

*El Triásico del Maláguide-Gomáride
(Formación Saladilla, Cordillera Bética Occidental
y Rif Septentrional): Nuevos datos sobre
su estratigrafía y significado paleogeográfico*

Agustín MARTÍN-ALGARRA *,
Nuria SOLÉ DE PORTA **
y Alí MAATE ***

* *Departamento de Estratigrafía y Paleontología,
Facultad de Ciencias,*

Universidad de Granada, 18071 Granada

** *Dept. G. D. G. P., Facultat de Geologia,*

Zona Universitaria de Pedralbes, 08028 Barcelona

*** *Départament de Géologie, Faculté des Sciences,*

Université Abdelmalek Essaâdi, B.P. 2121, Tetuán, Marruecos.

RESUMEN

Una litoestratigrafía análoga a la definida en el área tipo de la Formación Saladilla (región de Vélez Rubio, Almería) ha sido reconocida, en el entorno del Arco de Gibraltar, para las sucesiones detríticas rojas del Triásico del Maláguide y de su equivalente rifeño, el Gomáride. La formación ha sido datada mediante polen desde el Anisiense superior al Carniense superior en cinco nuevos puntos. En uno de ellos (Málaga), se han reconocido por vez primera palinomorfos de edad Carbonífera re-sedimentados en el Triásico. La formación constituye una megasecuencia grano y estratodecreciente que registra una retrogradación de sistemas de depósito continentales aluviales principalmente arenosos, ampliamente desarrollados en el Triásico Medio, hasta ambientes de llanura costera lutítica, con depósito esporádico de carbonatos y de evaporitas, que alcanzaron su máxima expansión en el Carniense. Las paleocorrientes procedieron de un microcontinente situado al S y SE del Dominio Maláguide-Gomáride, que estaba aislado de los grandes continentes de Iberia y Africa por mares en los que se depositaban las facies carbonatadas alpinas. Las transgresiones del Triásico Superior, procedentes de regiones

más orientales del Tethys, determinaron finalmente la inundación definitiva de estos dominios de tipo Verrucano y su transformación en áreas marinas someras en el tránsito Triásico-Lías.

Palabras clave: Litostratigrafía, polen, Anisiense, Carniense, Carbonífero, Paleogeografía, Maláguide, Gomáride.

ABSTRACT

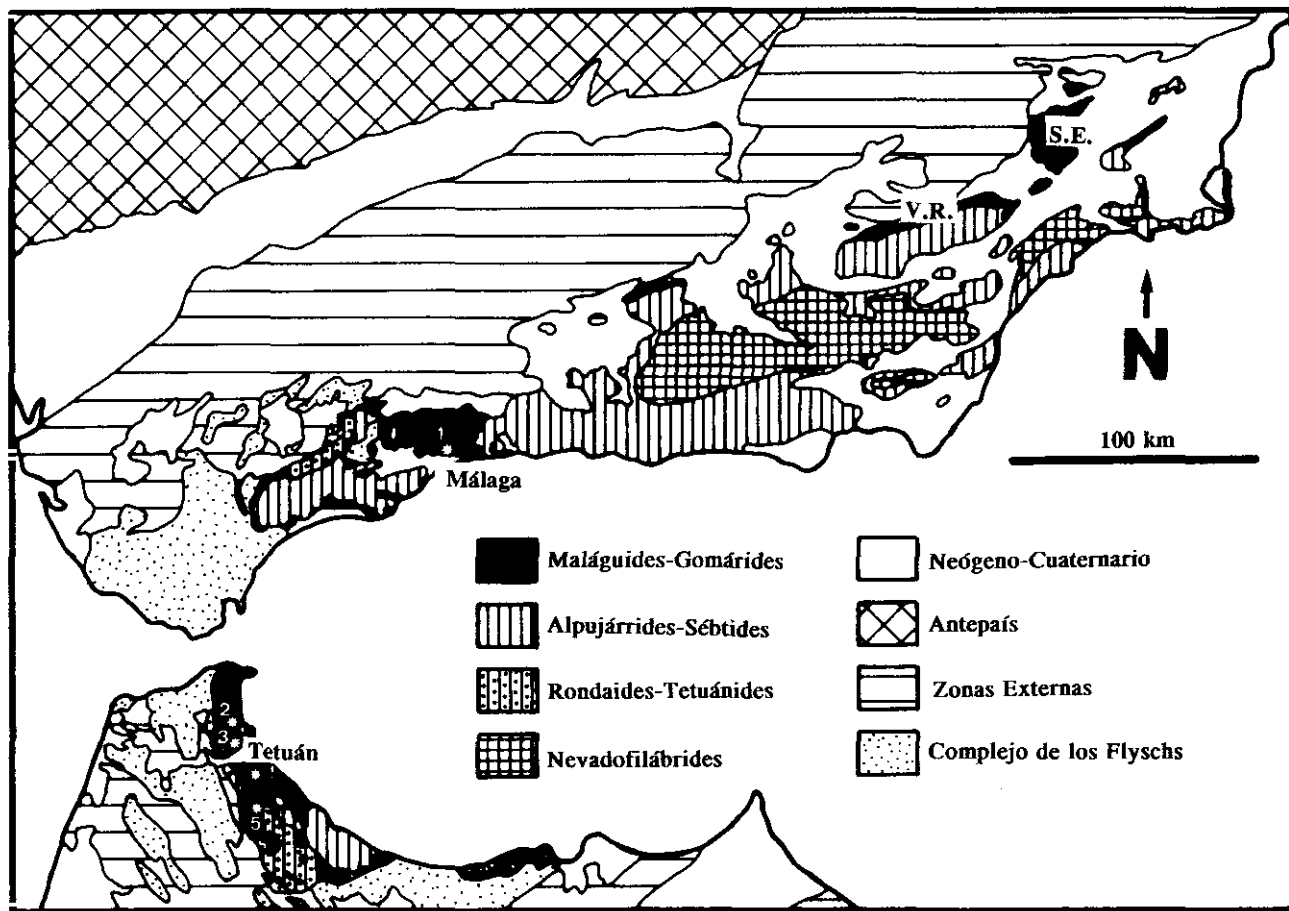
The red detrital successions of the Malaguide Domain and its rífan equivalent, the Gomaride, are ascribed to the Saladilla Formation. In the Gibraltar Arc the formation has been dated by pollen From the Late Anisian to the Late Carnian in five new sites and a lithostratigraphy similar to that of the type region of Vélez Rubio (Almería) has been recognised. Besides, in one of the sites (Málaga), Carboniferous palynomorphs reseedimented within the triassic sediments have been found. The formation constitutes a thinning and fining-upward megasequence which evidences the replacement of continental, mostly sandy alluvial depositional systems, mainly developed during the Middle Triassic, by clayey coastal plain environments, with subordinate deposition of carbonates and evaporites, widely expanded during the Carnian. Palaeocurrents came from a microcontinent situated to the S-SE of the Malaguide-Ghomaride Domain, which was isolated from the great continents of Iberia and Africa by seaways where carbonate alpine facies were deposited. Transgressions coming from the Tethys during the Upper Triassic finally flooded and drowned this Verrucano-type region, and transformed it in shallow marine areas during the Triassic-Lias transition.

Keywords: Lithostratigraphy, pollen, Anisian, Carnian, Carboniferous, Palaeogeography, Malaguide, Ghomaride.

INTRODUCCIÓN

El Triásico es el único sistema del Mesozoico que aparece ampliamente representado tanto en las Zonas Externas como en las Zonas Internas de las Cordillera Bética (Fallot, 1948; Fontboté, 1970). Por ser el único elemento de correlación ampliamente desarrollado y común a ambos dominios mayores, el conocimiento preciso de su estratigrafía es de gran interés para el establecimiento de las relaciones paleogeográficas en-

tre ellos. Sin embargo, en las Zonas Internas (Fig. 1) el establecimiento de la estratigrafía y la datación de los materiales triásicos se ven dificultados por la intensidad de los procesos de deformación y de metamorfismo alpinos. Así, en los Nevadofilábrides, que son las unidades que ocupan la posición tectónica inferior dentro de la pila de mantos internos, toda la sucesión aparece intensamente metamorfizada, incluidos los materiales atribuidos al Triásico, que están representados por metapelitas y carbonatos marmorizados con algunas intercalaciones de yesos. Igualmente sucede casi siempre en los Alpujárrides, donde desde antiguo se reconoció que su Triásico es netamente diferente del de las Zonas Externas, dado que es de naturaleza carbonatada y muestra facies alpinas. En algunos de los mantos Alpujárrides, sobre todo los inferiores e intermedios dentro de la pila, incluso a pesar del metamorfismo omnipresente, es posible reconocer todavía fósiles marinos, localmente abundantes, y también las facies sedimentarias originales, incluidas muy especialmente las arrecifales. Ello ha permitido esbozar algunos de los rasgos estratigráfico-paleogeográficos de estas sucesiones. En los Maláguides, que constituyen el menos metamórfico y a la vez tectónicamente más alto de los tres complejos de mantos de las Zonas Internas béticas, el Triásico aparece asimismo extensamente representado, pero con facies netamente diferentes de las visibles en los Alpujárrides: está constituido esencialmente por una típica formación detrítica roja, esencialmente continental, que reposa en discordancia sobre el Paleozoico. En el área de Vélez Rubio (Almería) estos terrenos fueron denominados Formación Saladilla por Soediono (1971), Roep (1972) y Geel (1973). Esta formación, de características notablemente homogéneas en sus rasgos generales a lo largo de todo el Dominio Maláguide, se halla extensamente representada desde las provincias de Murcia y Almería a las de Granada y Málaga. También aparece en los mantos superiores de las Zonas Internas del Rif, equivalentes exactos de los Maláguides béticos, conocidos como Gomárides (Fig. 1). En esta nota pretendemos realizar una puesta al día de los rasgos generales de la litoestratigrafía (a escala de todo el orógeno bético-rifeño) y presentar algunos nuevos datos sobre la edad de estas sucesiones detríticas rojas y facies asociadas a ellas (yesos, intercalaciones carbonatadas) obtenidos mediante determinaciones de conjuntos de polen en muestras procedentes tanto de la Cordillera Bética como, sobre todo, del Rif. Para estas sucesiones proponemos, de acuerdo con Mäkel (1985) y Martín-Algarra (1987), la generalización de la denominación Formación Saladilla en todos sus afloramientos, tanto béticos como rifeños.

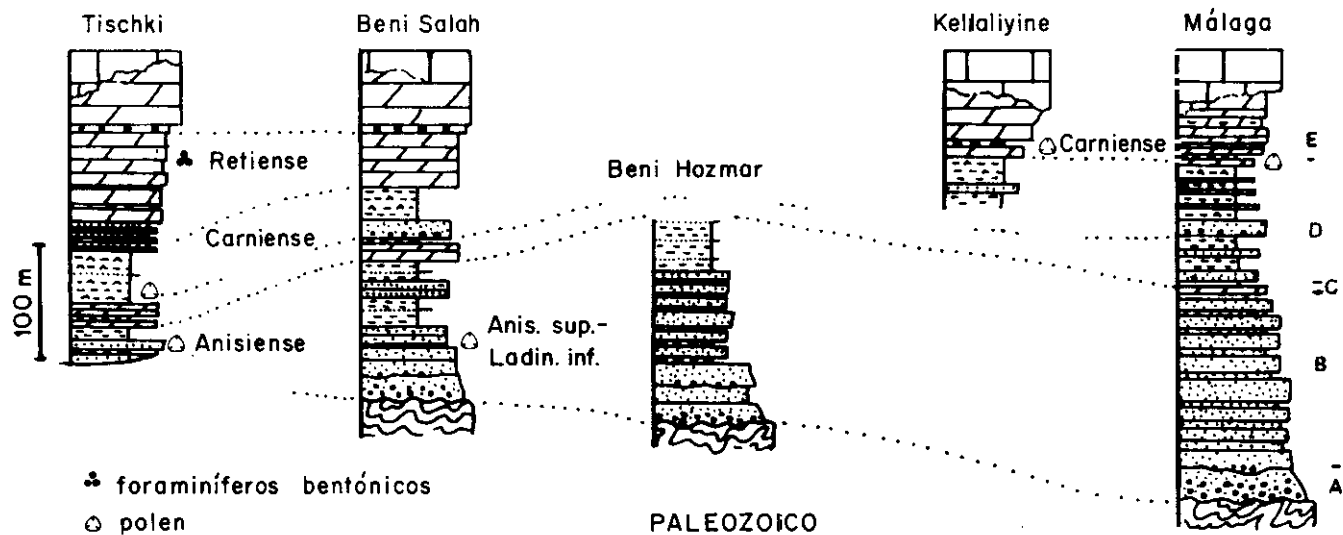


ANTECEDENTES SOBRE EL TRIÁSICO

Los estudios sobre el Triásico del Maláguide-Gomáride (Formación Saladilla) son muy escasos. Los datos disponibles aparecen dispersos en publicaciones de carácter geológico-regional (Azéma, 1961; Mac Gillavry *et al.*, 1963; Mac-Gillavry, 1964; Kockel, 1963; Dürr, 1967; Paquet, 1969; Foucault & Paquet, 1971; Soediono, 1971; Geel, 1973; Navarro-Vilá, 1976; Mäkel & Rondeel, 1979; Mäkel, 1985; Martín-Algarra, 1987; Roep, 1974; numerosas hojas y Memorias explicativas del Mapa Geológico de España, Plan Magna; en Marruecos: Kornprobst, 1966, 1974; Raoult, 1966, Griffon, 1966; Didon, Durand-Delga & Kornprobst, 1973; Kornprobst & Durand-Delga, 1985a y b; Wildi, Nold & Uttinger, 1977; Nold, Uttinger & Wildi, 1981). También se han publicado algunos datos estratigráficos sobre el Triásico maláguide en artículos centrados en el Triásico de las Zonas Internas, sobre todo del Alpujárride (Simon & Visscher, 1983; Kozur, Mulder-Blanken & Simon, 1985), o bien en contribuciones aisladas (Roep, 1972; Baudelot, Bouhdadi & Durand-Delga, 1984; Chalouan, 1985; Maate, Solé de Porta & Martín-Algarra, 1993). Ello se debe a que, en la mayoría de los puntos donde estas sucesiones afloran, aparecen enormemente tectonizadas y carecen casi sistemáticamente de fósiles, lo que dificulta el establecimiento de su estratigrafía y correlaciones. Clásicamente han sido atribuidas al Permotriás, principalmente por su facies y también sobre la base de tres antiguos hallazgos puntuales de restos de plantas: al E de Málaga, Ansted (1860) recogió fragmentos que, según Simon & Visscher (1983) asemejan a *Equisetites columnaris* (BROGNIART) STERNBERG, del Keuper; Michelau (1942) citó la presencia de *Voltzia heterophyla* BROGNIART en la parte superior del «Buntsandstein» del área de Almogía (Málaga); en el Rif, Milliard (1959) citó la existencia de *Lebachia (Walchia) piniformis* SCHLOTHEIM, que justificaría la atribución al Pérmico. Sin embargo, mientras que la existencia del Pérmico no ha sido confirmada por estudios recientes, la edad Triásico de la formación ha sido corroborada mediante determinaciones de polen y, en menor medida, de algu-

Figura 1.—Esquema tectónico de las Zonas Internas bético-rifeñas y situación de algunas localidades aludidas en el texto, donde se han efectuado dataciones paleontológicas de los sedimentos triásicos maláguides y gomárides. S.E.: Sierra Espuña. V.R.: Vélez Rubio. 1: Arroyo de los Ángeles; 2: Buluazén; 3: Kellaliyine; 4: Bettara; 5: Tichki.

Figure 1.—Tectonic sketch of the betic-rifian Internal Zones and situation of some localities mentioned in the text, where palaeontological dating of malaguide-gomaride triassic sediments has been possible. S.E.: Sierra Espuña. V.R.: Vélez Rubio. 1: Arroyo de los Ángeles; 2: Buluazén; 3: Kellaliyine; 4: Bettara; 5: Tichki.



nos otros grupos fósiles (escléritas de holoturias, bivalvos y algas: Mäkel & Rondeel, 1979; Simon & Visscher, 1983; Baudelot *et al.*, 1984; Kozur *et al.*, 1985; Maate *et al.*, 1993).

En relación con la estratigrafía y sedimentología de estas sucesiones hay que destacar la importante contribución realizada por Roep (1972). En esta síntesis quedaron sentadas las bases de la litoestratigrafía y la interpretación sedimentológica de estas sucesiones en el área entre Vélez Rubio y Lorca. Las aportaciones fundamentales de este trabajo, con pequeñas matizaciones, han podido ser confirmadas al estudiar otras áreas (Mäkel, 1985; Chalouan, 1985; Martín-Algarra, 1987). Sin embargo, en estos trabajos no se aportaron dataciones sistemáticas que permitieran precisar la posición estratigráfica de las distintas unidades litológicas diferenciadas y su correlación con otras áreas. Pretendemos cubrir estas lagunas mediante una revisión de los datos disponibles y la aportación de algunas nuevas dataciones.

LITOESTRAGRAFÍA

La Formación Saladilla está constituida fundamentalmente por areniscas y conglomerados de colores predominantemente rojos (a veces anaranjados o amarillentos, incluso moteados —tigersandstein—), y por lutitas rojas y verdosas; en menor medida también contiene dolomías y yesos, así como rocas subvolcánicas básicas. La potencia total de la formación es muy variable de unos puntos a otros y, en la mayoría de los casos, imposible de conocer con exactitud dado que es frecuente que los afloramientos estén truncados tectónicamente tanto en su contacto inferior con el Paleozoico subyacente como con las formaciones estratigráficamente más recientes de la cobertera. No obstante, puede sobrepasar ampliamente los 300 m en muchos puntos.

En la figura 2 se reproducen cinco columnas litológicas sintéticas de

Figura 2.—Columnas estratigráficas de la Formación Saladilla en el Maláguide occidental y el Gomáride (regiones de Málaga y Tetuán), con indicación de los niveles datados mediante polen y foraminíferos bentónicos. Situación en la Figura 1. Las columnas de Málaga y Tichki son una síntesis entre varios cortes parciales próximos. En Beni Salah (S de Tetuán) la datación palinológica fue realizada por Baudelot *et al.* (1984).

Figure 2.— Stratigraphic columns of the Saladilla Formation in the western Malaguide and the Gomaride (Malaga and Tetuan regions), with indication of the stratigraphic levels dated by means of pollen and benthonic foraminifera. Location in Figure 2. The Malaga and Tichki columns are a synthesis between several incomplete neighbouring sections. In Beni Salah (S of Tetuan) the palynological dating was made by Baudelot *et al.* (1984).

la Fm. Saladilla, reconocibles en otras tantas áreas tanto de la Cordillera Bética (región de Málaga) como principalmente del Rif (región tanto al N como al S de Tetuán). Estas columnas son resultado de la integración, por correlación litoestratigráfica, de numerosas observaciones puntuales y cortes parciales realizados en el entorno geográfico de cada una de las localidades que dan nombre a cada serie (Figs. 1 y 2): Málaga (1), Beni Hozmar (2), Kellaliyine (3), Beni Salah (4) y Tischki (5). De su examen (Fig. 2) puede concluirse que, regionalmente, esta formación se organiza como una megasecuencia grano y estratodecreciente, mayoritariamente constituida por areniscas y lutitas rojas, con intercalaciones conglomeráticas más frecuentes hacia la base de la formación, y algunas pasadas carbonatadas y evaporíticas localizadas preferentemente hacia la parte alta de la sucesión. En el área entre Vélez Rubio y Lorca, Roep (1972) organizó estas litofacies en cinco miembros que denominó, de abajo arriba: **A**) Miembro conglomerático rojo, **B**) Miembro de areniscas variegadas, **C**) Miembro dolomítico intercalado, **D**) Miembro conglomerático amarillo, y **E**) Miembro dolomítico superior. Todos ellos pueden reconocerse en regiones más occidentales del Dominio Maláguide-Gomáride con características comparables.

MIEMBROS INFERIORES DE LA FORMACIÓN SALADILLA (**A** y **B** de Roep, 1972)

El contacto de la Formación Saladilla con el Paleozoico infrayacente se encuentra tectonizado en la mayoría de los puntos. Donde es posible observar las relaciones originales (diversos puntos al N del barrio malagueño del Cerrado de Calderón y cortes en la autopista de circunvalación de Málaga), se constata que dicho contacto es una clara discordancia angular y erosiva, localmente asociada a procesos de alteración por rubefacción del sustrato paleozoico (Beni Salah, Marruecos), sobre la que descansan conglomerados estratificados. Los conglomerados están estrechamente asociados a las areniscas y presentan estratificación cruzada de bajo ángulo, cicatrices erosivas y granoclasificación normal en rellenos de paleocanales. Los cantos están de moderadamente a bien redondeados, su diámetro medio es centimétrico, aunque oscila notablemente según los niveles y algunos cantos pueden llegar a sobrepasar los 10 cm en algún caso. Su composición es mayoritariamente cuarcítica, con fragmentos subordinados de sílex negro (liditas) derivados de la sucesión paleozoica infrayacente, que contiene rocas comparables, y clastos de arcillas y de areniscas rojas.

Las areniscas, que son la litofacies más frecuente, son de composición subarcósica e intercalan de vez en cuando (sobre todo hacia la base), pasadas conglomeráticas lateralmente discontinuas, a menudo canalizadas. Estas rocas presentan una complicada arquitectura de facies, especialmente en los paquetes más potentes, donde se observan grandes estructuras sedimentarias (cicatrices erosivas abundantes, estratificación lateralmente discontinua con acuñaientos laterales y morfologías lenticulares frecuentes, megaestratificación cruzada tabular y en artesa, etc.) que ponen de manifiesto la existencia de cuerpos sedimentarios multiconstruidos por acción de corrientes fluviales (Roep, 1972). La estratificación de los paquetes de areniscas muestra una continuidad lateral progresivamente mayor y un desarrollo de morfologías tabulares con lechos cada vez más delgados a medida que las intercalaciones lutíticas se hacen más frecuentes. Las estructuras se organizan entonces en secuencias de energía decreciente, que se inician con superficies suavemente erosivas seguidas por areniscas más o menos conglomeráticas con megaestratificación y estratificación cruzada tabular o en artesa, que hacia arriba pasan a mostrar laminación paralela o cruzada y *climbing ripples*. Estos depósitos canalizados culminan con intervalos lutíticos de color rojo vinoso, a veces verdoso, y suelen presentar intercalaciones lenticulares de areniscas finas con estructuras de baja energía, a veces amalgamadas, que ponen de manifiesto un depósito por desbordamiento y decantación. Esporádicamente se reconocen evidencias de edafización, como delgadas costras carbonatadas discontinuas y grietas de desecación (Geel, 1973).

Numerosos nuevos cortes de las areniscas, y en menor medida de los conglomerados inferiores, se pueden reconocer en los taludes de la autopista de circunvalación de Málaga, de donde proceden la mayoría de las observaciones aquí señaladas. No obstante, características comparables se han observado en muchos otros afloramientos dispersos por toda la cadena, tanto en España como en Marruecos. Las potencias son muy variables de unos puntos a otros, en parte por causas tectónicas: las mayores potencias se han reconocido asimismo en los alrededores de Málaga, donde el espesor de estos miembros inferiores puede sobrepasar ampliamente los 200m.

MIEMBROS SUPERIORES DE LA FORMACIÓN SALADILLA (C y D de Roep, 1972)

En la mayoría de los afloramientos de la formación, y particularmente en los del entorno del Arco de Gibraltar, los dos miembros inferiores son

los más ampliamente representados, mientras que el miembro dolomítico intercalado sólo se reconoce en puntos aislados. Donde aparece, su espesor varía entre pocos metros y varias decenas de metros (Fig. 2: Tischki, Beni Salah, Málaga) y en algunos puntos puede estar asociado a paquetes de yesos, localmente potentes (decenas de metros en Vélez Rubio: Geel, 1973). Los niveles dolomíticos, de colores generalmente grises o más raramente negros, a menudo parduzcos por alteración, muestran microfacies micríticas, a veces con porosidad fenestral y laminaciones algales (p.e. Beni Salah). En otros casos son algo arenosos y, excepcionalmente, pueden contener restos muy mal conservados de macrofauna (bivalvos indeterminables en el Convento de las Nieves, en la Serranía de Ronda: Martín-Algarra, 1987).

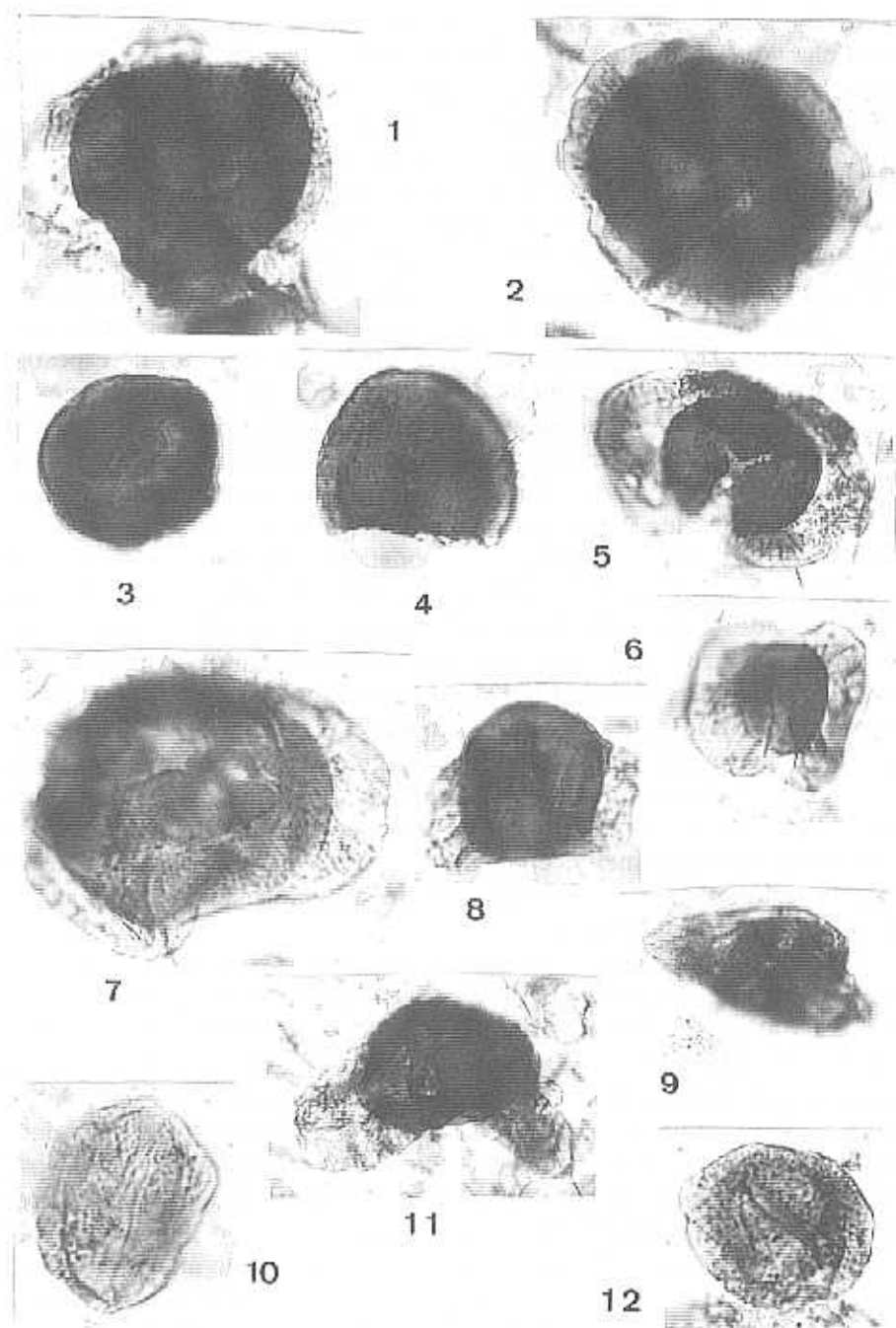
En ausencia del miembro dolomítico intercalado, la distinción entre los dos miembros situados por encima y por debajo de aquél suele ser difícil o imposible, pues el miembro suprayacente no es tanto amarillo y conglomerático (según lo denomina Roep, 1972) como coloreado y arcilloso-evaporítico, con algunas pasadas detríticas; por lo tanto, sus características son bastante comparables a las de las litofacies más finas del miembro de areniscas variegadas. No obstante, sí que es característico que, como ya señaló el citado autor para el área de Vélez Rubio, hacia la parte alta de la formación, la litología sea algo más variada, los colores amarillentos y anaranjados más frecuentes, y los estratos de areniscas formen *sets* cuneiformes con megaestratificación cruzada de bajo ángulo; también que los lechos conglomeráticos entre areniscas incluyan pequeños clastos carbonatados, lo que no se observa en los niveles conglomeráticos situados entre las areniscas rojas que ocupan las posiciones estratigráficas más bajas. En el Arco de Gibraltar facies típicas de este miembro se han reconocido en los cortes del Arroyo de los Angeles (Málaga) y de Beni Salah (S de Tetuán). En el primero, la sucesión se inicia con unas areniscas rojas similares a las del miembro B; continúa con un tramo de areniscas amarillentas con pasadas conglomeráticas con algunos cantos carbonatados correlacionables con el miembro D del área de Vélez Rubio; en fin, está coronada por un conjunto predominantemente arcilloso rojo y verde con algunas pasadas areniscosas que, hacia el techo, incluyen unos niveles dolomíticos tableados con intercalaciones arcillosas oscuras con azufre, que representan la transición a un paquete de dolomías estratificadas.

DOLOMIAS SUPERIORES (miembro E de Roep, 1972)

El miembro dolomítico superior de Roep (1972) representa la transición estratigráfica entre las litofacies detríticas del techo de la formación

y las carbonatadas características de las formaciones suprayacentes. Dado que dicha transición, cuando se observa, se efectúa generalmente en unos pocos metros y que, con frecuencia el contacto aparece fuertemente tectonizado, de forma que las dolomías aparecen constituyendo la base estratigráfico-tectónica de la sucesión jurásica, se puede concluir, de acuerdo con Soediono (1971) y Geel (1973), que este miembro debe ser separado de la Fm. Saladilla. En el área estudiada, la implantación gradual de las dolomías sobre las facies arcillosas infrayacentes sólo ha sido observada claramente en el Arroyo de los Angeles (Málaga), donde se efectúa rápidamente por medio de un paquete de dolomías tableadas con intercalaciones arcillosas verdosas o negras, de pocos metros de espesor. Hacia arriba pasa a un conjunto dolomítico más masivo y fuertemente fracturado, separado por accidentes tectónicos de la sucesión jurásica suprayacente. Una situación análoga se reconoce en muchos otros puntos de la provincia de Málaga y del N de Marruecos, así como en regiones más orientales (Vélez Rubio), aunque casi siempre las relaciones de detalle entre las sucesiones detríticas y carbonatadas son mal visibles a causa de recubrimientos recientes y/o despegues tectónicos. No obstante, en algunas unidades maláguides de la Sierra Espuña en las que aparecen ampliamente desarrolladas las formaciones triásicas, tanto detríticas rojas como carbonatadas, Mäkel (1984) ha diferenciado un miembro margoso-calcáreo con pasadas de yesos que separaría el miembro dolomítico superior de las dolomías de la base del Lías propiamente dichas. La importancia litoestratigráfica regional de dicha intercalación más arcillosa está aún por evaluar, aunque es muy posible que, en regiones más occidentales, niveles litoestratigráficamente equivalentes hayan pasado desapercibidos hasta la fecha a causa de la intensidad de las deformaciones tectónicas que afectan a estos materiales.

En ciertas unidades tectónicamente frontales de la cobertera maláguide-gomáride (denominadas «Dorsal» interna por algunos autores, sobre todo en Marruecos: Didon *et al.*, 1973; Nold *et al.*, 1981), este conjunto superior de dolomías puede alcanzar un espesor muy grande, de varios centenares de metros. En este caso, la parte inferior de la sucesión dolomítica suele presentar una buena estratificación en bancos gruesos definida por una alternancia entre niveles dolomíticos amarillentos y grisáceos, respectivamente más y menos margosos, en los que el Retiense ha podido ser datado mediante foraminíferos bentónicos (p.e. Hafat Yeltane, al S de Tischki). Además, en el tercio inferior de este tramo de alternancias, es de destacar la presencia de un nivel-guía regionalmente muy característico y útil para la correlación, constituido por una pasada areniscosa y conglo-



merática entre dolomías, formada exclusivamente por granos y cantos de cuarcita bien rodados y que excepcionalmente presenta megaestratificación cruzada. Este nivel ha sido reconocido en numerosas localidades del Rif tanto al S de Tetuán (Hafet Yeltane, Yebel Kelti) como al N de esta ciudad, en la Sierra del Hauz (Hafa el Uestia) y también en la Serranía de Ronda (Peñón de Benadalid).

Este conjunto dolomítico superior de todas estas unidades tectónicas se relaciona, mediante un contacto irregular de dolomitización, con un paquete de calizas blancas en las que el Lías inferior ha podido ser datado con fósiles en numerosos puntos.

NUEVOS DATOS PALINOLÓGICOS

Como se señaló en los antecedentes, la Formación Saladilla ha sido clásicamente atribuida al Permotriás por su facies y sobre la base de hallazgos puntuales de restos de plantas, aunque la edad Pérmico no ha sido confirmada por estudios recientes. Además de los antiguos hallazgos de restos de plantas más arriba mencionados, hasta la fecha, se han datado materiales pertenecientes a la Formación Saladilla mediante polen, conodontos, escleritas de holoturias, bivalvos y algas dasycladáceas en un total de ocho puntos, cinco en la Cordillera Bética (Vélez Rubio, dos localidades de Sierra Alhamilla y otras dos de Sierra Espuña) y tres en el Rif (Beni Salah, Tischki y Buluazén). A estas dataciones hay que añadir las cinco que presentamos a continuación, obtenidas mediante determinaciones de polen. Dichas dataciones son los únicos resultados positivos obtenidos de casi un centenar de muestras procesadas para su análisis palinológico, procedentes tanto de España como de Marruecos.

Previamente a este artículo, niveles asignables al miembro B de are-

Figura 3.—Palinomorfos del Anisiense superior (Tischki: muestra TCH-14).

Figure 3.—Palynomorphs of the Upper Anisian (Tischki: sample TCH-14).

- 1 y 2.—*Stellapollenites thiergartii* x 750.
- 3.—*Praecirculina granifer* x 750.
- 4.—*Kuglerina meieri* x 750.
- 5.—*Triadispora crassa* x 500.
- 6.—*Triadispora suspecta* x 750.
- 7.—*Lunatisporites acutus* x 750.
- 8.—*Triadispora* sp. x 750.
- 9.—*Triadispora falcata* x 500.
- 10.—*Alisporites grauvogeli* x 750.
- 11.—Bisaccate indet. x 500.
- 12.—Bisaccate indet. x 750.

niscas han suministrado polen del Triásico Medio en dos puntos. En Vélez Rubio (prov. de Almería) solo han sido citadas dos formas (*Triadispora* sp. y *Limitisporites* sp.) que indicarían un Anisiense inferior según Simon & Visscher (1983). En Beni Salah (S de Tetuán, Rif), una diversificada asociación de palinomorfos permitió datar el Anisiense superior-Ladiniense inferior a Baudelot *et al.* (1984).

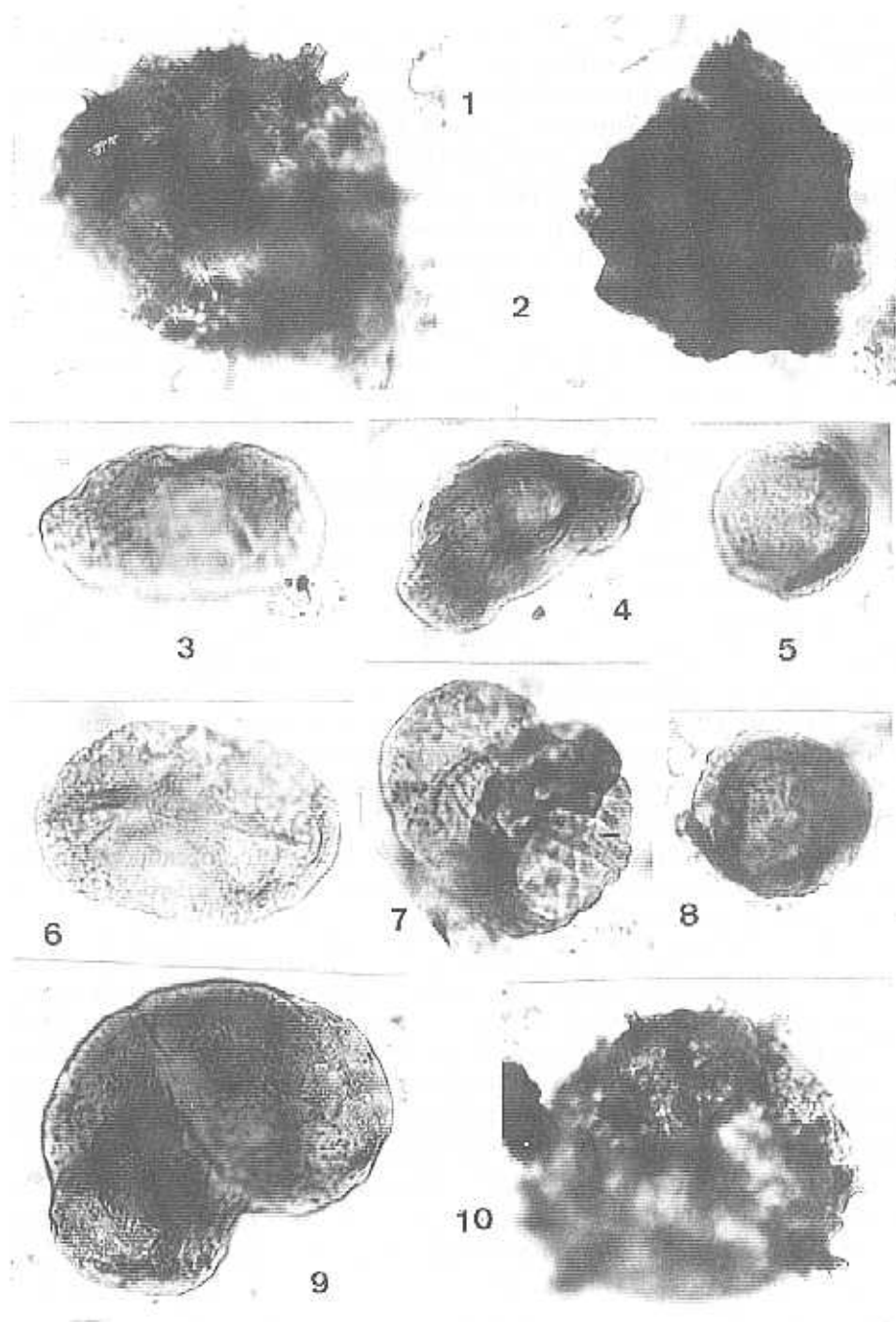
Por nuestra parte, una muestra de lutitas oscuras (TCH-14) intercaladas entre las areniscas de la base del Manto de El Babat-Gorgues («Dorsal» interna rifeña), recogida al E de Tischki (Rif), ha proporcionado una asociación formada por (Fig. 3): Esporas trilete indet. (2%), *Triadispora crassa* Klaus 1964 (14%), *Triadispora falcata* Klaus (2%), *Triadispora suspecta* Scheuring 1970 (1%), *Triadispora* div. sp. (25%), *Falcisporites* sp. (1%), *Angustisulcites* sp. (0,2%), *Alisporites grauvogeli* Klaus 1964 (1%), *Alisporites* sp., (1%), cf. *Voltziaceasporites heteromorpha* Klaus 1964 (0,5%), *Stellapollenites thiergartii* (Mädler) Clement-Westerhof *et al.* 1974 (6%), *Lunatisporites acutus* Leschik 1955 (0,3%), Bisaccate indet. (41%), Monosaccate indet (1%), *Kuglerina meieri* Scheuring 1978 (1%), *Praecirculina granifer* Klaus 1960 (3%). Esta asociación es característica del Anisiense superior, habida cuenta de la presencia de formas referibles a *Voltziaceasporites* y de *Stellapollenites thiergartii*, ambas típicas del Anisiense, junto con *Praecirculina granifer* y con *Kuglerina meieri*, cuya primera aparición está registrada en el Anisiense superior. Esta datación confirma la edad Triásico Medio de la parte baja de la Formación Saladilla, reconocida previamente en otros puntos.

En un pequeño afloramiento oriental del Maláguide (Sierra Alhamilla) los carbonatos del miembro C alcanzan un desarrollo importante. Autores precedentes (Simon & Kozur, 1977; Kozur *et al.*, 1985) han señalado la presencia de bivalvos (*Placunopsis flabellum*) y conodontos (*Pseudofurnishius murcianus*) que atribuyen al Carniense inferior. En otro afloramiento de esta región, niveles pelíticos coloreados suprayacentes a los carbonatos y correlacionables con el miembro D, han suministrado una asociación de palinomorfos (no publicada) del Carniense inferior según Simon VISSCHER (1983). En el Rif (Tischki, S de Tetuán), niveles lutíticos y areníticos correlacionables con el miembro D, pertenecientes al Manto de El Babat-Gorgues (“Dorsal” interna rifeña), han proporcionado asociaciones palinológicas diversificadas del Carniense superior (Tuvaliense), al igual que niveles arcilloso-dolomíticos que marcan la transición entre los terrenos rojos asignables a la Formación Saladilla y los carbonatos con los que se inicia la sucesión jurásica gomáride en Buuzén, al N de Tetuán (Maate *et al.*, 1993). A las mencionadas dataciones

hay que añadir las que presentamos a continuación, procedentes las dos primeras de los niveles estratigráficos superiores de la Formación Saladilla, las otras dos de los niveles de tránsito a las dolomías suprayacentes (miembro dolomítico superior de Roep, 1972).

Una muestra recogida en las proximidades de Bettara (S de Tetuán, Rif: BET-20), en materiales pertenecientes al manto de El Babat-Gorgues («Dorsal» Interna), ha proporcionado una asociación mal conservada en la que, como fruto de la observación de unos cuatro mil granos, ha sido posible encontrar y determinar los siguientes géneros y especies: *Concavisporites* sp. (1%), *Verrucosisporites* sp. (3%), *Cyclotriletes* sp. (66%), *Lycopodiacidites* sp. (2%), Esporas trilete indet. (6%), *Triadispora* cf. *crassa* Klaus 1964 (0,2%), *Triadispora* cf. *plicata* Klaus 1964 (0,1%), *Ovalipollis ovalis* (Kr.) Scheuring 1970 (2%), *Ovalipollis* sp. (1%), *Lunatisporites acutus* Leschik 1955 (0,2%), *Striatoabieites ayugii* (Visscher) Scheuring 1978 (1%), *Samaropollenites speciosus* Goubin 1965 (1%), *Bisaccate* indet. (15%), *Patinasporites densus* Leschik 1955 (0,5%), *Vallasporites ignacii* Leschik 1955 (0,5%), *Praecirculina granifer* Klaus 1960 (0,3%), *Duplicisporites scurrilis* (Scheuring) Scheuring 1978 (0,2%). Esta asociación está dominada por las esporas, que alcanzan el 78%, del cual un 66% corresponde a la misma forma, lo cual parece indicar que el medio de depósito correspondió a una zona muy húmeda. El conjunto de la microflora indica una edad Carniense, posiblemente Carniense superior (Tuvaliense), por la presencia de *Samaropollenites speciosus*.

En las afueras de Málaga (corte del Arroyo de los Angeles), una muestra de arcillas negras (92A-64) intercaladas entre unas dolomías tabreadas que coronan una sucesión arcilloso-arenosa coloreada asignable al miembro D de la Formación Saladilla, y situadas en el inicio de la zona de transición a los carbonatos que dan paso más arriba al Jurásico, ha proporcionado una mezcla de palinomorfos triásicos con otros evidentemente resedimentados (Figs. 4-5): *Calamospora* sp. (3%), *Verrucosisporites* sp. (1%), Esporas trilete indet. (6%), *Triadispora crassa* Klaus 1964 (2%), *Triadispora plicata* Klaus 1964 (1%), *Triadispora* div. sp. (1%), *Ovalipollis ovalis* (Kr.) Scheuring 1970 (30%), *Ovalipollis minimus* Scheuring 1970 (6%), *Lunatisporites acutus* Leschik 1955 (1%), *Striatoabieites ayugii* (Visscher) Scheuring 1978 (1%), *Minutosaccus* sp. (0,2%), *Samaropollenites speciosus* Goubin 1965 (0,5%), *Bisaccate* indet. (36%), *Praecirculina granifer* Klaus 1960 (2%), *Duplicisporites granulatus* (Leschik) Scheuring 1970 (5%), *Duplicisporites scurrilis* (Scheuring) Scheuring 1978 (0,3%) y Resedimentados (4%). De esta muestra se han observado setecientos granos. El conjunto encontrado, en especial la presencia de *Samaropollenites*



speciosus, confirma la edad Carniense, muy posiblemente Carniense superior (Tuvaliense).

Entre las formas resedimentadas de la muestra anterior, que se encuentran en una proporción del 4%, hemos podido determinar: *Dyctiotriletes* cf. *muricatus* (Kosanke) Smith & Butterworth, *Dyctiotriletes* cf. *bireticulatus* (Ibrahim) Smith & Butterworth, *Verrucosisorites* div. sp., *Raistrickia* div. sp., *Densosporites* sp., *Florinites* cf. *junior* Potonie & Kremp, *Florinites* sp., cf. *Potonieisorites*, indeterminados. Esta asociación, en especial la presencia de *Dyctiotriletes* cf. *bireticulatus* y, sobre todo, de *Florinites*, indica una edad Carbonífero superior. Este singular hallazgo constituye la primera datación del Carbonífero mediante palinología en el Maláguide, y pone de manifiesto las posibilidades del estudio palinológico de las sucesiones paleozoicas maláguide-gomárides, que suelen ser difíciles de datar y de las que, evidentemente, deben proceder las formas resedimentadas citadas.

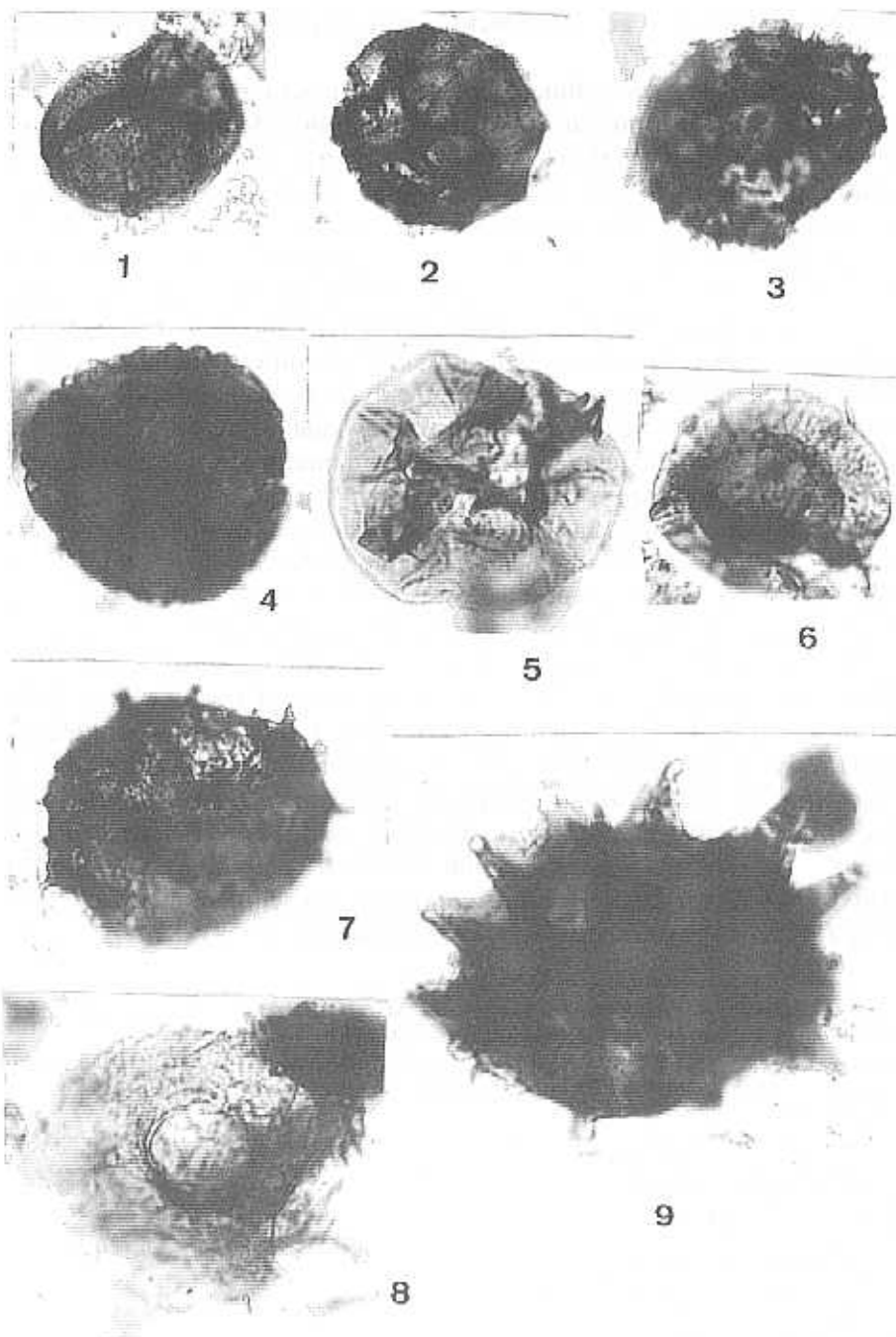
Por último, dos muestras recogidas de unas arcillas verdes intercaladas entre las dolomías de la base del afloramiento de Kellaliyine (N de Tetuán, Marruecos), que constituye uno de los escasos testimonios de la cobertera postríasica del Gomáride, han proporcionado las asociaciones siguientes:

Muestra K-11: *Calamospora* sp. (1%), *Triadispora crassa* Klaus 1964 (4%), *Triadispora* div. sp. (2%), *Ovalipollis ovalis* (Kr.) Scheuring 1970 (29%), *Ovalipollis cultus* Scheuring 1970 (5%), *Lunatisporites acutus* Leschik 1955 (1%), *Striatoabietes aytugii* (Visscher) Scheuring 1978 (0,5%), *Alisporites* sp. (1%), *Microcachryidites fastidioides* (Jan.) Klaus 1964 (0,5%), *Samaropollenites speciosus* Goubin 1965 (2%), *Bisaccate* indet. (46%), *Vallasporites ignacii* Leschik 1955 (1%), *Praecirculina granifer* Klaus 1960 (2%), *Duplicisporites granulatus* (Leschik) Scheuring 1970 (1%), *Duplicisporites scurrilis* (Scheuring) Scheuring 1978 (4%).

Figura 4.—Palinomorfos del Arroyo de los Ángeles (Málaga). Las fotos 1, 2 y 10 corresponden al Carbonífero, las restantes al Carniense (muestra 92A-64).

Figure 4.—Palynomorphs of the Arroyo de los Ángeles (Málaga). Photos 1, 2 and 10 are palynomorphs of the Carboniferous, the others belongs to the Carnian (sample 92A-64).

- 1.—*Raistrickia* sp.
- 2.—*Densosporites* sp. x 750.
- 3.—*Samaropollenites speciosus* x 750.
- 4.—*Samaropollenites speciosus* x 500.
- 5.—*Praecirculina granifer* x 750.
- 6.—*Ovalipollis ovalis* x 750.
- 7.—*Striatoabietes aytugii* x 750.
- 8.—*Duplicisporites scurrilis* x 750.
- 9.—*Bisaccate* indet. x 500.
- 10.—*Raistrickia* sp. x 750



Muestra 92A-90: *Calamospora* sp. (0,1%), *Reticulatisporites* sp. (0,1%), *Convolutispora* sp. (0,1%), *Todisporites* sp. (0,1%), Esporas trilete indet. (0,6%), *Triadispora plicata* Klaus 1964 (0,5%), *Triadispora* div. sp. (1,5%), *Ovalipollis ovalis* (Kr.) Scheuring 1970 (25%), *Ovalipollis cultus* Scheuring 1970 (0,8%), *Ovalipollis minimus* Scheuring 1970 (0,2%), *Lunatisporites acutus* Leschik 1955 (0,5%), *Striatoabieites ayugii* (Visscher) Scheuring 1978 (0,3%), *Alisporites* sp. (0,2%), *Microcachryidites fastidiosus* (Jan.) Klaus 1964 (1%), *Samaropollenites speciosus* Goubin 1965 (0,1%), *Minutosaccus* sp. (0,1%), Bisaccate indet. (62%), Monosaccate indet. (0,1%), *Patinasporites densus* Leschik 1955 (0,1%), *Praecirculina granifer* Klaus 1960 (4%), *Duplicisporites granulatus* (Leschik) Scheuring 1970 (0,1%), *Duplicisporites scurrilis* (Scheuring) Scheuring 1978 (2%), *Duplicisporites verrucosus* Leschik 1955 (0,1%).

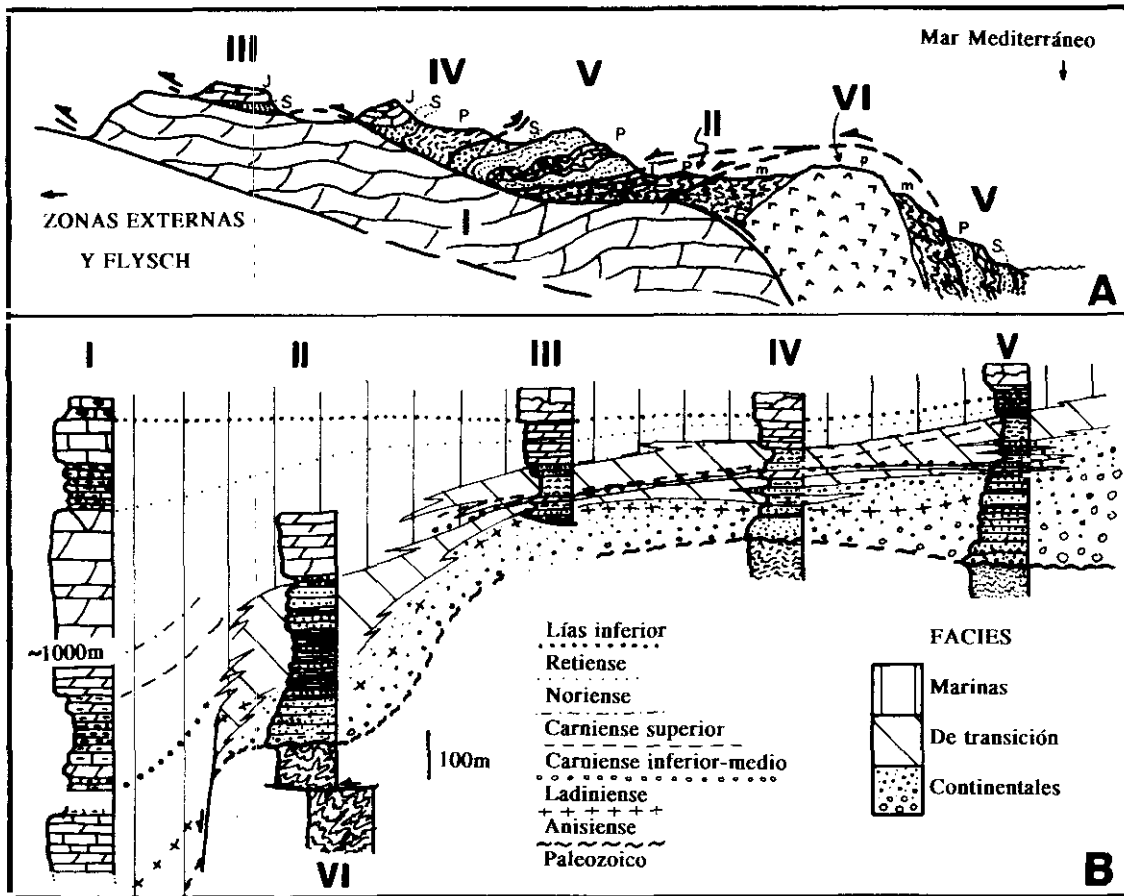
Las dos muestras estudiadas del corte de Kellaliyine presentan gran abundancia de granos, pero en muy mal estado de conservación, lo que hace muy difícil su determinación. Para poder confirmar las especies que indicamos se han tenido que observar más de cinco mil granos para cada muestra. Ambas son bastante parecidas a la anteriormente mencionada del Arroyo de los Ángeles (Málaga) y, en todas ellas, hay que destacar el elevado porcentaje del grupo *Ovalipollis*, lo que contrasta con las características de la muestra BET-20, más arriba mencionada, que presenta características un tanto especiales, posiblemente determinadas por factores locales. El conjunto de la microflora hallada y, en especial, la presencia de *Patinasporites densus* y *Samaropollenites speciosus* (muestra 92A-90) y de ésta última forma junto con *Vallasporites ignacii* (muestra K-11), demuestran la edad Carniense superior (Tuvaliense) de estos niveles.

En Sierra Espuña (prov. de Murcia) los carbonatos del miembro C alcanzan un desarrollo importante, pero no han sido datados. Sin embargo, sí existen dataciones sobre un paquete dolomítico muy potente, atribuido al miembro dolomítico superior (E) por autores precedentes (Simon &

Figura 5.—Palinomorfos del Carbonífero del Arroyo de los Ángeles (muestra 92A-64).

Figure 5.—Carboniferous palynomorphs of the Arroyo de los Ángeles (sample 92A-64).

- 1.—*Verrucosisporites* sp. x 500.
- 2.—*Dyctiotriletes* cf. *bireticulatus* x 500.
- 3.—*Dyctiotriletes*? x 750.
- 4.—*Verrucosisporites* sp. x 750.
- 5.—*Dyctiotriletes* cf. *muricatus* x 750.
- 6.—*Endosporites* sp. x 750.
- 7.—*Raistrickia* sp. x 500.
- 8.—*Florinites* cf. *junior* x 750.
- 9.—*Raistrickia* sp. x 500.



Kozur, 1977; Mäkel & Rondeel, 1979; Mäkel, 1985), en función del hallazgo de escléritas de holoturias (*Theelia immisorbicula*, *Th. tubercula tubercula*, *Th. pralongiae* y *Th. liptovskaensis*) en la parte baja, y de algas dasycladáceas (*Clypeina besici*) en la parte media del paquete dolomítico, que indicarían un Carniense inferior (Cordevoliense). Además, los niveles margoso-calcareos y evaporíticos considerados por Mäkel (1985) como un miembro suprayacente y anterior a las dolomías de la base del Lías, han proporcionado palinomorfos (*Partitisporites maljawkinae*) del Carniense medio (Juliense, según Visscher & Brugman, 1981; ver también Kozur *et al.*, 1985). Si las atribuciones litoestratigráficas y las correlaciones realizadas por estos autores son correctas, las dataciones mencionadas plantean problemas frente a los resultados obtenidos en este trabajo. Una interpretación como una superficie de cabalgamiento del contacto inferior de las dolomías no podría ser completamente excluida, en cuyo caso, las dolomías interpretadas por Mäkel (1985) como del miembro superior podrían pertenecer en realidad al miembro C (dolomítico intercalado), y el miembro margoso calcáreo de este autor, corresponder al miembro D de los anteriormente mencionados.

Figura 6.—**A:** Esquema tectónico simplificado de las Zonas Internas bético-rifeñas. La estructura representada corresponde principalmente a la que se reconoce en una transversal al S de Tetuán (Marruecos), pero también es visible en la Serranía de Ronda; en otras transversales la estructura aparece mucho más complicada por deformaciones posteriores, principalmente retrocabalgamientos. **Leyenda:** I: Unidades con Triásico alpino (Rondaides y Alpujarrides inferiores e intermedios en España, Tetuánides o "Dorsal" externa en Marruecos). II: Unidades epimetamórficas, de Federico *p.p.* en Marruecos (P: Paleozoico; T: Triásico). III: Unidades maláguides-gomárides desprovistas de Paleozoico, «Dorsal» Interna en Marruecos (S: Fm. Saladilla; J: dolomías y calizas triásico-liásicas). IV: Unidades maláguides-gomárides sin Calizas Alabeadas (P: Paleozoico; S: Fm. Saladilla; J: dolomías y calizas triásico-liásicas y formaciones más modernas). IV: Unidades maláguides-gomárides con Calizas Alabeadas (P: Paleozoico; S: Fm. Saladilla). VI: Alpujarrides superiores-Sébtides (p: peridotitas; m: metapelitas probablemente paleozoicas). **B:** Correlación entre las sucesiones estratigráficas sintéticas del Triásico de las unidades tectónicas representadas en el corte, ordenadas de acuerdo con su posición relativa durante el depósito, y evolución lateral y vertical de las facies.

Figure 6. **A:** Simplified tectonic sketch of the betic-rifian Internal Zones. This structure is mainly visible in the region to the S of Tetuan (Morocco), but also in the Serrania de Ronda; in other areas the structure is much more complicated, due to later deformation events, mainly backthrusts. **Key:** I: Units with alpine Triassic (Rondaides and lower and intermediate Alpujarrides in Spain, Tetuanides or external «Dorsale» in Morocco). II: Epimetamorphic units, Federico units *p.p.* in Morocco (P: Paleozoic; T: Triassic). III: Malaguide-Gomaride units without Paleozoic, Internal «Dorsale» in Morocco (S: Saladilla Fm.; J: Triassic-Liassic dolostones and limestones, and younger formations). IV: Malaguide-Gomaride units without Calizas Alabeadas (P: Paleozoic; S: Saladilla Fm.; J: Triassic-Liassic dolostones and limestones). IV: Malaguide-Gomaride units with Calizas Alabeadas (P: Paleozoic; S: Saladilla Fm.). VI: Higher Alpujarrides-Sebtides (p: peridotites; m: metapelites, probably Paleozoic). **B:** Correlation between the synthetic stratigraphic columns of the Triassic of the tectonic units represented in A, placed in the same relative position they should have during sedimentation, and lateral and vertical facies evolution.

En resumen, los datos paleontológicos disponibles, especialmente los de polen, indican que los miembros inferiores areniscoso-conglomeráticos de la Formación Saladilla son de edad Triásico Medio (Anisiense superior-Ladiniense inferior), y que los miembros superiores hasta la base de las dolomías dan paso hacia arriba a la sucesión jurásica son de edad Triásico superior, fundamentalmente Carniense superior (Tuvaliense) en los niveles altos del miembro D. Queda por precisar la edad del miembro dolomítico superior en la mayoría de los puntos, así como la del miembro margoso-carbonatado, hasta ahora sólo reconocido en el techo de la sucesión triásica de algunas unidades de Sierra Espuña, en caso de que su existencia real sea definitivamente confirmada en dicha área. Por último, hay que recordar que, en Marruecos, en ciertos elementos frontales de la cobertera del Gomáride, despegados del Paleozoico y desplazados sobre unidades más externas («Dorsal» interna *auct.*), las dolomías superiores alcanzan un enorme espesor y que han suministrado foraminíferos bentónicos del Retiense.

DISCUSIÓN: MARCO TECTÓNICO REGIONAL DEL MALÁGUIDE-GOMÁRIDE Y VARIACIONES LATERALES EN LAS SUCESIONES TRIÁSICAS

SISTEMATIZACIÓN TECTÓNICA

Los rasgos generales de la estructura tectónica del complejo superior de mantos de las Zonas Internas bético-rifeñas no están aún completamente resueltos. En los distintos sectores en los que afloran los terrenos del Maláguide-Gomáride se reconocen multitud de pequeñas unidades tectónicas locales, con desarrollo regional variable y difíciles de correlacionar de unos puntos a otros. No obstante, si se examina la distribución de los afloramientos de estas unidades locales a la escala de todo el Orógeno bético-rifeño, y si se consideran las características estratigráficas de cada una de ellas, es posible realizar una tentativa de sistematización tectónica que puede ayudar a comprender los rasgos generales de la paleogeografía triásica del Dominio Maláguide-Gomáride y a esclarecer sus relaciones con los dominios adyacentes en los que se depositaban, contemporáneamente, las sucesiones carbonatadas de facies alpinas. Así, por encima de los mantos alpujárrides y sébtides, se pueden diferenciar dos tipos principales de unidades tectónicas (Fig. 6A).

Unidades tectónicas con amplio desarrollo del Paleozoico

En estas unidades tectónicas la cobertera postpaleozoica, salvo la Formación Saladilla, aparece representada sólo en puntos aislados. Dentro de este grupo se pueden diferenciar (Roep & Mac-Gillavry, 1962):

– Unas «unidades tectónicas epimetamórficas», que ocupan la posición tectónica más baja pero que sólo afloran en las proximidades del frente de las Zonas Internas. En el sector de Vélez Rubio, Roep & Mac Gillavry (1962) agruparon estas imbricaciones en la que denominaron «unidad de Casolidad». A este conjunto se puede asignar también la escama superior de las «unidades tectónicas de Federico» del Rif septentrional (Marruecos) y sus equivalentes españoles de la Serranía de Ronda, que son consideradas por la mayoría de los autores como las escamas superiores de los Alpujárrides superiores y Sébtides Didón *et al.*, 1973). Elementos tectónicos epimetamórficos de características comparables se pueden reconocer también al S de Sierra Arana, de acuerdo con observaciones propias inéditas.

– Unas «unidades tectónicas inferiores», caracterizadas por mostrar un «gran desarrollo de la formación paleozoica de las Calizas Alabeadas», que recubren tectónicamente a las anteriores en los sectores frontales de las Zonas Internas. Éstas son las unidades maláguides-gomárides de mayor extensión regional, y las que normalmente ocupan la posición inferior, directamente sobre los Alpujárrides-Sébtides, en los sectores internos de las Zonas Internas, allí donde las unidades epimetamórficas no aparecen representadas.

– Finalmente, unas «unidades tectónicas superiores, sin Calizas Alabeadas». Al igual que las unidades epimetamórficas, estas unidades afloran exclusivamente en las proximidades del frente de las Zonas Internas. En Marruecos estas unidades se agrupan en los mantos denominados de Cudiat Zían, de Beni Hozmar y de Talambot, además de otras unidades menores reconocibles en la región de Bokoya, cerca de Alhucemas.

Unidades tectónicas desprovistas de Paleozoico

Las unidades que se incluyen en este grupo están constituidas exclusiva o casi exclusivamente por sucesiones de cobertera, principalmente postríasicas. En ellas el Triásico constituye el nivel de despegue y, cuando aflora, se localiza en la base tectónica, fuertemente deformado y cepillado. Estas «unidades tectónicas de cobertera» afloran sistemáticamente

ocupando posiciones muy frontales dentro de las Zonas Internas. En el Arco de Gibraltar han sido incluidas en la denominada «Dorsal» interna (Didon *et al.*, 1973), que constituye una zona de imbricaciones tectónicas situada sistemáticamente en contacto con las unidades maláguide-gomárides con Paleozoico sin Calizas Alabeadas. La procedencia tectónica y paleogeográfica de estas unidades ha sido objeto de controversia, aunque hoy día, la mayoría de los autores las consideran de procedencia maláguide-gomáride principalmente por las características que muestran sus formaciones triásicas. Estas unidades se reconocen al S de Sierra Arana (prov. de Granada), en la Serranía de Ronda occidental (Peñón de Benadalid, Sierra Crestellina) y, sobre todo en Marruecos donde constituyen: entre Ceuta y Tetuán las escamas internas de la Sierra del Hauz (Hauz interno); al S de Tetuán los mantos de la «Dorsal» interna rifeña muy especialmente el manto de El Babat-Gorgues, caracterizado por su Triásico rojo bien desarrollado; y, al E de Alhucemas, las unidades tectónicas superiores del macizo de los Bokoya, en las cuales, además de las formaciones paleozoicas, aparecen ampliamente desarrolladas las de cobertera y muy especialmente las triásicas.

RELACIONES ENTRE LAS SUCESIONES TRIÁSICAS

Ciñéndonos a los materiales del Triásico de todas estas unidades tectónicas superiores de las Zonas Internas bético-rifeñas, se constata una cierta pauta regional en las variaciones de espesor y de las facies (Fig. 6B). Las «unidades tectónicas epimetamórficas» (que afloran sólo en los sectores frontales de las Zonas Internas) cabalgan, bien sobre unidades con amplio desarrollo de un Triásico en facies alpinas (Alpujárrides intermedios y Rondaides en las Béticas; Tetuánides o «Dorsal» externa *auct.* en el Rif), o bien sobre unidades de zócalo, sin cobertera postpaleozoica, que pudieron constituir originalmente sus sustratos estratigráfico-tectónicos (Alpujárrides superiores y Sébtides, que presentan, en su base, importantes láminas de peridotitas). Por su posición tectónica baja, por el carácter filítico de sus series rojas y por presentar un potente paquete carbonatado a techo (localmente datado como Triásico Medio-Superior mediante determinaciones de algas dasycladáceas: escamas de Federico, Rif, Didon *et al.*, 1973), el Triásico de estas unidades puede considerarse paleogeográficamente intermedio entre el de los Alpujárrides y el de los Maláguides-Gomárides.

Las «unidades tectónicas con Calizas Alabeadas» (en el Rif: Manto de Akaili) aparecen ampliamente representadas en todos los sectores, sean los cercanos al frente de las Zonas Internas (en cuyo caso ocupan la posi-

ción más profunda tectónicamente, aunque siempre sobre las unidades epimetamórficas) o bien lejanos a éste, en cuyo caso constituyen la única unidad maláguide-gomáride ampliamente desarrollada sobre los mantos Alpujárrides superiores (y los Sébtides rifeños). Estas unidades muestran sistemáticamente un amplio desarrollo cartográfico de la Formación Saladilla, con las mayores potencias detectadas de las series detríticas rojas, las cuales presentan, además, facies areniscosas y conglomeráticas de granulometrías apreciablemente más gruesas que en el resto de las unidades y una menor proporción de intercalaciones pelito-evaporíticas y carbonatadas.

Por su parte, las «unidades tectónicas sin Calizas Alabeadas» muestran litofacies algo más finas, un menor espesor de serie y una mayor proporción de niveles pelito-evaporíticos y carbonatados. Estas características estratigráficas se pueden explicar fácilmente si se considera que tales unidades fueron, durante la sedimentación, las más proximales y cercanas a los relieves existentes en el Triásico.

En fin, en las «unidades tectónicas de cobertera» se constata que: *a)* el espesor de las series detríticas rojas incluidas en la Formación Saladilla no es generalmente tan grande como en las otras unidades que afloran en posiciones tectónicas más internas; *b)* que sus facies muestran rasgos propios de sedimentos más distales: menor relación arena/lutita, niveles conglomeráticos menos frecuentes y de menor tamaño de grano, mayor abundancia de yesos y de niveles carbonatados, sobre todo en los dos miembros inferiores de la Formación Saladilla; *c)* las intercalaciones carbonatadas ganan progresivamente espesor hacia las unidades que afloran en posiciones cada vez más externas, al igual que los miembros superiores de la formación. Estos hechos ponen de manifiesto que los ámbitos marinos que bordeaban al Dominio Maláguide-Gomáride durante el Triásico se situaban hacia sectores más externos de la cadena, donde debían ubicarse las sucesiones contemporáneas de los Alpujárrides y Rondaides-Tetuánides. Esta conclusión está confirmada por la sistemática procedencia del S o del SE de las paleocorrientes, según ha sido reconocido mediante estudios sistemáticos por Roep (1972) y por Mäkel (1982) en la Cordillera Bética oriental, y confirmado por nuestras propias observaciones locales en dominios más occidentales.

CONCLUSIONES PALEO GEOGRÁFICAS

La Formación Saladilla pertenece al dominio de las facies triásicas de tipo Verrucano (Fig. 7). Este dominio era el asiento de una sedimentación

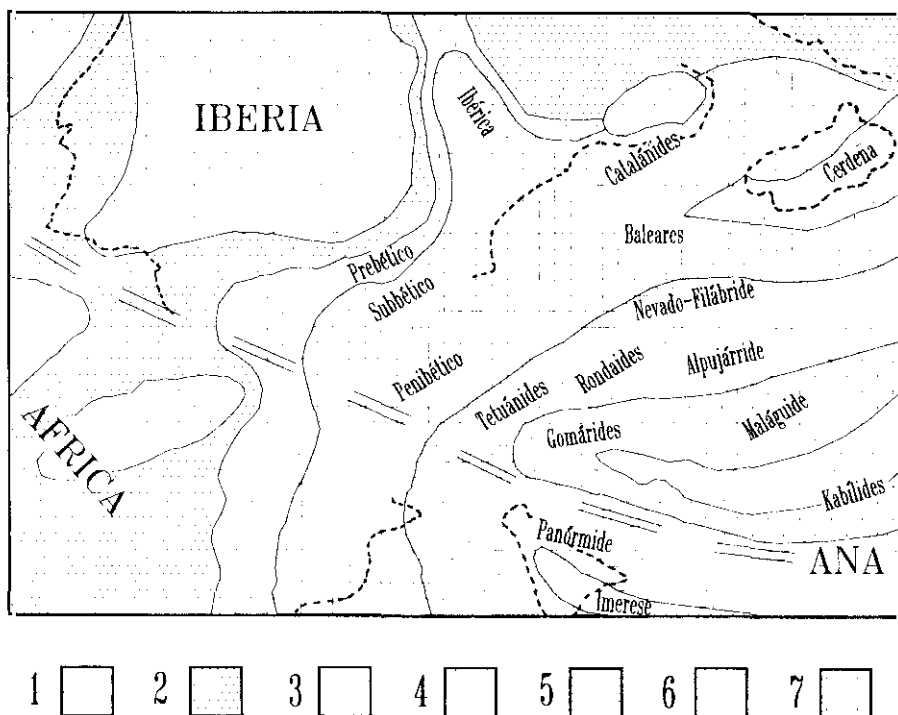


Figura 7.—Reconstrucción paleogeográfica de los dominios alpinos del Mediterráneo occidental y áreas adyacentes durante el Triásico medio (Ladiniense) y posición del dominio Maláguide-Gomáride. 1: Áreas continentales sometidas a erosión. 2: Facies detríticas rojas continentales. 3: Dominios con sedimentación marina marginal y costera, arcilloso-carbonatada. 4: Mares epicontinentales carbonatados con facies Muschelkalk. 5: Plataformas carbonatadas subsidentes con facies Alpinas. 6: Cuencas pelágicas alpinas. 7: Dominio de las facies continentales y costeras, de tipo Verrucano, del Maláguide-Gomáride. ANA: posición aproximada del futuro Accidente Norteafricano, límite entre las placas de África y de Iberia.

Figure 7.—Palaeogeographic reconstruction of the alpine domains of the Western Mediterranean and adjoining areas during the Middle Triassic (Ladinian) and position of the Maláguide-Gomáride realm. 1: Continental erosion areas. 2: Continental red beds. 3: Domains with clayey-carbonatic marginal marine and coastal sedimentation. 4: Epicontinental carbonate seas with Muschelkalk facies. 5: Subsident carbonate platforms with Alpine facies. 6: Pelagic alpine basins. 7: Domain of the continental and coastal Verrucano facies of the Maláguides-Gomárides. ANA: Aproximate position of the future Noth-African Accident, the boundary between African and Iberian plates.

esencialmente detrítica de colores rojos, de características parecidas a las de las facies germánicas. Sin embargo, este dominio estaba situado en el interior de las áreas con sedimentación predominantemente carbonatada, de facies alpinas, alrededor de pequeñas áreas continentales emergidas (Cas-

sinis *et al.*, 1979). De la existencia de estas islas existen también evidencias en las Zonas Internas de las Kabylías argelinas y del Arco Cálabro-Peloritano, así como en las Zonas Externas de los Apeninos y en los Alpes Meridionales.

La Formación Saladilla se organiza como una megasecuencia grano y estratodecreciente de carácter transgresivo, que registra una retrogradación de sistemas de depósito continentales aluviales y fluviales, ampliamente desarrollados durante el Triásico Medio (miembros A y B), hasta ambientes de llanura costera lutítica, con depósito esporádico de carbonatos y de evaporitas (miembros C y D), que alcanzaron su máxima expansión en el Carniense. Las paleocorrientes procedieron de dominios situados al S y SE del área de sedimentación del Maláguide-Gomáride, que posiblemente procedían de un microcontinente con abundantes granitos y gneises en curso de erosión, de ahí la naturaleza arcósica de las areniscas. De dicho microcontinente se conservan algunos restos en las Zonas Internas de otras cordilleras alpinas más orientales: en los Kabíldes argelinos y en los Calábrides italianos. Este dominio emergido estaba desconectado de las grandes áreas continentales emisoras de terrígenos (Iberia y Africa), cuyos márgenes eran bañados por mares en los que se depositaban las facies carbonatadas alpinas (Delgado, Estévez, Martín & Martín-Algarra, 1981; Flügel, Flügel-Kahler, Martín & Martín-Algarra, 1984; Martín-Algarra, 1987; Martín & Braga, 1987). Con estas últimas facies las sucesiones triásicas maláguide-gomárides debieron mostrar rápidas transiciones laterales. Tales transiciones son apenas reconocibles hoy día a causa de las deformaciones terciarias alpinas. Muy probablemente estuvieron predeterminadas por accidentes tectónicos sinsedimentarios que individualizaron áreas muy subsidentes por las que avanzaron, desde regiones más orientales del Tethys, las transgresiones triásicas. A lo largo del Triásico Superior, con el progreso de la erosión en las áreas continentales y de la subsidencia en las áreas de cuenca, y a consecuencia de la sucesión de transgresiones provinientes del Tethys, fenómenos todos ellos determinados en última instancia por el progreso de la fragmentación y desintegración de la Pangea, los sistemas clásticos dejaron de funcionar. Finalmente, incluso las áreas más elevadas fueron inundadas y transformadas en áreas con sedimentación carbonatada en el tránsito al Lías.

AGRADECIMIENTOS

La revisión crítica y modificaciones sugeridas por el doctor A. Pérez-López (Universidad de Granada) y por un revisor anónimo, nos han permitido completar y mejorar la versión ini-

cial, por lo que les quedamos muy agradecidos. Igualmente agradecemos a Manuel Martín-Martín (Universidad de Granada) su ayuda en la confección de las figuras. Este trabajo es una contribución de los proyectos de investigación PB91-0079 y PB93-1150 de la CICYT y del Grupo de Investigación núm. 4089 de la Junta de Andalucía.

BIBLIOGRAFÍA

- ANSTED, D. T. (1860): «On the geology of Malaga and the southern part of Andalucía», *Q. J. geol. Soc. London*, 15 (Suppl.): 585-604.
- AZEMA, J. (1961): «Étude géologique des abords de Malaga (Espagne)», *Estudios geol.*, 17: 131-160.
- BAUDELLOT, S.; BOUHADI, S. & DURAND-DELGA, M. (1984): «Datation palynologique du Trias moyen au sein des grès rouges "permo-triasiques" des environs de Tétouan (Rif septentrional, Maroc)», *C. R. Acad. Sci. Paris*, 299, II, 15: 1061-1068.
- CASSINIS, G.; ELTER, G.; RAU, A. & TONGIORGI, M. (1979): «Verrucano: A Tectofacies of the Alpine-Mediterranean Southern Europe», *Mem. Soc. Geol. Italia*, 20, 135-149.
- CHALOUAN, A. (1985): «Indices d'une tectonique synsédimentaire distensive dans les formations rouges "permo-triasiques" du Rif interne», *Bull. Inst. Scient. Rabat*, 9: 25-31.
- CHALOUAN, A. (1986): «Les nappes ghomarides (Rif septentrional, Maroc), un terrain varisque dans la chaîne alpine», *Tesis Univ. Strasbourg*, 317 pp.
- DELGADO, F.; ESTÉVEZ, A.; MARTÍN, J. M. & MARTÍN-ALGARRA, A. (1981): «Observaciones sobre la estratigrafía de la formación carbonatada de los mantos alpujárrides (Cordilleras Béticas)», *Estudios geol.*, 37: 45-57.
- DIDON, J.; DURAND-DELGA, M. & KORNPROBST, J. (1973): «Homologies géologiques entre les deux rives du détroit de Gibraltar», *Bull. Soc. Géol. France*, (7), 15/2: 77-105.
- DÜRR, S. (1967): «Geologie der Serrania de Ronda und ihrer südwestlichen Ausläufer (Andalusien)», *Geol. Romana*, 6: 1-73.
- FALLOT, P. (1948): «Les Cordillères Bétiques», *Estudios geol.*, 4: 259-279.
- FLÜGEL, E.; FLÜGEL-KAHLER, E.; MARTÍN, J. M. & MARTÍN-ALGARRA, A. (1984): «Middle Triassic Reefs from Southern Spain», *Facies*, 11: 173-218.
- FONTBOTÉ, J. M. (1970): «Sobre la historia precorogénica de las Cordilleras Béticas», *Cuad. Geol. Univ. Granada*, 1: 71-78.
- FOUCAULT, A. & PAQUET, J. (1971): «Sur l'importance d'une tectogénèse hercynienne dans la région centrales des Cordillères bétiques (S de la sierra Arana, prov. de Grenade, Espagne)», *C. R. Acad. Sci. Paris*, 272: 2756-2758.
- GEEL, T. (1973): «The geology of the Betic of Malaga, the subbetic and the region between these two units in the Vélez Rubio area (SE Spain)», *GUA Papers of Geology*, 1, 5: 182 pp.
- GRIFFON, J. C. (1966): «La dorsale calcaire au S de Tétouan», *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 184: 149-233.
- KOCKEL, F. (1963): «Die Geologie des Gebietes zwischen dem Rio Guadalhorce und dem Plateau von Ronda», *Geol. Jb.*, 81: 413-480.
- KORNPROBST, J. (1966): «La chaîne du Haouz de la Hafa Queddana au Col d'Azlu d'Arabia», *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 184: 9-60.

- (1974): «Contribution à l'étude pétrographique et structurale de la zone interne du Rif», *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 251: 1-256.
- KORNPROBST, J. & DURAND-DELGA, M. (1985a): «Carte géologique du Rif au 1/50.000, feuille "Sebta"», *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 297.
- KORNPROBST, J. & M. DURAND-DELGA, M. (1985b): «Carte géologique du Rif au 1/50.000, feuille "Tétouan"», *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 292.
- KOZUR, H.; MULDER-BLANKEN, C. W. & SIMON, O. (1985): «On the Triassic of the Betic Cordilleras (Southern Spain), with special emphasis on holothurian sclerites», *Proc. Kon. Ned. Akad. Wet.*, B, 88: 83-110.
- MAATE, A.; SOLE DE PORTA, N. & MARTÍN-ALGARRA, A. (1993): «Données paléontologiques nouvelles sur le Carnien des séries rouges des Maghrébides (Ghomarides et Dorsale calcaire du Rif septentrional, Maroc)», *C. R. Acad. Sci. Paris*, 316, II: 137-143.
- MAC-GILLAVRY, H. J. (1964): «Speculations based upon a comparison of the stratigraphies of the different tectonic units between Vélez Rubio and Moratalla», *Geol. Mijnbouw*, 43: 299-309.
- MAC-GILLAVRY, H. J.; GEEL, T.; ROEP, T. & SOEDIONO, H. (1963): «Further notes on the geology of the Betic of Malaga, the Subbetic and the zone between these two units in the region of Vélez Rubio (southern Spain)», *Geol. Rundschau*, 53: 233-256.
- MAKEL, G. H. (1985): «The geology of the Malaguide complex and its bearing on the geodynamic evolution of the Betic-Rif orogen (Southern Spain and Northern Morocco)», *GUA Papers of Geology*, 1, 22: 1-263.
- MÄKEL, G. H. & RONDEEL, H. E. (1979): «Differences in stratigraphy and metamorphism between superposed Malaguide and Alpujarride units in the España area (Betic cordilleras, SE Spain)», *Estudios geol.*, 35: 109-117.
- MARTÍN, J. M. & BRAGA, J. A. (1987): «Alpujarride carbonate deposits (Southern Spain). Marine sedimentation in a Triassic Atlantic», *Paleogeogr. Paleoclim. Paleoc.*, 59: 243-260.
- MARTÍN-ALGARRA, A. (1987): «Evolución geológica alpina del contacto entre las Zonas Internas y las Zonas Externas de la Cordillera Bética», *Tesis Univ. Granada, Pub. Dpt. Estrat.-Paleont.*, 2 vol., 1171 pp., Granada.
- MICHELAU, P. (1942): «Das Paläozoikum der betischen Ketten nordwestlich von Malaga», *Tesis Friedrich-Wilhelm Univ. Berlin*, 44 pp. (inéd.).
- MILLIARD, Y. (1959): «Sur l'existence du Permien dans le massif paléozoïque interne du Rif», *C. R. Acad. Sci. Paris*, 249: 1051-1052.
- NAVARRO-VILA, F. (1976): «Los mantos Alpujarrides y Maláguides al N de Sierra Nevada (Cordilleras Béticas, Andalucía)», *Tesis Univ. Bilbao*, 288 pp. (inéd.).
- NOLD, M.; UTTINGER, J. & WILD, W. (1981): «Géologie de la dorsale calcaire entre Tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc)», *Notes et Mém. Serv. Géol. Maroc*, 300: 1-233.
- PAQUET, J. (1969): «Étude géologique de l'ouest de la province de Murcie», *Mém. Soc. Géol. France*, 48 (111): 1-270.
- RAOULT, J. F. (1966): «La chaîne du Haouz du Col d'Azlu d'Arabia au Bab Aonzar», *Notes et Mém. Serv. Geol. Maroc*, 184: 61-148.
- ROEP, T. B. (1972): «Stratigraphy of the «Permo-Triassic» Saladilla formation and its tectonic setting in the Betic of Malaga (Vélez Rubio region, SE Spain)», *Proc. Kon. Neder. Akad. v. Wet.*, B, 75, 3: 223-247.

- (1974): «The hercynian diastrophism in the Betic of Malaga, SE Spain», *Geol. Mijnbouwn*, 53: 245-247.
- SIMON, O. & KOZUR, H. (1977): «New data on the (Permo)-Triassic of the Betic Zone (southern Spain)», *Cuad. Geol. Ibér.*, 4: 307-322.
- SIMON, O. & VISSCHER, H. (1983): «El Pérmico de las Cordilleras Béticas», in C. MARTÍNEZ-DÍAZ (coord.), *Carbonífero y Pérmico de España, Actas X Congr. Int. Carbonífero*, I. G. M. E., Madrid, 453-499.
- SOEDIONO, H. (1971): «Geological investigations in the Chirivel area (province of Almería, southeastern Spain)», *Tesis Univ. Amsterdam*, 144 pp.
- VISSCHER, H. & BRUGMAN, W. A. (1981): «Ranges of selected palynomorphs in the alpine Triassic of Europe», *Rev. Paleobot. Palynol.*, 34: 115-128.
- WILDI, W.; NOLD, M. & ÜTTINGER, J. (1977): «La Dorsale calcaire entre Tetouan et Assifane (Rif interne, Maroc)», *Eclogae geol. Helv.*, 70: 371-415.