d'une part, entre le développement des travertins et les optima climatiques et, d'autre part, entre l'arrêt et l'incision des constructions carbonatées et les phases de rhéxistisie d'origine climatique puis anthropique. Pour les ensembles supérieurs de Jorox, l'analyse des empreintes végétales des niveaux travertineux (Tab. 2) dénote également des ambiances plutôt forestières. Cependant, en l'absence de calage chronologique précis (plus vieux que 350 000 BP), nous éviterons toute généralisation : les facteurs favorables ou non à la travertinisation pouvant être autres que climatique (hydrogéologique, tectonique, variation eustatique...).

### **c) des témoins de l'évolution karstique de la serranía**

En fonction notamment de la distance entre la source et le lieu de travertinisation, on peut distinguer les «travertins de source», proches des exutoires, et les «travertins de vallée» qui en sont beaucoup plus éloignés (Martin, 1991 ; Bakalowicz, 1988 ; Magnin *et al.*, 1991). Ici, les ensembles éémien et holocène appartiennent à la seconde catégorie alors que les entablements supérieurs correspondraient plutôt à des «travertins de source». La «plateforme de Jorox» se raccorde, en effet, quasiment à l'exutoire et «l'ensemble supérieur» est à proximité du contact anormal Dorsale-Alpujarride qui, rappelons-le, détermine la position des exutoires.

L'existence de deux familles de travertins dépendantes d'un même système karstique révèle une modification soit des conditions externes, soit du fonctionnement interne du karst. Les conditions extérieures semblent comparables pour chacun de ces ensembles : parcours cascading, position d'adret, environnement forestier. Par contre, postérieurement à l'incision de la «plateforme de Jorox», on relève une nette coïncidence entre un faible enfoncement de l'exutoire et l'apparition de «travertin de vallée». Cette relative stabilité altitudinale du niveau de source a vraisemblablement permis une structuration de plus en plus poussée du drainage karstique et, par voie de conséquence, une moindre minéralisation des eaux. Celle-ci se traduirait par une précipitation tardive des carbonates après l'exurgence et donc l'apparition de travertins de vallée. Inversement, un abaissement du niveau de base aurait provoqué une réorganisation du drainage karstique favorable à la travertinisation de «type source», le karst fonctionnant alors comme un filtre inertiel régularisant les débits et accentuant la minéralisation des eaux, comme nous l'avons signalé plus haut. Ce dernier scénario pourrait être à l'origine des entablements supérieurs.

Si le passage de travertins de source à ceux de vallée peut correspondre à une évolution du drainage karstique provoquée par une relative stabilité du niveau de base karstique, il reste à appréhender les causes de cette stabilité. Une des causes possibles serait un ralentissement du soulèvement de la serranía durant le Pléistocène récent qui se serait traduit par une moindre incision des gorges ; cette moindre incision a ainsi pu contribuer à une certaine stabilisation de l'exutoire karstique. De plus, étant donné la situation de la source sur un important accident structural, le ralentissement de l'active tectonique a pu également traduire par un moindre apport en CO<sub>2</sub> endogène. Nous avons vu qu'un tel déficit en CO<sub>2</sub> modifierait l'état des solutions dans le sens d'une précipitation plus tardive des carbonates après l'exutoire et favoriserait donc également le passage aux travertins de vallée. Cette hypothèse associant stabilité de l'exutoire karstique et un ralentissement de l'activité tectonique reste à confirmer. Une autre cause potentielle de cette stabilisation de l'exutoire peut être associée à la présence de la «table de Jorox» qui a maintenu «artificiellement» le niveau d'émergence du système karstique.

### 3.3. LES TABLES DE TRAVERTINS DE TOLOX

A l'amont du village de Tolox, dans la vallée du río de los Horcajos, se développe un système de travertins composé de trois tables étagées, perchées au-dessus

du talweg, actuel (Fig. 4). Ce système est lié aux sources géothermales de Piconcillo qui sourdent le long du contact anormal Dorsale-Alpujarride.

#### 3.3.1. Description des tables de travertins

**a) La table supérieure**, à 465 m d'altitude, présente de bas en haut la séquence suivante :

- péridotite altérée passant à un horizon à encroûtement calcaire de près d'un mètre d'épaisseur ;
- un niveau alluvial (5 m) comportant des galets calcaires siliceux et métamorphiques (gneiss, calc-schiste, quartzites, ...) plus ou moins altérés, qui passe à un niveau gréseux ;
- un lit de limons calcaires indurés à passées gréseuses (sables calcitiques), contenant de nombreux gastéropodes aquatiques (2 m) ;
- un second niveau alluvial à galets (3 m) ;
- l'édifice travertineux débute par une formation «craieuse» très indurée. Au-dessus, le travertin proprement dit contient de nombreux débris végétaux et des gastéropodes. La datation isotopique confère à ce niveau de travertin un âge plus vieux que 350 000 BP.

**b) Le niveau intermédiaire** (420 m) se marque bien dans le paysage par une vaste plateforme de près de 500 m de long pour 120 à 200 m de large et pouvant atteindre 40 m d'épaisseur.

De bas en haut, on observe

- les péridotites altérées ;
- une brèche de pente, contenant des fragments de travertin de la table supérieure, des calcaires dolomitiques et des péridotites altérées, et qui passe latéralement vers le bas à une terrasse alluviale ;
- un limon calcitisé, à petits débris de péridotite altérée et de travertin supérieur (0,25 m) ;
- un sol brun foncé (0,25 m) ;
- un niveau carbonaté rose (limon calcaire) à concrétions travertineuses (0,40 m) ;
- les faciès travertineux débutent par une craie travertineuse, riche en empreintes végétales (*Laurus nobilis*, *Salix sp.*) et en tests de gastéropodes, et contenant un sol interstratifié. La malacofaune (*Eucomulus fulvus*, *Otala fulvus punctata*, *Melanopsis sp.*), déterminée par F. Magnin, révèle une ambiance climatique de type méditerranéen humide. Ce niveau passe vers le haut à des travertins extrêmement indurés à faciès construits, algaires et algobryophytiques.

En surface, cette plateforme très lapiazée, porte un sol argileux rubéfié. En profondeur, un réseau de conduits souterrains très concrétionnés la parcourt. Les analy-

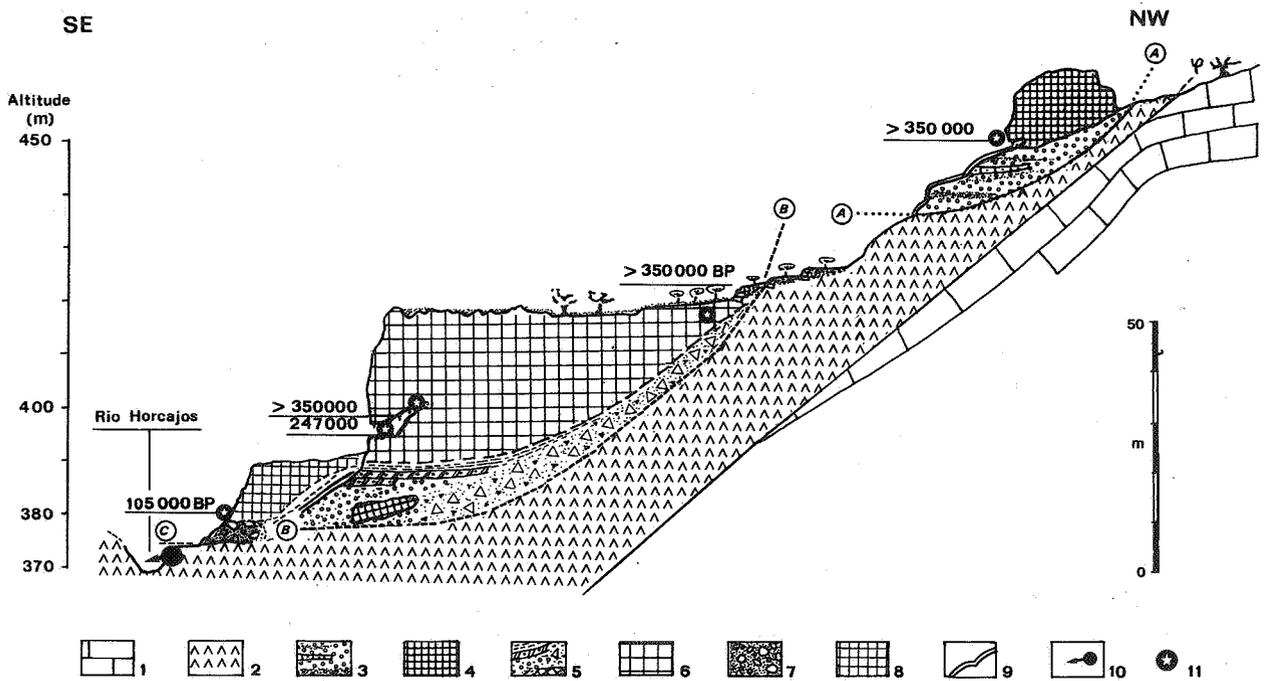


Figure 4. Les travertins de Tolox.

1. Dorsale bétique - dolomies - 2. Péridotites alpujarrides - A-A. Ancien talweg du río de los Horcajos - 3. Terrasses alluviales - 4. Plateforme travertineuse supérieure - B.B. Ancien talweg emboîté dans A-A - 5. Brèches de pente contenant des blocs du travertine supérieur - 6. Table intermédiaire - C-C. Talweg inférieur emboîté - 7. Terrasse inférieure - 8. Table inférieure - 9. Croûte calcaire - 10. Source actuelle du Piconcillo - 11. Localisation des échantillons datés.

ses isotopiques donnent un âge supérieur à 350 000 BP pour les travertins et supérieur à 350 000 BP et égal à 270 000 BP pour les concrétions (Tab. 1).

c) La troisième table (390 m) a été datée de 105 000 BP (optimum climatique éémien). Les empreintes foliaires révèlent la présence de *Laurus nobilis*, cf. *Quercus caducifoliae*. Epaisse d'une vingtaine de mètres, elle repose sur un niveau alluvial et, lui-même, sur les péridotites. La base de cet ancien talweg fossilisé est perchée à environ 8 mètres au-dessus du lit actuel du río. En contrebas de cette table, le versant présente un encroûtement calcaire holocène daté de 8 000 BP.

### 3.3.2. Conditions de mise en place de cet ensemble travertineux et conséquences géomorphologiques

Tout comme le système travertineux de Jorox, les tables de Tolox mettent en évidence une succession de phases d'incision fluviale et de travertinisation. Les travertins fossilisent des paléo-talwegs contenant des dépôts de pente et/ou alluviaux. L'observation du passage des dépôts détritiques aux faciès travertineux traduit un développement progressif de la travertinisation, conforme aux séquences classiques des formations

travertineuses alluviales mise en évidence dans de nombreux sites du NE de la France (Magnin *et al.*, 1991).

Les tables de Tolox soulignent, elles aussi, le caractère évolué du réseau hydrographique de la serranía, bien avant la seconde moitié du Pléistocène moyen. En effet, la table intermédiaire, plus vieille que 350 000 ans, fossilise un talweg, dont la base se situe seulement à une dizaine de mètres seulement au-dessus du lit actuel. On note également une relative stabilité altitudinale des niveaux de base les plus récents : la table supérieure est perchée à plus de 60 m au-dessus du río Horcajos alors que les paléo-talwegs des tables inférieures et moyennes sont relativement proches du lit actuel (Fig. 4). Cette disposition évoquerait un creusement majeur du réseau hydrographique consécutif au soulèvement post-pliocène de la Dorsale. Cela concorderait avec la grande phase de verticalisation de l'endokarst de la Sierra de las Nieves, caractérisée par la Sima GESM de 1100 m de profondeur (Delannoy, 1992). Cette cavité, antérieure à la seconde moitié du Pléistocène moyen, n'a pu s'agencer qu'en présence d'un puissant gradient hydraulique provoqué par l'enfoncement du réseau hydrographique.

Le système travertineux de Tolox se différencie, néanmoins, de celui de Jorox par son agencement latéral

Echantillon	Yunquera	Jorox	Tolox
T°C	16°8	16°5	23°4
pH	7,24	7,19	7,50
Ca <sup>++</sup> (mg/l)	68	65	74
Mg <sup>++</sup>	21	22	31
Na <sup>+</sup>	8	5	7
K <sup>+</sup>	1,5	0,5	1,0
Alcalinité (meq/l)	4,32	3,75	3,55
Cl <sup>-</sup>	4,9	4,9	4,9
SO <sub>4</sub> <sup>-</sup>	1,1	0,2	1,1
Si	1,1	0,9	1,4
NO <sub>3</sub>	4,1	3,5	1,1

Tableau 3. Caractères géochimiques des principales sources travertinisantes de la Serranía de Ronda. Moyennes

vis-à-vis de l'axe du talweg, dû au positionnement des sources karstiques sur le bas-versant (ici en rive gauche). Par leur développement latéral, les tables de Tolox ont barré à plusieurs reprises la vallée de los Horcajos. Cet effet de barrage est à l'origine de puissants dépôts détritiques (60 m d'épaisseur), que l'on observe seulement en amont de ces constructions travertineuses.

L'autre particularité de Tolox, liée au caractère thermal des eaux, doit être nuancée. A part la température élevée, rien dans la géochimie ne distingue vraiment ces eaux de celles de Jorox et de Yunquera (Tab. 3). Toutes ces sources auraient, donc, plus ou moins des relations avec un thermalisme. Ce qui n'est pas surprenant car elles sont toutes situées sur ou à proximité d'un accident tectonique majeur: le contact anormal entre la Dorsale bétique et les nappes alpujarrides-malaguides.

Malgré le caractère thermal des eaux, le développement des travertins de Tolox semble être préférentiellement lié à des contextes biostatiques comme en témoignent les séquences lithologiques évolutives des différentes tables, leur flore et leur malacofaune ainsi que l'âge éémien de la plateforme inférieure. Ce poids de l'environnement sur l'édification (biostasie) ou l'érosion (rhéxistase) des formations travertineuses est peut-être plus à rechercher dans le régime du río de los Horcajos que dans les variations physico-chimiques des eaux, dont le caractère thermal les rend théoriquement peu sensibles aux oscillations externes. En effet, lors des épisodes froids, la turbidité des écoulements et leur régime nival ont pu contrarier et éroder d'éventuelles constructions travertineuses liées aux sources du Piconcillo. Inversement, lors des optima

climatiques, les écoulements du río de los Horcajos étaient plus réguliers et moins turbides (présence d'une couverture bio-pédologique), voire moins importants du fait d'une infiltration plus généralisée des eaux dans le karst.

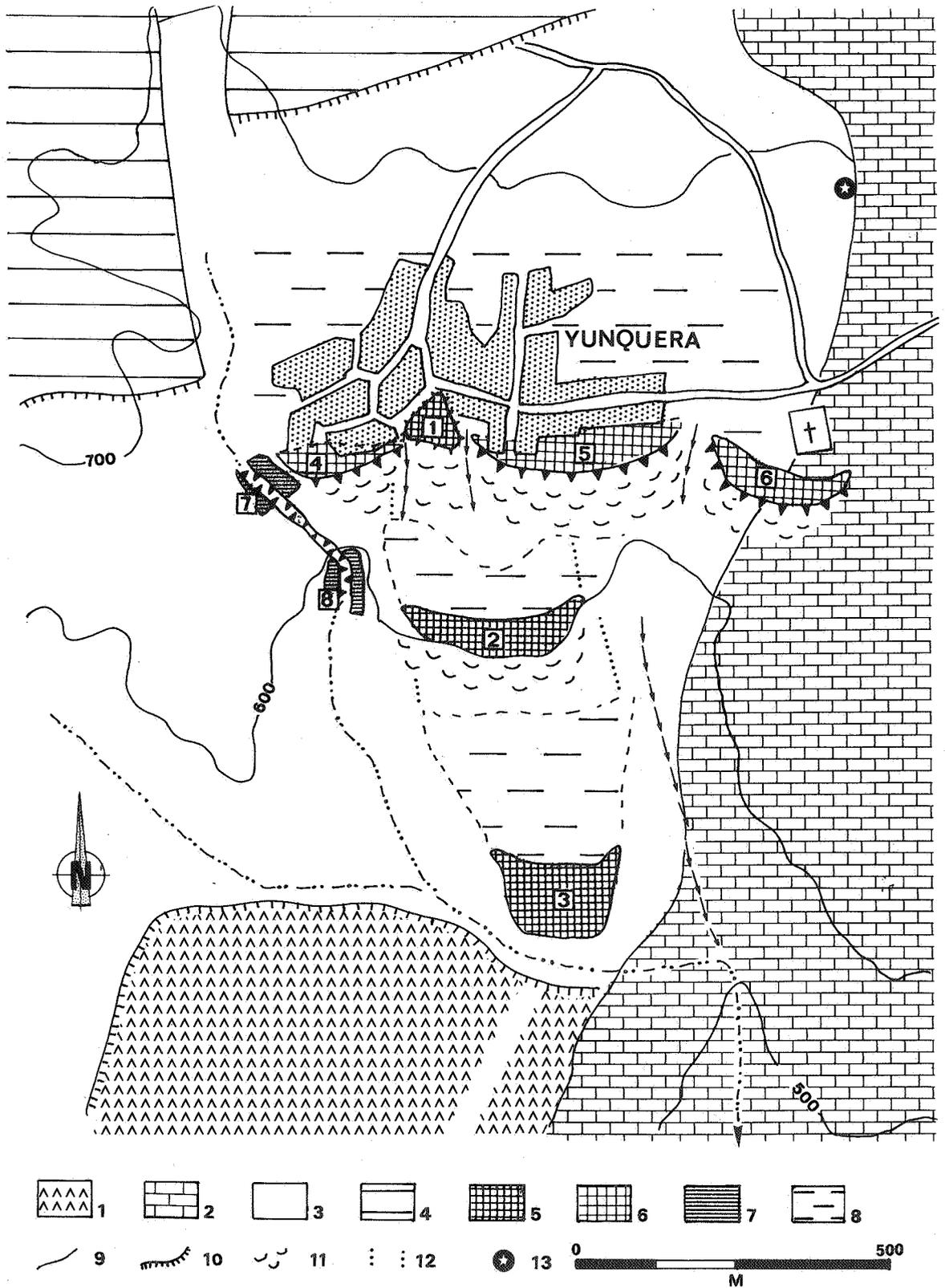
### 3.4. LES TRAVERTINS DE YUNQUERA.

Le site de Yunquera se caractérise par trois ensembles travertineux étagés et une formation emboîtée. Ce système est également au coeur d'un important carrefour structural à la croisée de la Dorsale et des nappes alpujarride et malaguide (Fig. 1 & 5), ce qui rend délicate la compréhension hydrogéologique de ce secteur. D'ailleurs, contrairement à Jorox et à Tolox, l'ensemble de Yunquera n'apparaît pas clairement lié à un exutoire karstique. Cependant, un puits artificiel creusé, au nord de la plateforme supérieure, au contact des marbres et des micaschistes alpujarrides révèle l'existence d'une nappe à faible profondeur (vers - 5 mètres) dont les eaux alimentent le village.

#### 3.4.1. Description

Trois ensembles constituent les principaux éléments du système travertineux de Yunquera.

a) **L'ensemble supérieur**, couronné par le village de Yunquera, culmine à 680 m d'altitude. A l'arrière de cette plateforme, nettement perchée au-dessus du réseau hydrographique actuel, on relève la présence d'une ancienne zone humide colmatée. Il faut noter que le toponyme «Yunquera», qui remonte à l'occupation romaine (*Onquera*), est généralement associé à des zones palustres. Malgré son aspect apparemment uni-



**Figure 5.** Les travertins de Yunquera.

1. Périidotites alpujarrides - 2. Marbre de l'Unité de los Reales-Nappes alpujarrides - 3. Schistes et micaschistes alpujarrides - 4. Dorsale bétique - 5. Travertin plus vieux que 350 000 BP [1. Table de la Iglesia - 2. Table de los Naranjos - 3. Table de los Olivos] - 6. Travertin éémien [4. Formation del Pueblo Oeste - 5. Formation del Pueblo Este - 6. Formation del Cimiterio] - 7. Travertin holocène [7. Formation 1 del Plano - 8. Formation 2 del Plano] - 8. Colmatage détritifique à l'arrière des travertins - 9. Faille - 10. Chevauchement - 11. Encroûtement - 12. Limite potentielle du paléo-vallon contemporain des formations de la Iglesia-Naranjos-Olivos - 13. Regard sur la zone noyée (puits).

forme, cet ensemble est constitué d'au moins trois générations différentes de travertins :

- la première génération, la plus élevée (680 m d'altitude), datée de plus de 350 000 BP, correspond à une formation fortement indurée : la «formation de la Iglesia» ;
- la seconde génération englobe les formations du Pueblo-oeste et du Pueblo-este, qui cernent la formation de la Iglesia, et celle del Cimiterio, la plus orientale, datée de 90 800 BP ; ces trois formations présentent des faciès identiques et se situent à une même cote altitudinale (660 m). Ces dépôts, contemporains de l'Eémien, moulent d'anciens vallons coalescents et peu incisés dans le substrat alpujarride ;
- emboîtée dans la précédente, la troisième Génération, dite «du río del Plano 1» (18 200 BP) présente un faciès caverneux et peu induré ; l'incision de cette formation souligne une dernière phase de creusement du cours d'eau qui se raccorde cent mètres en contrebas à l'arroyo de la Umbría.

**b) L'ensemble intermédiaire** se développe autour de 600 m d'altitude. Il présente aussi une juxtaposition de deux générations de travertins.

- La première («formation de los Naranjos») moule un ancien vallon et présente un faciès de type algaire puissamment induré ainsi que de nombreuses formes superficielles de dissolution (lapiés, kamenitza). Sa datation donne un âge plus vieux que 350 000 BP.
- La seconde (formation «du río del Plano 2»), légèrement emboîtée par rapport à la précédente, présente les mêmes caractéristiques pétrographiques que la «formation du río del Plano 1». Les empreintes foliaires permettent de définir une ambiance forestière à chênaie caducifoliée (*Sambucus nigra* -Sureau noir, *Salix sp.*, *Adiantum capillus veneris* - Capillaire de Montpellier, *Quercus faginea* -Chêne zéen), complètement différente du contexte actuel beaucoup plus sec. L'incision de cette seconde génération montre, elle aussi, un enfoncement du réseau hydrographique et une reprise d'érosion postérieure à sa construction.

**c) L'ensemble inférieur** ou «formation de los Olivos» (570-560 m), présente un front d'une trentaine de mètres d'épaisseur dont la base domine d'une dizaine de mètres le talweg actuel de l'arroyo de la Umbría. Cette formation travertineuse présente une forte induration et a été puissamment karstifiée (lapiés, kamenitza ...). Elle fossilise un ancien vallon creusé au contact des marbres et des péridotites alpujarrides, et les faciès carbonatés construits (travertins *s.s.*) reposent sur une formation alluviale. Ces faciès travertineux débutent par un niveau riche en empreintes de feuilles (essentiellement *Laurus nobilis*) qui a donné un âge plus vieux que 350 000 BP.

### 3.4.2. Trois générations de formations travertineuses

Topographiquement, le système travertineux de Yunquera présente trois ensembles étagés. Cependant, on remarque que ces ensembles apparaissent chronologiquement polygéniques et se caractérisent par un emboîtement de différentes formations, et qu'on peut retrouver d'un ensemble topographique à un autre des formations du même âge. On peut, en fait, distinguer trois «générations» de formations travertineuses :

- les formations de los Olivos, de los Naranjos et de la Iglesia pourraient appartenir à une même génération de travertins: elles présentent un faciès similaire et un même degré d'induration, ont plus de 350 000 ans d'âge et sont fortement karstifiées ; par ailleurs, les formations de los Naranjos et de los Olivos moulent le même paléo-vallon. Leur disposition topographique suggère un ancien étagement de barrages en cascade à l'arrière desquels se développaient des zones humides (zones de mise en valeur agricole actuelle);

- la seconde génération de travertins correspond aux formations éémienne del Cimiterio, Pueblo-este et Pueblo oeste de l'ensemble supérieur; on n'a pas relevé de dépôts éémien dans les ensembles en contrebas. Ces dépôts éémien se seraient formés au niveau d'une rupture de pente qui ne semble pas litho-structurale mais plutôt liée à la présence d'une ancienne formation travertineuse (génération de la Iglesia ?) ;

- la troisième génération (Pléistocène supérieur) correspond aux formations du río del Plano 1 et 2. Elle se caractérise par un étagement de barrages en cascades, similaire aux formations de première génération.

L'ensemble de Yunquera peut, dans cette hypothèse chronologique, se résumer à des «travertins de vallée» en cascades, pour la première et troisième générations, et par une «plateforme perchée», pour la formation éémienne.

Si la distinction des générations les plus récentes ne pose guère de problème, le regroupement dans une même génération des formations de la Iglesia, de los Naranjos et de los Olivos peut être discuté. En effet, ces trois constructions étagées, toutes plus vieilles que 350 000 BP, pourraient correspondre à différentes générations. Dans cette hypothèse, ces trois formations auraient moulé trois anciennes phases de creusement et correspondraient à trois stades successifs d'enfoncement du niveau de base ; mais, dans ce cas, la soudaine remontée du niveau de l'Eémien (formations del Cimiterio, Pueblo-este et Pueblo-oeste de l'ensemble supérieur) pose un problème inexplicable. Nous sommes, donc, restés sur l'hypothèse considérant comme une même génération, les formations de la Iglesia, de los Naranjos et de los Olivos et distinguant seulement trois générations pour l'ensemble du système de Yunquera.

### 3.4.3. Caractères et évolution spécifiques des niveaux travertineux de Yunquera

Dans l'hypothèse précédemment retenue, le système de Yunquera se caractérise par des emboîtements à altitude sub-constante et par des étagement anachroniques : les formations les plus anciennes n'étant pas toujours les plus hautes. L'organisation du système de Yunquera apparaît donc singulière par rapport à celles des systèmes étudiés de Jolox et de Tolox. Cette particularité du système de Yunquera est d'autant plus troublante que le système de Jolox n'est distant que de deux kilomètres, et dépend comme le système de Yunquera du même réseau hydrographique (río Grande).

Deux faits majeurs caractérisent le système de Yunquera :

- la formation de los Olivos (aval de la première génération) met en valeur un modeste surcreusement de la vallée depuis le dépôt de ces vieux travertins. La base de cette construction ne domine, en effet, que d'une dizaine de mètres l'actuel talweg, alors que l'ensemble supérieur de Jorox, équivalent probable de cette première génération de Yunquera, est perché à plus de 600 m de l'actuel río ;
- l'ensemble supérieur, sur lequel est construit le village, illustre, pour sa part, la permanence d'un haut niveau fonctionnel, où se retrouvent côte à côte des dépôts de différentes générations. La formation éémienne se retrouve ainsi à plus de cent mètres au-dessus du fond de la vallée, alors que celle de Jorox est enchâssée dans le fond de la gorge.

Ces particularités résulteraient essentiellement d'un double effet de « seuil ». Le seuil inférieur serait lié à la formation de los Olivos qui a provoqué l'obstruction du paléo-talweg du río Plano (et, vraisemblablement, détourné ses eaux vers le barranco de San Pascual) ; ce seuil a été de plus renforcé par la présence de marbres alpujarrides sur lesquels s'appuie cette formation. Ce seuil, en détournant les eaux vers un autre ravin, a contrarié temporairement l'enfoncement du réseau hydrographique. Cette stabilisation hydrographique a été, par ailleurs, renforcée par l'existence d'un second seuil : le « front » travertineux de Yunquera. Ce haut niveau « permanent » de travertinisation a provoqué un ennoyage basal du système karstique de Yunquera, ce qui a créé des conditions de plus en plus favorables à la travertinisation (boucle rétro-active). Ces deux « seuils » contemporains de la première génération de travertins ont ainsi « gelé » l'évolution hydrographique du compartiment de Yunquera, d'autant plus que le potentiel érosif semble ici relativement réduit : les bassins versants des réseaux hydrographiques superficiels de Yunquera ne disposent pas des mêmes capacités que celui des ríos Jorox ou

Horcajos. Si durant l'Eémien, le seuil supérieur s'est renforcé, le « Würm » marque une rupture de ces deux seuils ; la rupture du seuil inférieur ayant entraîné celle du seuil supérieur. Dès lors, le système de Yunquera retrouve un fonctionnement en accord avec l'évolution des ensembles travertineux voisins de Tolox et Jorox.

## 4. CONCLUSIONS GÉNÉRALES

La prise en compte des formations travertineuses nous a permis de mettre en évidence des informations d'ordre environnemental, morphogénique et tectogénique.

L'évolution particulière des formations de Yunquera permet d'attirer l'attention sur l'importance du choix des systèmes travertineux dans toute velléité de reconstitution morphogénique régionale. A côté de points communs, chaque système présente des caractères propres dépendants des conditions internes au système karstique et des conditions imposées par le contexte géographique *s.l.* (climat, bio-pédologique, géomorphologique ...). Malgré cet handicap, les travertins présentent de multiples intérêts. Ils permettent de cerner différentes phases d'évolution du réseau hydrographique (qui induit l'évolution du karst), de définir le contexte bio-climatique contemporain de la travertinisation, de mettre en évidence des phases d'activité tectonique (remontée de CO<sub>2</sub> endogène)... L'étude comparative de systèmes travertineux voisins permet de mettre en valeur des événements morpho-structuraux ou morpho-climatiques de premier ordre (soulèvement d'ensemble, abaissement du niveau de base régional, fluctuation climatique ...) qui se sont traduits par une évolution analogique (temporaire) de ces différents systèmes.

L'étude des travertins de ce piémont nous a 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. Le travertin du Puerto de los Martínez révèle une première phase de creusement antémessinienne. Mais, celle-ci apparaît indigente par rapport à l'incision provoquée par la crise messinienne elle-même. D'autre part, la position des travertins de Yunquera, Tolox et Jorox dans des paléo-talwegs permet d'affirmer qu'une grande part de l'enfoncement du réseau hydrographique est comprise entre le retrait de la mer pliocène et le Pléistocène moyen. Cet encaissement a été, sans nul doute, provoqué par le soulèvement d'ensemble de la serranía qui a porté à plus de 650 m d'altitude les assises marines pliocènes. Après celle liée à la régression messinienne, cette importante phase d'incision du réseau hydrographique a sans doute

favorisé une nouvelle restructuration du drainage karstique. Or, plus la structure de drainage est désorganisée (le temps que le système retrouve un état d'équilibre), plus le temps de contact entre les trois phases (H<sub>2</sub>O, CO<sub>2</sub>, carbonates) est long, et plus les conditions sont favorables à la travertinisation. Il y a, peut-être là, une relation privilégiée entre cette dernière phase majeure d'enfoncement du réseau hydrographique et la travertinisation. Dans le même ordre d'idée on remarque, à Jorox notamment, que le passage des travertins de sources à ceux plus récents de vallée est l'expression de la stabilité des exutoires, elle-même sans doute liée à une moindre activité tectonique.

L'étude des travertins de ce piémont nous a permis de mettre en évidence une autre relation privilégiée: celle entre optimum bioclimatique et maximum de travertinisation. Deux épisodes soulignent cette relation: l'Eémien et l'Holocène; relation qui s'exprime ici quel que soit la spécificité du système karstique. La détermination des empreintes foliaires des différents ensembles montre clairement que la travertinisation s'est toujours réalisée dans des contextes relativement forestiers (mésoméditerranéen holocène, méditerranéen sec durant les optima du Pléistocène moyen inférieur, subtropical anté-pliocène). Inversement, les épisodes de péjoration climatique du Pléistocène supérieur se traduisent par l'inhibition de la travertinisation; l'accroissement du potentiel érosif (l'intensité d'érosion l'emporte sur l'intensité de la précipitation, dans le cas où celle-ci se réalise malgré tout) se joignant aux autres facteurs pouvant contrarier le dépôt des carbonates. Du fait du potentiel énergétique fournie par les eaux de fusion nivale, ce mécanisme devait être particulièrement efficace pour les torrents descendant des reliefs sommitaux. Les cours d'eau dont les bassins d'alimentation n'englobent pas les reliefs sommitaux, présentent, pour leur part, des profils plus accidentés et fortement dépendants du contexte litho-structural. L'obstruction travertineuse peut, alors, constituer un obstacle sérieux dans l'évolution du réseau hydrographique comme semble nous le démontrer le dispositif travertineux de Yunquera.

## 5. REMERCIEMENTS

Nous tenons ici à remercier F. Magnin de l'URA 903 du CNRS, Aix-en-Provence, R. Anglada de l'Université de Provence, Marseille et P. Carbonel de l'Université de Bordeaux I, pour leurs analyses et leurs suggestions. Ce travail a été partiellement réalisé dans le cadre du Programme Mercure de Coopération Scientifique et Technologique dont a bénéficié J.J. Delannoy en 1993 et des Actions Intégrées Picasso franco-espagnoles aux quelles participent J.J. Delannoy et J.L. Guendon (1995-96).

## 6. BIBLIOGRAPHIE

- ADOLPHE, J.P., 1981. Observations et expérimentations géomicrobiologiques et physicochimiques des concrétinements continentaux actuels et fossiles. Thèse Etat, Sciences, Université Paris VI, *Mém. Sc. Terre, Univ. Curie*, Paris, 81/34, 339 p.
- AMBERT, P., 1986. les tufs holocènes du plateau de Larzac : données actuelles. *Méditerranée*, 1-2: 61-65.
- AMBERT, P., 1989. Les formations à bloc messiniennes du Languedoc central. *Compte-rendu Académie Sciences Paris*, 309/II: 2077-2084.
- AMBERT, P., 1991. L'évolution géomorphologique du Languedoc Central (grands Causses méridionaux - Piémont languedocien) depuis le Néogène. Thèse Etat, Lettres, Géographie physique, Aix-Marseille II, Tome I, 224 p. & Tome II, 70 p.
- BAKALOWICZ, M., 1979. Contribution de la géochimie des eaux à la connaissance de l'aquifère karstique et de la karstification. Thèse Etat, Sciences, Univ. Paris VI, Labo. Souterrain, CNRS, 269 p.
- BAKALOWICZ, M., 1982. La géochimie isotopique des sédiments karstiques : apports, problèmes et perspectives. *Ann. Scientifique Université Besançon, Géologie*, I: 227-239.
- BAKALOWICZ, M., 1986. La karstification : processus, modèles et exemples. *9ème Congrès International Spéologie*, Barcelone, 59-63.
- BAKALOWICZ, M., 1988. La formation des travertins : aspects géochimiques ; essai de synthèse et discussion. *Travaux URA 903 CNRS, Aix-en-Provence*, XVII: 261-268.
- BAKALOWICZ, M., 1988. Géochimie des sources carbonatées des Corbières et formation des travertins. *Travaux URA 903 CNRS, Aix-en-Provence*, XVII: 209-225.
- BASTIN, B. *et al.* 1988. La séquence sédimentaire de la grotte de Bohon (Belgique). *Annales Société Géologique Belgique*, 111: 51-60.
- BOURGOIS, J., 1978. La transversale de Ronda. Données géologiques pour un modèle d'évolution de l'arc de Gibraltar. Thèse Etat, Sciences, *Ann. Scientifique Université Besançon, Géologie*, 445 p.
- CASANOVA, J., 1981. Etude d'un milieu stromatholithique continental. Les travertins plio-pléistocènes du Var (France). Thèse 3ème cycle, géologie du Quaternaire, Aix-Marseille III, Tome 1, 132 p. & Tome 2, 30 planches-photos.
- CASTANIERS, S., 1987. Microbiogéologie : processus et modalités de la carbonatogenèse bactérienne. Thèse Etat, Sciences, Biogéologie, Nantes, 540 p.
- CLAUZON, G., 1975. Genèse et évolution du front subalpin entre la Cagne et le Var (extrémité orientale de l'arc de Castellane, Alpes-Maritimes). Actes Symposium sur les versants en pays méditerranée, Aix-en-Provence, *Mém. CEGERM*, V: 73-50.
- CLAUZON, G. & RUBINO, J.L., 1922. Les Gilbert

- Deltas pliocènes 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, 317 p.
- CRUZ-SAN-JULIAN, J., 1981. Evaluación geomorfológica e hidrogeológica reciente en el sector Teba-Cañete la Real (Malaga) a la luz de la datación de formaciones travertínicas. *Boletín Geológico y Minero de España*, XCII-IV: 297-308.
- DELANNOY, J.J. & GUENDON, J.L., 1986. La sierra de la Nieves (Malaga). La Sima GESM. Etude géomorphologique et spéléologique. *Karstologia Mém.*, 1: 71-85.
- DELANNOY, J.J. & GUENDON, J.L. *et al.*, 1987. Reconocimiento biofísico de espacios naturales de Andalucía : la Serranía de Grazalema y la Sierra de las Nieves. *Pub. Junta de Andalucía y Casa de Velasquez, Sevilla*, 50 p.
- DELANNOY, J.J., GUENDON, J.L. & QUINIF, Y., 1989. Livret-guide de la réunion franco-espagnole d'Andalousie occidentale. Sevilla, 218 p.
- DELANNOY, J.J., DIAZ DEL OLMO, F. & PULIDO BOSH, 1989. Datations de travertins : les exemples de Meyrargues et de Tolox. *Spéléochronos*, 1: 29-32.
- DELANNOY, J.J., GUENDON, J.L., QUINIF, Y. & ROIRON, P., 1993. Formaciones travertínicas del piedemonte mediterráneo de la Serranía de Ronda (Malaga). *Cuadernos de Geografía*, 54: 197-217.
- HAQ, B.U., HARDENBOL, J. & VAIL, P.R., 1987. Chronology of fluctuating sea levels since the Triassic. *Science*, 235: 1156-1167.
- IGME, 1978. Carte géologique de l'Instituto Geologico y Minero de España, Alora.
- MAGNIN, F., 1991. Mollusques continentaux et histoire quaternaire des milieux méditerranéens (Sud Est de la France, Catalogne). Thèse doctorat, Géographie physique, Aix-Marseille II, 340 p.
- MAGNIN, F., GUENDON, J.L., VAUDOUR, J. & MARTIN, Ph., 1991. Les travertins : formations corrélatives de géosystèmes karstiques, séquences sédimentaires et paléoenvironnements quaternaires. *Bull. Société géologique France*, 162/3: 585-594.
- MANGIN, A., 1982. L'approche systématique du karst, conséquences conceptuelles et méthodologiques. *Réunion Monográfica sobre el karst, Larra*, 141-157.
- MANGIN, A., 1986. Réflexion sur l'approche et la modélisation des aquifères karstiques. *Jornadas sobre el Karst en Euskadi, Donostia-San Sebastian*, 2: 11-30.
- MARTIN, Ph., 1988. Conséquences du fonctionnement et de l'évolution des aquifères carbonatés sur les constructions travertineuses. Le cas des sources de St Pons, des Encanaux supérieur (Bassin de l'Huveaune), de la Font Alaman et de la Figuière (Bassin de l'Argens). *Travaux URA 903 CNRS, Aix-en-Provence*, XVII: 193-200.
- MARTIN, Ph., 1991. Hydromorphologie des géosystèmes karstiques des versants nord et ouest de la Sainte Baume (Bouches-du-Rhône, Var, France). Etude hydrologique, hydrochimique et de la vulnérabilité à la pollution. Thèse doctorat, Géographie physique, Aix-Marseille II, 201-208.
- MAZET, J., 1988. Contribution à l'étude des tufs-barages de la Haute Vallée de l'Huveaune. *Travaux URA 903 CNRS, Aix-en-Provence*, XVII: 201-208.
- MUXART, T., 1981. Rappel des principaux facteurs conditionnant la précipitation des carbonates en milieu continental. *Actes Colloque Association Géographes France, Formations carbonatées externes, tufs et travertins*, 119-128.
- NICOD, J., 1986. Facteurs physico-chimiques de l'accumulation des formations travertineuses. *Méditerranée*, 1/2: 161-167.
- VAUDOUR, J., 1986. Introduction à l'étude des édifices travertineux holocènes. *Méditerranée*, 1/2: 3-10.
- VAUDOUR, J., 1986. Travertins holocènes et pression anthropique. *Méditerranée*, 1/2: 168-173.
- VAUDOUR, J., 1988. Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France (Provence, Languedoc, Roussillon). *Travaux URA 903 CNRS, Aix-en-Provence*, XVII, 280 p.
- WEISROCK, A., DELIBRIAS, G., MISKOVSKI, J.C., DUTOUR, A. & ADOLPHE, J.P., 1986. Un exemple de sédimentation carbonatée holocène de type travertineux sur le piémont nord du Haut Atlas (Maroc) : la coupe Makhfamane I. *Méditerranée*, 1/2: 39-44.
- WIGLEY *et al.*, 1976. Mixing of carbonate waters. *Geochim. Cosmochim. Acta*, 40: 989-995.

Manuscrit reçu le 12.02.1996 et accepté pour publication le 15.04.1996.