



RASC

Real Academia
Sevillana de Ciencias

Los suelos del pinsapar: Morfología y funciones

discurso pronunciado por el

Ilmo. Sr. D.

Guillermo Paneque Guerrero

en el acto de recepción como académico numerario

el día 17 de octubre de 1995

y

contestación del académico numerario

Excmo. Sr. D.

Francisco González García

LOS SUELOS DEL PINSAPAR: MORFOLOGÍA Y FUNCIONES

*Discurso pronunciado por el
Ilmo. Sr. D. GUILLERMO PANEQUE GUERRERO,
en el Acto de su recepción como Académico Numerario
celebrado el día 17 de Octubre de 1995*

INTRODUCCIÓN

Numerosos autores han puesto de manifiesto, en especial a partir del presente siglo, que en el conocimiento de los suelos siempre habían predominado las características relativas a los diversos usos de los mismos. Esto puede deducirse, en gran medida, del estudio de las clasificaciones de suelos y tierras, incluyendo algunas de las más recientes.

Por otro lado, la complejidad estructural y funcional del suelo se pone de manifiesto en la orientación científica dada al estudio del mismo por investigadores de diversas escuelas, que surgen al final del siglo pasado, y en el alcance de los criterios y de la metodología empleados para su observación y análisis.

Lo expuesto más arriba explica que, a pesar de haberse preocupado el hombre por los suelos y las tierras desde el inicio de la Agricultura —unos 8.000 años A. de C.—, y de otras circunstancias de parecido alcance, la Ciencia del Suelo sea una ciencia joven (González García, 1984), con algunos problemas inherentes a su corta edad.

Según los estudiosos del tema, ni en los tratados de Física de la antigüedad, ni en lo recopilado por el senador de Bolonia P. Crescentius (1549) se encuentran conocimientos ordenados sobre los suelos, sus constituyentes y clasificación. Así mismo, cuando Alonso de Herrera escribe la «Agricultura General», en 1513, y Van Helmont (1648) descubre el CO_2 , y pone de manifiesto su papel en la nutrición de las plantas, muy poco se sabía científicamente de los suelos.

Respecto a algunas funciones importantes de éstos, se tuvo que esperar a que B. Palissy (1580) entrevistara el papel que la «sal» parecía tener en la nutrición mineral de las plantas (Heller, 1969), y también a las aportaciones en este campo de Glauber, Homes y otros (Russell, 1954).

En lo que se ha considerado búsqueda del «principio» de la vegetación Kùlbel, en 1.741, indica que este es un «magma inguinsum» que puede obtenerse del hu-

mus (Carpena, 1969). A las décadas siguientes pertenecen las aportaciones de Wallerius (1761), Lomonosov (1763) y Komow (1788) (Kononova, 1966, Strzemiński, 1971).

Ackard, en 1801, parece ser el primero en aislar sustancias húmicas de turba por tratamiento con soluciones alcalinas. De Saussure, en 1804, demuestra la distinta composición química de las sustancias húmicas con respecto a los residuos vegetales originarios, indicando que aquéllas contienen más carbono y menos hidrógeno y la posibilidad de que fueran directamente asimiladas por las plantas (Russell, 1954, Kononova, 1966, Carpena, 1969, Paneque, 1978).

La teoría del humus en la nutrición vegetal, desarrollada posteriormente por Thaer (1811, 1821), fué de aceptación general hasta la aparición de los trabajos de J. von Liebig (1803-1873), en especial su famosa comunicación en 1840 a la Academia; los de Boussingault, en 1838, 1841 y 1856, sobre estudios y experiencias químico-agrícolas; y los de Lawes y Gilbert (1847, 1851, 1854), en Rothamsted (Russell, 1954).

Con estos trabajos se alcanza un desarrollo inicial importante en Química agrícola, Química del suelo y Nutrición mineral de las plantas.

Por esta época, Sprengel (1837), escribe el primer libro sobre «Bodenkunde», y Berzelius (1838), Mulder (1861) y otros (Russell, 1954, Kononova, 1966), prosiguen las investigaciones sobre el humus. Poco después, en 1862, F. A. Fallou publica su «*Pedologie oder allgemein und besondere Bodenkunde*». Veinte años más tarde, en 1883, Wassili Wassilievitsh Dokuchaev (1846-1903), presenta en St. Petersburg su tesis, *El chernosem ruso*, en el que expone una metodología y unos contenidos que permiten señalar con este trabajo el nacimiento de la Ciencia del Suelo. Esta se desarrolla de manera especial e intensa, en el Este y Centro de Europa y en América del Norte, hasta la II Guerra Mundial.

Tan formidable despliegue científico se debe en gran medida a la continuación de la obra de Dokuchaev por sus discípulos, y al trabajo de éstos, como N. M. Sibirtzev (1901) –autor del primer texto «*Pochvovedenie*» (Edafología)–, que en 1894 ocupaba la primera cátedra de Edafología del mundo, un siglo después de que Wallerius enseñara en la Universidad de Upsala como profesor de Química Agrícola. Posteriormente, K. D. Glinka (1908), autor de la segunda «*Pochvovedenie*» y del libro «*Die Typen der Bodenbildung*» (Berlín, 1914), funda en Roma, en 1924, la International Soil Science Society (I.S.S.S.), extraordinariamente activa hasta nuestros días.

En el primer tercio del presente siglo, E. Raman (*Bodenkunde*, 1911; *Bodenbildung und Bodeneinteilung*, 1918) y H. Stremme (*Grundzüge der praktischen Bodenkunde*, 1926; *Die Braunerde*, 1930), en Alemania; G. Wiegner (*Suelos y formación del suelo a la luz de la Química de los coloides*, 1918) en Suiza; G. W. Robinson (*Los suelos, su origen y constitución y clasificación*, 1932), en Gran Bretaña, y otros en distintos países de Europa; E. W. Hilgard (*Soils, their formation...*, 1906; *Soils*, 1914, N. Y.), M. Whitney (fundador del Soil Survey, USDA) y C. F. Marbut (*Soil Clasificación*, 1922; *The great soils groups of the world and their development*, 1927; *A scheme for Soil classification*, 1928) en los Estados Unidos de

América, son algunos de los edafólogos y algunos de sus trabajos que más contribuyeron al desarrollo inicial de la Ciencia del Suelo (Albareda, 1940, Kubiena, 1953, Paneque, 1968, Strzemiński, 1971).

El Prof. González García (1984), con motivo del I Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo, expuso la evolución de ésta en nuestro país y el gran avance que se inició en la Edafología española con la aparición en este campo científico del Prof. José M^a Albareda Herrera.

Realmente costó esfuerzos introducir el concepto científico de suelo, el modelo básico como ente natural, tridimensional, con una estructura o morfología especial, representada por su perfil a nivel macroscópico; con unos horizontes característicos y con una biología y una dinámica particular (Kubiena, 1953). Desde Dokuchaiev, la complejidad morfológica del suelo se expresa mediante sus horizontes genéticos - la morfología y morfogénesis de Kubiena-, los cuales constituyen el perfil del mismo. En este sentido existen actualmente criterios muy elaborados, morfométricos, para la caracterización y designación de horizontes de suelo y de los llamados horizontes diagnóstico (S.S.S., 1975, 1994; FAO-Unesco, 1989). No obstante, en estudios especiales o en suelos de entornos concretos y singulares, se pueden seguir criterios especialmente adaptados o definidos (Kubiena, 1953, Babel, 1975, Paneque, 1978, Pritchett, 1979, Duchaufour, 1984, Mérida et al., 1986).

Palmann sostenía en 1933, según Albareda, que la capa más externa de la corteza terrestre, limitada por la atmósfera, bajo el influjo del clima y de la vegetación; y ésta bajo el influjo del suelo y el clima, marchan hacia un equilibrio que en un caso es el suelo climax o edafoclimax, y en otro la formación florística climax. Cada uno de estos integrantes, suelo, clima y vegetación, incluye un número inabarcable de variables conocidas y desconocidas (Albareda, 1940; Paneque, 1968).

El suelo es un sistema complejo, polifásico, en cuyo estudio deben concurrir -decía Albareda- un conjunto de ciencias naturales, tomando esta designación en su acepción más amplia. Criterio que, por otras razones técnicas, económicas y científicas, se sostiene en la actualidad (Ibañez et al., 1993).

Albareda, siguiendo la orientación de Wiegner y de Robinson, manifestaba que la Edafología y la Coloidequímica -aparte de su simultaneidad histórica-, tienen ligazones de contenido en muchos aspectos. Hoy los minerales de la arcilla, las sustancias húmicas y los complejos arcilla-humus, todos ellos coloides, se siguen considerando los componentes sólidos más activos fisicoquímicamente del suelo (Gieseking, 1975; Bonneau y Soucherier, 1987). En la actualidad, dada la preocupación existente por el medio ambiente, se considera el suelo como uno de los elementos cruciales para el equilibrio global de la biosfera. En ésta se forma y actúa como interfase funcional entre la litosfera, hidrosfera y atmósfera. Dice González García (1984), que «El suelo viene a ser consecuencia de la constante adaptación y evolución de la capa superficial de la litosfera al conjunto de condiciones termodinámicas -cuya acción reconocemos en los llamados factores de formación- que existen en su entorno; y el desarrollo y evolución de los suelos no es otra cosa que el proceso seguido para alcanzar el estado de equilibrio que tales condiciones determinan. Y como

existen sustancias metastables, productos de congelaciones del equilibrio o de condicionamientos cinéticos, existen suelos relictos y fósiles o suelos que se degradan, cambian o desaparecen conforme la adaptación al equilibrio así lo exige».

Hoy se tiene conocimiento de la fragilidad del sistema suelo; la sostenibilidad de éste reclama mucho esfuerzo de los científicos, de los técnicos y de toda la sociedad.

En Edafología, los llamados reconocimientos de suelos –soil surveys– (S.S.S., S.S.M., USDA. 1951) se han orientado siempre hacia aspectos concretos, a problemas específicos de algunos suelos, a aplicaciones prácticas de otros, etc., reflejando cada tipo de estudio en el tiempo el estado y la evolución de la propia Ciencia del Suelo. A este respecto, Dumanski (1993) considera, siguiendo a Meurisse, varios modelos de Ciencia del Suelo.

El suelo como medio para el crecimiento de las plantas es el modelo que ha recibido mayor atención en la interpretación de la información de los reconocimientos o estudios. El modelo que define el suelo como un manto o cubierta estructural es más reciente; interesa sobre todo a los especialistas en geotécnica e ingeniería.

Otro modelo trata el suelo como un componente principal del ciclo hidrológico, porque absorbe, almacena y transmite agua de acuerdo con las condiciones climáticas, con las capas o estratos geológicos de la cuenca y con la vegetación local.

Uno muy interesante de los expuestos por Meurisse (Dumanski, 1993), considera el suelo como un componente del ecosistema. Es, a su vez, el modelo más reciente de Ciencia del Suelo y posiblemente el más holístico. Este modelo no promueve el estudio del suelo como cuerpo separado, sino más bien lo considera como uno de los componentes cruciales de un ecosistema, puesto que recibe, transmite y responde a las entradas de otros componentes.

Finalmente, el modelo básico de los reconocimientos edafológicos estudia el suelo, siguiendo la tradición científica, como cuerpo natural. Considera el suelo en relación con cinco factores principales de su formación: clima, topografía, material original, vegetación y tiempo (Jenny, 1941; Cline, 1961; Duchaufour, 1984). Los suelos se consideran como un continuum, con variaciones causadas por condiciones locales, drenaje, historia geomórfica y meteorización o alteración de las rocas. La cubierta de suelos se subdivide en individuos suelos (S.S.S., Soil Taxonomy, USDA, 1975), con límites definidos que pueden caracterizarse en base a su morfología y propiedades físicas, químicas y mineralógicas. La unidad básica de estudio es el pedon o pedion (Soil Taxonomy, 1975; Porta y Colb. 1994) y agregados de pedones o pediones iguales (polipediones) que se limitan sobre el mapa. Los individuos suelos pueden clasificarse de acuerdo con algunos sistemas de taxonomía de suelos, a diversos niveles. Kubiena (1953), de acuerdo con los criterios edafológicos de los investigadores centro-europeos, principalmente, expuso con detalle el concepto científico de tipo de suelo, categoría fundamental de su sistema de clasificación.

En este modelo básico la escala de tiempo de referencia para los principales procesos varía de cientos a miles de años. En este aspecto, Duchaufour (1984) reconoce y define fases y ciclos de evolución de los suelos, de acuerdo con trabajos de

numerosos autores. De gran interés es el estudio de ciclos largos de génesis de suelos, cada vez más conocidos en relación con la geomorfología y la evolución climática y de la vegetación.

Nuestra disertación sobre los suelos del pinsapar seguirá estrechamente este modelo básico.

Considerando –metafóricamente– «que la complejidad de un objeto está en el ojo del observador» (Zamora, 1991), el edafólogo «mira» los suelos en el paisaje y examina los horizontes del perfil a simple vista, con ayuda de la lupa y del microscopio de campo y con otros instrumentos ópticos y electrónicos de distintos grados de sensibilidad y resolución. Si no sabe leer –correctamente– lo que ve, de nada le sirven los instrumentos de observación y medida, los convencionales y los más avanzados y sofisticados (Kubiena, 1938, 1944, 1953; Burrough, 1993). De esto último surge la paradoja tecnológica en el reconocimiento de suelos: «No falla la tecnología» –dice Burrough (1993)– «sino más bien el uso de la tecnología exclusivamente para automatizar cometidos que con anterioridad eran manuales sin explorar nuevas oportunidades».

Indudablemente, en la teoría de sistemas el suelo representa uno muy complejo, por los múltiples elementos de que está compuesto, que contribuyen a sus características estructurales y funcionales. Su complejidad obliga a destacar algunas propiedades y eliminar algunos constituyentes y funciones del mismo. Por ello, es posible considerar diversos modelos de suelos, como se ha expuesto anteriormente.

El suelo es un ente natural complejo y dinámico. Su dinamicidad ha sido considerada bajo diversas facetas. Para Kubiena (1953), dinámica del suelo es la totalidad de fuerzas que actúan en el suelo y los movimientos originados por ellas, así como las variaciones físicas y químicas, no biológicas (en contraposición a biología del suelo). Un concepto diferente, pero posiblemente relacionado con la dinámica del suelo, es el de serie de desarrollo, –con igual significado que el de serie genética de suelo de Palmann (Albareda, 1940; Duchaufour, 1984)–, en función del tiempo y como respuesta del sistema a los factores que lo gobiernan.

Los criterios de clasificación de los sistemas dinámicos, en función de características internas de los mismos (Zamora, 1991) llevarían a considerar el suelo como un sistema dinámico disipativo, obligado a buscar un estado estable en el que permanecer, y que posee características muy especiales. Según López Ruiz y G. Velarde, 1993: «Nuestro universo es naturalmente inestable y está alejado del equilibrio; la relativa estabilidad dinámica del sistema solar y del planeta Tierra, que ha permitido la prolongada evolución biológica, constituyen una excepción».

Como el suelo es un sistema abierto, dinámico disipativo, parecería que no habrían de interesar tanto los estados iniciales y finales de su formación y evolución, morfológicamente considerados, sino los propios procesos y la efectividad de los que ocurren en el sistema. Sin embargo, en los sistemas naturales –como los suelos de bosques–, parece que separar por completo la estructura (morfolología) de la función no es evidente en los modelos básicos, si bien podría admitirse en los ecológicos. Creo que tampoco es correcto, incluso en los modelos básicos, adscribir a las formas todas las funciones.

El suelo, que es un componente de un ecosistema (Dumanski, 1993) que pretende existir como tal, alcanza un estado estacionario en el medio natural (González García, 1984), el cual podría considerarse «selectivo y cambiante, con innumerables condicionantes, ligaduras y restricciones» (López Ruiz y G. Velarde, 1993). El modelo ecológico de suelo, anteriormente citado (Meurisse), parece responder a esta situación. El estudio del individuo suelo aislado sería altamente indeterminado, al encontrarse en situaciones alejadas del equilibrio. Esto ocurre muchas veces en estudios de procesos naturales continuos.

De acuerdo con el concepto de «estructuras disipativas» de Prigogine y el denominado «orden por fluctuaciones» (López Ruiz y G. Velarde, 1993), el suelo podría representar una estructura dinámica autoorganizada. «Una expresión de las sorprendentes propiedades de la materia y de la energía para autoorganizarse en estructuras coherentes y complejas a escala macroscópica, en determinadas condiciones del medio (un «orden a partir del caos») (López Ruiz y G. Velarde, 1993).

A nuestro juicio, una aproximación a estas consideraciones termodinámicas del suelo se podría alcanzar haciendo uso de la información sobre procesos (morfogenéticos y funcionales) a través de sistemas de datos y del conjunto de valores de las variables que expresen los estados reales del sistema (Zamora, 1991; Dumanski, 1993; Ibañez et al., 1993). Podría señalarse también, que en la línea esbozada más arriba se requeriría un mayor avance o nuevo diseño de tecnologías de análisis experimental y toma de muestras en orden a los objetivos perseguidos.

En lo que sigue de mi exposición, intento tomar del pinsapo y su entorno, los elementos más adecuados para presentar algunos aspectos básicos —morfológicos y funcionales—, de los suelos correspondientes.

1. LITOESTRATIGRAFÍA, ESTRUCTURA Y GEOMORFOLOGÍA

Las áreas de distribución actual del Pinsapo pertenecen al Sistema montañoso Bético; se localizan principalmente en las partes elevadas del extremo suroccidental de este Sistema, en la Serranía de Grazalema (Cádiz, Málaga) y en la Sierra de las Nieves (Málaga). Entre estos dos conjuntos montañosos se extiende la depresión de Ronda.

El Sistema Bético está constituido por una serie de cordilleras que se alinean formando un arco montañoso —de estructura compleja—, de unos 600 Km, alargado de Oeste-Suroeste a Este-Noreste, desde el Estrecho de Gibraltar al Cabo de Noa, que culmina en el Mulhacén (3.478 m), en Sierra Nevada (Lhénaff, 1986; Delannoy, 1987).

En este Sistema se distinguen dos ramales montañosos o ámbitos, separados por una serie de corredores y depresiones. Uno de estos ramales constituye el *ámbito bético (s.s.)*, situado al Sur, prácticamente bordeando el Mediterráneo; en él afloran los terrenos geológicos más antiguos y más metamorfozados; el otro, el *ámbito subbético (s.l.)*, al Norte, está formado en gran medida por estratos sedimentarios del Secundario y del Terciario.

Delannoy (1987), basándose en un esquema geológico del conjunto de las Cordilleras Béticas de Durand-Delga (1966), resume sus rasgos geológicos más destacados del modo siguiente: Las zonas internas de las Cordilleras constituyen el *ámbito bético*; se caracteriza por una superposición de varias unidades geológicas: 1) *unidades Nevado-Filábrides*, con terrenos de la edad Primaria representados por esquistos cristalinos, mica-esquistos...; 2) *unidades Alpujárrides*, con potentes masas carbonatadas (calizas o dolomías), frecuentemente metamorfozadas y asociadas a esquistos e incluso peridotitas; estas unidades del Triásico, han sido acarreadas sobre las primeras y están fragmentadas en mantos de corrimiento; 3) *unidades Maláguides*, de terrenos del Primario, sobre los que descansan sedimentos del Secundario (conglomerados, calizas, margas); el conjunto de estas unidades están acarreadas sobre las unidades Alpujárrides; 4) *Dorsal Bética*, el límite externo de las zonas internas, caracterizada por una potente serie sedimentaria carbonatada; en el reborde interno la *dorsal* ha sido metamorfozada bajo la superficie de corrimiento de las *unidades Alpujárrides*. La Sierra de las Nieves, pertenece a este conjunto.

En las zonas externas de las Cordilleras Béticas se distinguen dos grandes conjuntos montañosos, el Prebético al Norte y el Subbético al Sur; a éste pertenece la Serranía de Grazalema. En el Subbético, los terrenos son del Secundario y del Terciario y según las condiciones de sedimentación se distinguen, el *Subbético (s.s.)* – al que pertenece la Sierra del Pinar de Grazalema–, y el *Subbético interno* o *Penibético*, constituido por una serie del Jurásico enteramente caliza, sobre la que descansan margo-calizas del Cretácico. Hacia el Norte, la zona externa muestra una estructura caracterizada por la disposición de unidades Subbéticas acarreadas sobre el Prebético, esto es, una fragmentación de estribaciones calizas con plegamiento extrusivo que perfora su envoltura cretácica o terciaria (Delannoy, 1987).

En los últimos años se han realizado estudios geomorfológicos de las Cordilleras Béticas, con especial incidencia sobre las formas y formaciones cársticas, estrechamente relacionadas con diversas características de sus macizos calizos. En primer lugar, la carstificación de los macizos subbéticos es tanto más intensa cuanto más prolongada en el tiempo ha sido su evolución geomorfológica. Respecto a la carstificación en los macizos calizos del ámbito bético, el de la Sierra de las Nieves, en la Serranía de Ronda, que pertenece a la Dorsal Bética, se encuentra plegado en sinclinal caído sobre el plano de acarreo de unidades alpujárrides y maláguides. En su borde interno, la serie sedimentaria que le caracteriza se encuentra metamorfozada debajo de la superficie de acarreo de unidades alpujárrides, y presenta algunas facies marmorizadas. Después de su estructuración fini-burdigaliense, el macizo adquirió un fuerte relieve que sufrió posteriormente un aplanamiento tortoniense. El vigor del relieve actual y la amplitud de la disección hacen suponer un levantamiento post-tortoniense. Parece fuera de dudas que la Serranía de Ronda sufrió una evolución geomorfológica semejante a la del conjunto de las zonas internas de la Cordillera Bética, lo cual explicaría la amplitud excepcional de su carstificación interna (Lhénaff, 1986).

En la Subbética externa, «los testimonios más precoces» –según Lhénaff (1986)– «de una morfogénesis, se han encontrado en la Sierra de Cabra; allí se aprecia una tendencia a una sedimentación detrítica al comienzo del Terciario, seguida de una laguna entre el Luteciense y el Stampiense y de una discordancia del Oligoceno».

Sin embargo, las estructuras plegadas no se adquirieron antes del Mioceno medio. La «formación de bloques» de la región de Ronda, de edad Aquitano-Burdigaliense inferior, es correlativa a una tectónica activa, que debió comenzar más precozmente en la margen interna del Subbético. Por consiguiente, el Burdigaliense, de manera más general, está implicado en los cabalgamientos. En las montañas subbéticas, los primeros terrenos discordantes sobre las estructuras plegadas comienzan como más tarde en el Serra-Vallesiense (Andaluciense) y, por lo general, en el Tortoniense (Lhénaff, 1986).

Al pié de los macizos béticos occidentales, una sedimentación detrítica grosera atestigua una activa morfogénesis, que termina con la elaboración de aplanamientos en continuidad topográfica con los rellenos molásicos del Tortoniense.

Por otro lado, existen varios enclaves en el dominio Subbético con vigorosas deformaciones intratortonienses; también se aprecia una fase de retrocabalgamiento que sobrevino poco después del paroxismo tectónico. En fin, como dice Lhénaff (1986), los cársts subbéticos (*s.s.*) han sufrido una evolución muy compleja.

Diversas circunstancias debieron concurrir en algunos macizos occidentales de las Cordilleras Béticas que permitieron, al menos durante su evolución Cuaternaria, la formación o la permanencia de pinsapares en áreas restringidas de aquéllos.

A este respecto, es conveniente tener presente el hecho geográfico actual de la distribución del Pinsapo en macizos elevados, que dominan los terrenos despejados de la Campiña y del Valle del Guadalquivir, próximos al Océano Atlántico. En esta situación, claramente privilegiada desde el punto de vista altitudinal y bioclimático para algunos bosques de coníferas, se encuentran ciertas formaciones montañosas de la Serranía de Grazalema y de la Sierra de las Nieves.

En la Serranía de Grazalema, el corredor del Boyar separa la Sierra del Pinar y de Zafalgar, pertenecientes al ámbito Subbético *s.s.*, de los macizos Jurásicos de la Sierra del Endrinal, Sierra de Ubrique y Sierra de Libar. La Sierra del Pinar, junto con la de Zafalgar y otros macizos pertenecientes a este ámbito, extensamente distribuidos, se caracterizan con más detalle desde el punto de vista litoestratigráfico, según Delannoy y Díaz del Olmo, 1986, del modo siguiente: El Subbético *s.s.* comienza con materiales del Triásico constituidos por brechas con cemento yesoso en las que se incluyen importantes paquetes de dolomías grisáceas (El Bosque-Benamahona). Sobre estos depósitos reposa una potente serie (250-500 m) dolomítica y caliza de edad Rhetio-Liásica inferior, más o menos irregularmente dolomitizada; este proceso respetó los gruesos lentejones calizos que constituyen los salientes energéticos de El Torrejón-San Cristóbal. Por encima de este conjunto se desarrollan 250 m de calizas con sílex, con intercalaciones margosas del Lias inferior. El Jurásico presenta las margo-calizas del Lias medio (150 m), las calizas nodulosas rojizas del Lias superior (10-70 m) y una serie detrítica (200 m) con radiolaritas, seguidas de

conglomerados del Jurásico medio. Sobre la serie jurásica reposan 200-300 m de margo-calizas blanco rosáceas, del Cretácico inferior, y francamente margosas, del Cretácico superior (Delannoy y Díaz del Olmo, 1986).

Como se ha señalado anteriormente, la estratigrafía de la subbética interna —a la que pertenecen las sierras del Endrinal, de Ubrique y de Libar—, se caracteriza por una serie jurásica enteramente caliza (Delannoy y Díaz del Olmo, 1986; Delannoy, 1987; Lhénaff, 1986).

Desde el mismo punto de vista litoestratigráfico, la unidad Sierra de las Nieves —Dorsal Bética—, comienza por una espesa serie (600-1.100 m) carbonatada del Triásico, constituida por dolomías negras en delgados bancos; y continúa con alternancias de margo-calizas y calizas dolomíticas de edad Rhetiense (100-399 m). Sobre estos bancos reposan las calizas con sílex del Lias, pasando progresivamente a una serie muy reducida de calizas laminares y margas esquistosas, comprendiendo el Jurásico superior, el Cretácico y el Eoceno. En discordancia sobre esta serie se desarrolla una brecha maciza, que contiene dolomías triásicas y elementos epimetamórficos alpujárrides, fuertemente cementados; se trata de la «Brecha de la Nava» que, con varias decenas de metros de espesor y edad Aquitano-Burdigaliense, es testimonio de la emersión de diferentes unidades (Delannoy y Guendon, 1986).

De todas las montañas Subbéticas, las de mayor importancia en la distribución actual del Pinsapo son la Sierra del Pinar y la Sierra de Zafalgar. No obstante, existen Pinsapos aislados en otros macizos de la Serranía de Grazalema. Además, como se mencionó anteriormente, importantes masas forestales de esta conífera se encuentran en la Sierra de las Nieves y en otras próximas a ésta.

Desde un punto de vista estructural, conviene recordar que las Cordilleras Béticas presentan un estilo tectónico «alpino», origen de extensos mantos de corrimiento y de otras estructuras de gran complejidad tectónica. Aparte de los Alpes y de las Cordilleras Béticas, otras cadenas montañosas circunmediterráneas son también de estilo alpino. Estos sistemas constituyen el marco que comprende las áreas naturales de la distribución de ciertas razas de *Abies alba*, del Pinsapo y de otros Abetos mediterráneos; en él existen diversas unidades estructurales, litoestratigráficas y zonas con rasgos geomorfológicos de interés para un mejor conocimiento de las tierras y suelos de los abetales mediterráneos.

En los macizos béticos occidentales, los potentes sedimentos calizos están muy afectados por accidentes tectónicos (fallas, cabalgamientos, etc.), que han dado lugar a diversos tipos de formas. Así por ejemplo, escarpes que dependen de un accidente estructural delimitan sierras, como la Sierra del Endrinal por su lado oriental, la del Pinar por el Sur, la de Ubrique, etc.; cerros, como el del Peñón de Ronda, del Torrecilla y del Chaparral, en la Sierra de las Nieves, etc.; ríos, como el Guadiaro, Río de la Higuera, etc.; cañadas, como la de la Cuesta de los Hornillos y otras.

Especial interés, en la Sierra de las Nieves y en la Serranía de Grazalema, tienen los escarpes enérgicos que forman crestones en las calizas jurásicas con fuerte buzamiento. Otros escarpes y cabrios estructurales son muy frecuentes en los núcleos montañosos a los que nos estamos refiriendo; desempeñan, por lo general, un papel

importante en la configuración de unidades espaciales de terrenos porque afectan a la circulación del agua de lluvia, tanto la de escorrentía como la de infiltración, y con ello a la distribución de otros componentes del suelo (materiales orgánicos gruesos y sustancias húmicas; partículas minerales y coloides arcillosos, etc.). Otras formas estructurales y de origen poligénico (superficies estructurales y subestructurales; relieves residuales; crestones, etc.) no sólo tienen interés en la fotointerpretación para la cartografía edafológica, sino que frecuentemente los suelos correspondientes sobre ellos –Litosuelos, Paleosuelos...– son referencias de interés para estudios genéticos y evolutivos.

Consideraciones semejantes a las anteriores, que afectan a la génesis, propiedades y cartografía de los suelos, pueden hacerse acerca de otras formas o elementos del paisaje debidas a fenómenos mecánicos, fluviales y periglaciares (heredados), tales como nichos de arrancamiento, áreas de desplome, de solifluxión, etc. y a los materiales afectados por estos procesos (terrazas, barrancos, valles, gargantas, canchales, brechas, glaciares, etc.).

Finalmente, como se mencionó antes, tanto en la Serranía de Grazalema como en la Sierra de las Nieves, por diversas circunstancias, los paisajes cársticos tienen un especial desarrollo (Lhénaff, 1986).

La Serranía de Grazalema (Cádiz-Málaga) tiene una altitud media aproximada de 1.000 m, y se caracteriza por relieves vigorosos que, con elevaciones del orden de 600 a 1.000 m, dominan las depresiones que la limitan: la del Río Guadiaro al Este y al Sur-Este; la de los ríos Cupil, Guadares y Guadalete al Norte; el corredor de El Bosque-Ubrique al Oeste y la depresión de la Garganta de Barrida al Sur-Oeste. En el conjunto montañoso de la Serranía de Grazalema, la Sierra del Pinar, situada entre Grazalema y Banamahoma, destaca como un vasto anfiteatro vuelto hacia el Norte, que culmina a 1.654 m en El Torrejón, y en el San Cristóbal, situados en la misma cresta y con dirección hacia Grazalema. Esta Sierra, de más de 700 m de desnivel, se caracteriza especialmente por el Pinsapar que ocupa su vertiente Norte, en la que afloran dolomías y calizas de edad Rhetio-Liasica inferior. Prolongaciones o apéndices septentrionales de la Sierra del Pinar son la Sierra de Labradillo, Sierra de Zafalgar y Sierra Margarita.

La Sierra del Pinar –que pertenece al Subbético s.s.–, experimentó importantes compresiones; estructuralmente corresponde a un pliegue anticlinal muy cerrado, que hacia al Oeste se desploma sobre el sinclinal septentrional de los Arroyos del Pinar. Al Sur de la Sierra, por encima del corredor del Boyar, afloran los flancos inversos de las dolomías Rhetio-Liasicas (Delannoy, 1987).

Una compleja combinación de caracteres lito-estructurales y procesos morfoclimáticos, heredados y actuales, han modelado este macizo montañoso. En la Sierra del Pinar, las formas cársticas son mediocres, en comparación con las que caracterizan diversos macizos del Subbético interno o Penibético de la Serranía de Grazalema (Sierra del Endrinal y Sierra de Ubrique, al Sur; Sierra de Libar al Oeste) (Díaz del Olmo y Rubio, 1984; Delannoy y Díaz del Olmo, 1986; Delannoy, 1987).

No obstante, en las cumbres de la Sierra del Pinar se han desarrollado algunos lapiaz cavernosos, de extensión variable, y mesas lisas; así mismo, en las vertientes, próximo a estas formas cársticas, se encuentra material heterogéneo, de origen crioclástico (Delannoy y Diaz del Olmo, 1986). Es característica de la vertiente septentrional de la Sierra del Pinar la presencia de bloques rocosos y piedras calizas, posiblemente por desplome de elementos del cárst desintegrado de las cimas. Algunos de estos materiales, muy divididos, constituyen canchales o escombros más o menos estabilizados, en pendientes muy pronunciadas; y formaciones coluviales, en la base, con materiales gruesos de derrubios de cárst. En el conjunto de toda la vertiente, a diversas alturas, se disponen pequeñas plataformas rocosas, más o menos escalonadas, que contribuyen con la formación de suelo y de vegetación a su estabilización. Finalmente, algo por encima del comienzo de la base de la vertiente septentrional, se encuentran sedimentos con arcillas, limos y piedras, muy mezclados, que parecen corresponder a acarreo crio-nival y transporte por las aguas de escorrentía. Estos materiales se disponen por debajo de un barranco muy inclinado y pedregoso y dan lugar a la formación de una cárcava denominada localmente «gredera». Asimismo, en la base de la Sierra, inmediatamente por encima del Arroyo del Pinar, se encuentran sedimentos pedregosos laminares, gruesos, muy divididos, mezclados con limos y arcillas de color amarillo ocre, que pudieran corresponder a pequeños aterrazamientos fluviales (Paneque, 1987).

Una morfología igualmente variada, debida también a factores estructurales y litológicos y a procesos morfoclimáticos, caracteriza los terrenos de la Breña del Agua, en la Sierra de Zafalgar, donde se encuentra el pinsapar llamado Pinar Chico.

En el marco geomorfológico descrito de la Sierra del Pinar, se forman y evolucionan diversos suelos; unos, característicos del pinsapar puro, situados en las zonas más elevadas y de mayor pendiente; otros, que convienen mejor a la asociación del pinsapo con el roble o quejigo, se encuentran a media ladera; y finalmente, en la base, sobre sedimentos estabilizados se encuentran otros suelos mucho más evolucionados bajo pinsapos, robles y encinas (Paneque, 1987).

En la Sierra de las Nieves, el Pinsapar de Ronda se localiza en las vertientes septentrionales de los terrenos montañosos situados al Norte de la meseta alta –Sierra de las Nieves s.s.–, a altitudes que descienden desde, aproximadamente, 1.700 m a 1.300 m. Los suelos de este pinsapar, como los de la Sierra del Pinar de Grazalema, se encuentran sobre calizas Rhetio-Liásicas; también sobre dolomías del Triásico y sobre calizas duras del Jurásico, en terrenos muy accidentados, sobre superficies de una prolongada evolución morfoclimática.

Ceballos y Vicioso (1933) estudiaron el Pinsapar de Ronda en las partes mejor pobladas de la Cañada del Cuerno, Cañada de las Animas, Hoyos de la Caridad, etc. «Por su parte superior» –dicen– «el pinsapar termina en las cabeceras de los barrancos y cañadas citadas, algunos ejemplares sueltos alcanzan bastante más altitud, pero la masa propiamente dicha cesa bruscamente en cuanto se inicia la meseta de la cumbre, encontrándose sustituida por una formación frutescente de altura»... «que es la que acompaña a los restos de la asociación del *Quercus alpestris* Boiss., situados sobre

dicha meseta, la cual se extiende hacia la vertiente oriental, llegando al contacto con la parte superior de los bosquetes de pinsapo pertenecientes a los pueblos de Tolox y Yunquera».

Desde la meseta elevada de la Sierra de las Nieves, cuya altura máxima de 1.919 m. corresponde al Torrecilla, situado al SE. de aquélla, se desciende a los terrenos bajos del Este pertenecientes a los términos de Yunquera y Tolox a través de un conjunto de barrancos, cañadas y arroyos encajados en las calizas y dolomías sedimentarias, en las peridotitas de la Sierra de Tolox al SE. y en los gneis y peridotitas de la Sierra Real, al Sur de la sierra de las Nieves (s.s.) (Lhenaff, 1986; Delannoy, 1987).

Los bosquetes de pinsapo de Yunquera y los de Tolox sobre sedimentos calizos, se encuentran también en terrenos de barrancos y gargantas en los montes adosados a la Sierra de las Nieves (Cañada de la Cuesta de los Hornillos y de la Encina; Cañada del Saucillo; Cañada de las Carnicerías...). Según Ceballos y Vicioso (1933), estos bosquetes «constituyen manchas alargadas, en forma de lenguas, perfectamente ceñidas a las umbrias de los barrancos y gargantas que surcan esta parte de la sierra». Estas masas arbóreas contrastan con «los pedregales grises y desnudos, el esqueleto de la montaña puesto al descubierto como etapa final de la regresión». «No son —dicen los citados forestales— las avanzadas de una vegetación que escala la montaña, son en realidad la retaguardia de un ejército que se bate en retirada, vencido por las condiciones de un medio que se le vuelve adverso merced a la voracidad de unos animales y a la desidia de unos hombres».

También sobre las calizas dolomíticas del Cerro del Alcor, en el término de Parauta, existe una población de *Abies pinsapo* Boiss. a la que se puede acceder por el Norte, bordeando los terrenos llanos del Cortijo La Nava, constituidos por la brecha del mismo nombre.

Sobre otra clase de rocas, las peridotitas de la cumbre de los Reales de Sierra Bermeja, se encuentra el pinsapar que fué el primero visitado por Boissier, pues, según Ceballos y Vicioso (1933), «de él procedían las muestras que anteriormente había observado en el herbario de Haenseler, que desde el primer momento consideró pertenecientes a una nueva especie de abeto».

Finalmente, para completar la descripción de las tierras donde se sitúan algunos pinsapos de la provincia de Málaga hay que mencionar las agrupaciones existentes en los términos de Istán y Monda, sobre materiales silíceos, a 740 m de altitud, en las que junto a alcornoques y pinos aparecen varios ejemplares de pinsapo. Así mismo, en el término de Benahavis, a 650 m de altitud, también sobre materiales silíceos, en «La Máquina», existen unos ejemplares de pinsapo mezclados con alcornoques y pinos (Ceballos y Vicioso, 1933).

La formación de suelo en las áreas de distribución del pinsapo tiene lugar, preferentemente, sobre calizas duras y dolomías y sobre materiales derivados de ellas por división mecánica o alteración química, como las arcillas de descarbonatación (o de descalcificación) *terra fusca* y *terra rossa*. Estas rocas, y sus productos de meteorización, tienen una gran importancia en la estructura y en el funcionamiento

del pinsapar y de otros abetales mediterráneos. A este respecto, el estudio de los mencionados ecosistemas forestales con un enfoque en gran medida geomorfológico y sobre todo edafológico proporciona información de interés.

Los sistemas montañosos que bordean el Mediterráneo presentan notables similitudes litoestructurales, geomórficas y climáticas. En su extremo oriental, de un lado, las cadenas taúricas, más o menos fragmentadas y constituidas por relieves toscos y entrecortados de valles profundos, dominando por todas partes las calizas; y de otro, las cadenas atlásicas de Anatolia. Ambas cadenas deben integrarse en el «mundo mediterráneo»; muestran una fase importante de sequedad estival y una serie completa de los tipos bioclimáticos definidos en el entorno mediterráneo por numerosos investigadores (Barbéro y Quézel, 1975; Quézel et al., 1982; Marín, 1984).

El Atlas está formado por montañas que constituyen la espina dorsal de África del Norte; la continuación de sus pliegues puede encontrarse en las cordilleras españolas. De Este a Oeste proyecta dos cordilleras paralelas, una al borde del Mediterráneo y la otra más interna (Herzog, 1967; Marín, 1984).

En Marruecos, la Cordillera del Rif, en la que se encuentra el *Abies maroccana* (Barbéro y Quézel, 1975; Marín et al., 1983; Marín, 1984; Benabid y Fennane, 1994), nace frente a la Cordillera Penibética; su máxima elevación es el Jebel Tisiren (2.500 m). El sistema rifeño y las tierras bajas que lo limitan al Oeste y Sur, están constituidos por una serie de arcos concéntricos, de concavidad abierta al Mediterráneo (Cabanias, 1980; Marín, 1984). El arco central de la Cordillera está formado por terrenos del Secundario, y en él se distinguen una formación caliza dolomítica –la Dorsal calcárea– y otra más externa margo-areniscosa, Jurásico-Cretácica, con facies flysch.

La Dorsal comienza en la base con un Triásico marino potente con dolomías; le siguen calizas infraliásicas con variedades macizas o tableadas, blancas, grises o rosadas; y en los niveles superiores, calizas con nódulos oscuros de sílex y otras con dolomías. El Lias inferior, con caliza rosada tipo «falsa brecha», forma manchas escasas y de dimensiones reducidas. Del Lias superior hay más amplia representación (Cabanias, 1980; Marín et al., 1983; Marín, 1984).

En Argelia, las dos cadenas del Atlas enmarcan una región de altas llanuras. La Kabylia de los Babor es la más occidental de las que integran el territorio argelino de la «Petite Kabylie» que, junto con la «Grand Kabylie», ocupan una extensa faja a lo largo del litoral mediterráneo, desde Argel hasta la frontera tunecina (Marín, 1984).

En la «Petite Kabylie» se distinguen tres unidades cronoestratigráficas, que de Norte a Sur son: faja septentrional, denominada «Macizo Cristaloflico Antiguo»; una depresión de escasa anchura, paralela al Macizo Cristaloflico; y la Cadena Numídica formada por una serie de macizos alineados de Este a Oeste, separados entre sí por collados, transformados por la red fluvial. Al sur de esta unidad se extiende la depresión de Constantina. La estructura de la «Petite Kabylie» es el resultado de esfuerzos tectónicos desde el Paleozoico al Neógeno (Marín, 1984).

La Cadena Numídica surgió durante el Cretácico, afectando el plegamiento con más intensidad a los macizos Jurásicos de pequeñas dimensiones; en el Eoceno, los

corrimientos del Macizo Cristalofílico produjeron dislocaciones en ellos; y en la fase post-Oligocena se fraguaron los pliegues más recientes (Cabanas, 1984; Marín, 1984). La cobertura oligocena de la Cadena desaparece gradualmente hacia el Oeste; en los Babor los paquetes de calizas jurásicas aparecen en superficie. Las condiciones mecánicas de estas rocas explican la existencia de cumbres como el Jebel Babor que, con 2.004 m de altitud, constituye el punto culminante del Norte de la provincia de Constantina. En los jebels Babor y Tababort, de la "Petite Kabylie", se encuentran las masas forestales, pequeñas, de *Abies numidica*, el Abeto argelino (Barbéro y Quézel, 1975; Marín, 1984).

El Lias está presente con dolomías, calizas masivas gris azuladas y, episodicamente, calizas finamente tableadas. Tanto el Dogger como el Malm, no están bien delimitados.

La pista forestal que sube al Babor proporciona una visión de conjunto de la zona: el amplio valle al pie de la ladera meridional, en el que se encuentra el poblado de Aain el Kebir, está fraguado en el flysch margo-areniscoso, cuyos materiales buzan al Norte. Las manchas rojas yesíferas denuncian la existencia del Triásico subyacente. En el pie de monte se acumula una potente cobertura detrítica, con cantos calizos de calibre muy variado, subangulares y unidos, a veces, por un cemento arcilloso rojizo, formando bloques y bancos brechiformes que impiden ver el contacto con el flysch del valle. Arriba, hacia 2.400 m de altitud, asoman entre los derrubios y la vegetación las calizas bastas masivas; y hasta la cumbre, los desmontes permiten ver calizas nodulosas tableadas que alternan a trechos con otras de color negruzco. En los pequeños espacios desnudos de vegetación, la roca aparece muy cártificada, con superficie en nido de abejas, áreas de lapiaz y pequeños embudos de disolución con relleno de arcilla roja (*terra rossa*) (Cabanas, 1984).

En Turquía, el sistema taúrico se extiende sobre unos 700 Km a lo largo de las costas meridionales de Anatolia. Está formado por una serie de cadenas orientadas de Oeste a Este, constituidas fundamentalmente por rocas calizas, con afloramientos ofiolíticos en los extremos de la cadena (Quézel, 1973; Quézel y Pamukcuoglu, 1973; Marín, 1984).

En un segmento de la Cordillera de los Tauros, y ocupando una posición central, se encuentra el Tauro de Cilicia, que forma la alineación montañosa que va desde el Cabo Icekum al Golfo de Alejandreta. Los segmentos del Tauro se articulan formando una línea quebrada, a la que se acomoda la costa presentando una serie de cabos y golfos. En el tramo comprendido entre el Cabo Icekum y la ciudad de Mersin, la alineación montañosa llega prácticamente hasta el mar, dejando sólo una estrecha franja litoral y formando un brusco murallón calizo de cumbre dentellada, hendido de Norte a Sur por profundas gargantas, aserradas en la roca por los cursos de agua de corto recorrido y ecentuado carácter torrencial (Cabanas, 1984; Marín, 1984).

Los materiales que forman los Tauros son sedimentos depositados en el mar de Tethys, que surgieron a consecuencia de los empujes hacia el Norte del Continente de Gondwana, durante la orogenia alpina. A estos materiales hay que añadir los de origen magmático, representados por intrusiones de rocas fundamentalmente básicas

y por extensos y potentes mantos de diversas vulcanitas (Cabanas, 1984). En la base de todos ellos yace un complejo de rocas metamórficas de gran complicación, el complejo de Nigde (Marín, 1984). El plegamiento de los Tauros se produjo durante el Cretácico superior, ajustándose en su trazado al borde de la Meseta de Anatolia, que actúa como antepaís (Marín, 1984).

Los materiales en el sector Cilícico son predominantemente calcáreos, pertenecientes a dos complejos de gran potencia y distinta edad; el más antiguo, de facies marina, es Permo-Carbonífero y sobre él yace otro, también calizo, del Cratácico superior. Entre ambos se aprecia un hiato que comprende los Periodos Triásico y Jurásico.

En la zona recorrida para el estudio de suelos bajo *Abies cilílica*, el Abeto turco, hasta las cumbres desforestadas y cubiertas de nieve del macizo Bolkar Daglaris, no aparece la formación caliza basal. Las calizas cretácicas, en los cortes de las profundas gargantas fraguadas por los cursos torrenciales, muestran facies varias; grandes espesores masivos que pasan, sobre todo en los niveles altos, a calizas tableadas.

Conviene destacar, como es común en los terrenos ocupados por abetos mediterráneos, que las huellas de la erosión son muy abundantes y de grandes proporciones: cobachas, oquedades diversas, voladizos, etc.; y en los cabezos de las cumbres, extensas áreas de lapiaz, embudos, dolinas y sumideros que denuncian un intenso proceso de cárstificación del material (Cabanas, 1984).

Finalmente, en Grecia, país eminentemente montañoso, en el que el Abeto griego, *Abies cephalónica*, forma extensos bosques, algunos de los cuales se explotan actualmente, existen grandes zonas tectónicas, según Brunn (1956) y Auboin (1959). Los macizos montañosos del Noreste del país pueden dividirse en dos grandes grupos: por un lado, la cadena de altas montañas a lo largo de la frontera búlgara; por otro, entre Axios y Strymon, un arco de montañas de altitud media que se prolongan hasta Calcidica, con granitos, esquistos y gneis (Marín, 1984).

Al Oeste de la ensilladura del Axios se encuentra la zona de Macizos cristalinos y cristalofílicos internos, una alineación de montañas elevadas desde el norte del Voras hasta el Atico y la zona meridional de Eubea. En esta alineación se localizan los macizos del Olimpo, de la Ossa, del Mavrovounion y del Pilion. En la región existen terrenos graníticos y zonas extensas de esquistos y gneis, con diversos suelos que constituyen la cobertura del Paleozoico; y suelos sobre calizas del Mesozoico (Triásico y Jurásico).

Los plegamientos «externos» aparecen al Oeste del país, separados de la región anterior por la ensilladura meso-helénica; estos conllevan dos grandes tipos de substratos; las calizas mesozoicas, del Pindo central y Peloponeso occidental y el flysch que al Este y Oeste encuadra las cimas calcáreas. Finalmente, la zona de los Macizos cristalofílicos «externos» está presente en el Sur del Peloponeso y reaparece en Grecia occidental (Marín, 1984).

Como resumen, puede decirse que el pinsapo y los otros abetos mediterráneos se encuentran, por lo general, en zonas elevadas de montañas circunmediterráneas, con exposición septentrional, sobre terrenos constituidos por calizas duras, calizas

dolomíticas y dolomías del Mesozoico. Estas coníferas forman, en sus respectivas áreas, agrupaciones y masas forestales en terrenos con sedimentos pedregosos, gruesos y finos de calizas, que constituyen mantos de derrubios, canchales, «grederas» y otras formas debidas a procesos periglaciares; se encuentran también sobre laderas de barrancos, en cañadas y en otras situaciones de vertientes. Los citados sedimentos, a veces asociados a bloques rocosos, son elementos integrantes o procedentes de formas cársticas (lapiaz, lenar, dolinas, *terra rossa*, *terra fusca*, etc.).

2. PALEOCLIMAS Y CLIMA ACTUAL

El clima ejerce una acción directa sobre la humedad y la temperatura del suelo, y una acción indirecta a través de la propia vegetación. El clima interviene en la edafogénesis condicionando algunos procesos y modificando la intensidad de los mismos. Los resultados de la acción del clima o las características del suelo asociadas al clima; y en especial, los regímenes de humedad y de temperatura del suelo son criterios fundamentales en algunas clasificaciones de suelos (C.P.C.S., 1967; S.S.S., 1975).

Muchos edafólogos observaron el paralelismo entre formación y evolución del suelo y desarrollo de la vegetación dependiente del clima; se establecieron fases y ciclos de la génesis del suelo de acuerdo con las sucesiones de la vegetación; y se definió el concepto de edafoclímax, posteriormente matizado por el de «suelo análogo», de Pallmann (1947). En algunos ámbitos geográficos las cosas son mucho más complejas, porque durante la evolución del suelo se suceden diversos tipos de clima y de vegetación.

La evolución climática durante el Cuaternario se conoce mejor que la referente a periodos del Terciario y más antiguos.

Riviere (1973), analizando las formaciones discordantes sobre el plano oriental de la Sierra de las Nieves —datadas del Oligoceno terminal y del comienzo del Mioceno (Aquitaniense-Burdigaliense)—, estableció la existencia de un clima tropical húmedo, fundándose en la composición mineralógica de las argilitas de la «formación de las Milanás» (Lhénaff, 1986).

Por otro lado, a pesar del amplio desarrollo en la cuenca miocénica de Ronda de las molasas del Tortoniense, poco se puede deducir de las condiciones climáticas del Mioceno medio y superior. Por el contrario, el análisis mineralógico de arcillas de suelos recientes sobre margas blancas (albarizas), margas azules (Tortonienses) y otras del Mioceno medio y superior que contienen mortmorillonita dominante en todo el perfil, e ilita y caolinita muy subordinadas, induce a pensar que tales minerales, en vez de asignárseles una neogénesis en medio marino, deben considerarse heredados de suelos formados bajo clima cálido con estaciones contrastadas, con una tendencia más seca que el clima tropical (Lhénaff, 1986).

En el Tortoniense Superior, una regresión marina precedió la fase tectónica del final de este Piso; y un periodo de transición climática, con una acentuación de la

aridez, se registra durante el Andaluciense (Messiniense), puesto de manifiesto por cierto refuerzo de la mortmorillonita, en especial, en algunos ambientes continentales con potentes series de evaporitas (Rouchy, 1981; Lhénaff, 1986). No obstante, la crisis climática del Messiniense fué de corta duración. En el Plioceno se alcanza un clima netamente más húmedo; una cobertura vegetal suficientemente densa protege las vertientes de fuerte erosión. Al final del Terciario y comienzos del Cuaternario, los depósitos continentales Villafranquienses —ampliamente representados en la base de los extremos sur occidentales de las Cordilleras Béticas— muestran rasgos de una manifiesta alteración mineralógica, con una abundancia relativa de la caolinita, superior a la existente en depósitos anteriores. Estas características se corresponden bien con la existencia de un clima cálido y húmedo, que no excluye una estación seca, poco severa (Sole de Porta y De Porta, 1976; Lhénaff, 1986).

En resumen, según Lhénaff (1986), en las Cordilleras Béticas existieron «condiciones climáticas de tipo tropical durante el Terciario, pero con variaciones tanto para más húmedas como para más secas. En la época del Oligoceno al Burdigaliense parece que el medio fué a la vez cálido y húmedo, mientras que a partir del Tortonense prevalece un clima con una estación seca marcada. En el Messiniense (Andaluciense) se produce una acentuación de la sequedad de manera muy neta, pero sin duda se trata de un episodio relativamente corto en el que la aridez permanece moderada. Finalmente, en el Plioceno se nota un retorno a condiciones más húmedas».

En el Plioceno superior se inicia una evolución hacia un clima con características mediterráneas. Desde un punto de vista geomorfológico, se crean piedemontes altos que enlazan con las vertientes de los macizos montañosos por un fuerte concavidad. El análisis de las formaciones detríticas correspondientes muestra una matriz arenoarcillosa roja y una clasificación granulométrica mediocre, indicando que se trata de materiales arrastrados por fuertes aguaceros y desplegados sobre los piedemontes. Según Lhénaff (1986), esto supone un clima con precipitaciones concentradas y una cubierta vegetal aclarada, que permiten desencadenar toda una serie de procesos erosivos sobre las vertientes. Desaparecen los suelos por erosión y se crean fuertes torrenteras y barrancos montañosos, con depósitos sedimentarios en las bases fuertemente encostrados por calizas, dando lugar a brechas.

Un clima semiárido, con vegetación esteparia, parece instalarse al comienzo del Cuaternario. Por segunda vez, aparece una crisis climática que deja al desnudo las calizas del ámbito geológico que nos ocupa. Los suelos formados bajo los bosques pliocénicos se erosionaron sobre las pendientes antes de que las cabezas de los lapiaz, también libres, fueran desmanteladas y se formaran los restos groseros extendidos sobre las pendientes (Lhénaff, 1986).

En las regiones litorales del Mediterráneo, las formaciones plio-pleistocénicas se superponen en aparente continuidad a los depósitos marinos de facies Astiense, y no contienen rasgos de marcado enfriamiento del clima. La desestabilización de las vertientes resulta más —independientemente de los efectos de la tectónica— de la sequedad que del frío; la generalización de los encostramientos calizos muestra que el clima no ha sido más del tipo tropical. Esto supone temperaturas, al menos las

invernales, notablemente más bajas y un ritmo pluviométrico diferente. Por esto se puede hablar de una ruptura con los climas terciarios.

Durante el Cuaternario, las oscilaciones del clima se caracterizan por una alternancia repetida de periodos fríos y de periodos templados. No se dispone más que de una información fragmentaria de la influencia de estos climas sobre los macizos calizos. El hecho esencial, según Lhénaff (1986), es la aparición de una morfogénesis fría durante los periodos glaciales que se comprueba en las montañas por vestigios muy claros dejados por los glaciares, en altitudes elevadas, durante el Würm y una glaciación más antigua (Riss) (Lhénaff, 1977, 1986; Pezzi, 1977; Messerli, 1965; Lautensach, 1964).

La abundancia de precipitaciones puede hacer bajar notablemente el límite inferior de las nieves permanentes. Según Lhénaff, 1986, «los macizos de la región de Grazalema, expuestos de plano al azote de los vientos oceánicos, pudieron nevarse fuertemente en el Würm. J.J. Delannoy (1984), describe un cárst nival e incluso formas probablemente relacionadas con mantos o cubiertas glaciares a 1.300 m. Este límite, muy bajo, se eleva rápidamente en dirección Este, pues ya en la Sierra de las Nieves (1.919 m) las formas nivales son desconocidas».

Aunque se localizan herencias glaciares sólo en algunos macizos, los fenómenos periglaciares, por el contrario, afectan a la mayoría de los macizos calizos andaluces. Las señales más evidentes de un sistema morfogenético periglaciario son la abundancia de *gelifractos* acumulados al pie de las paredes calizas parcialmente reguladas y de los que se escalonan sobre glaciares y terrazas. Los más característicos de estas acumulaciones son los grés o barro («grederas»), que suponen, además de una activa *gelifracción*, la acción alternativa de la *gelifluxión* y del flujo de agua procedente de la fusión del hielo. La acción del frío no afecta a las regiones bajas; las herencias periglaciares no descienden por debajo de 700-800 m en la parte central de la cadena montañosa. A pesar de todo, la acumulación de restos calizos que jalonan glaciares y terrazas, testimonian una activa ablación sobre la vertiente, incluso en bajas altitudes. No obstante, aunque las montañas que muestran restos de este tipo pasan frecuentemente de las 1.000 m, muchos de ellos no tienen características de *gelifractos*. Por ello se piensa, en estos casos, que la desestabilización de la vertiente se debería al aclarado de la cubierta vegetal, no a causa del enfriamiento, —que debió permanecer moderado a estas altitudes—, sino a un aumento de la sequedad.

Respecto al extremo anterior, Lhénaff (1986) hace una serie de consideraciones para poner de manifiesto que los periodos fríos alternaron con fases interglaciales, con coberturas vegetales densas que formaron suelos rojos. Para este autor, la rubificación es siempre tanto más evidente cuanto más próxima al Mediterráneo está la zona, y cuanto más hacia el Oeste húmedo de la Cordillera.

En el ámbito de las Cordilleras Béticas, la pluviometría decrece, de manera no regular, desde la fachada atlántica hasta la región de Almería. El máximo de las precipitaciones se alcanza en la Serranía de Grazalema, cuya Estación Meteorológica (E.M.) registra una precipitación media anual de 2.136 mm, a pesar de encontrarse situada a 830 m (s.n.m.), en un corredor intramontañoso. Según Ganzález Fernández

(1983), la precipitación media anual, durante el periodo 1963-1982, es de 2.177 mm, de acuerdo con datos de la citada E.M. En la Serranía de Grazalema, se alcanza la precipitación media anual más alta de la Península, sobre todo en su flanco oeste (Gavala, 1918; Elías, 1963; García del Barrio, 1971; Acquaroni, 1975; Corral Mora, 1978). En la Sierra del Endrinal, según Lautensach (1964), la pluviometría media anual es de 2.432 mm; inmediatamente más atrás, la pluviosidad disminuye rápidamente: Villanueva del Rosario, 1.816 mm; Pto. de La Pileta, 1.668 mm; Ronda, 648 mm; Sierra de las Nieves —con 1.919 m. s.n.m., en el Torrecilla— 1.600 mm. Pasada esta nueva barrera montañosa, la sequedad se acentúa grandemente; en Tolox —al pie de la Sierra de las Nieves—, aproximadamente 500 mm; y en Málaga capital, unos 480 mm. (Lautensach, 1964; Lhénaff, 1986).

En Grazalema, tres meses son secos ($P < 2T$). En el citado periodo de veinte años (1963-1982), según Ganzález Fernández (1983), la precipitación media de los meses de Junio, Julio, Agosto y Septiembre, fué 47, 1, 5 y 54 mm, respectivamente. Además, tomando en consideración la humedad del aire, el déficit de precipitaciones pudiera compensarse por la humedad de los vientos procedentes del Atlántico. En la montaña, incluso en verano, las nieblas son frecuentes y las noches son bastante frescas. Prácticamente, no hay días biológicamente secos en estos macizos; en las fisuras de las rocas se mantiene una cierta humedad, aunque en los cuatro meses citados la precipitación sea escasamente el 5% de la media anual, para el periodo considerado. Por otro lado, la estación húmeda comienza en Septiembre y se prolonga hasta Mayo.

El número de días de lluvias es relativamente pequeño (90), lo que indica el predominio de aguaceros fuertes, o el carácter torrencial de las precipitaciones (20,9 L/día, según Delannoy y Diaz del Olmo, 1986). El coeficiente de infiltración, a altitudes entre 800 y 1.000 m, es del orden del 50% de las precipitaciones; y hacia los 1.500 m de altitud del 63% (Delannoy y Diaz del Olmo, 1986).

Para una pluviometría total de 2.136 mm, en la E.M. de Grazalema (830 m s.n.m.), la evapotranspiración potencial es de 859 mm (UNESCO/FAO, 1963; Lhénaff, 1986).

En las condiciones bioclimáticas, el régimen térmico introduce una diferenciación suplementaria, en especial por los rigores invernales. Por otro lado, el calor estival se afecta poco por la altitud; sólo en los macizos montañosos más elevados la temperatura disminuye notablemente. Aparte de Sierra Nevada, las temperaturas medias de Agosto no descienden por debajo de 20°C más que en la Sierra de las Nieves y en la de los Filabres. Por el contrario, los contrastes térmicos son acusados en invierno (Lautensach, 1964; Lhénaff, 1986).

En la Serranía de Grazalema, para el periodo 1963-1982, la temperatura media de Enero es de 7°C (González Fernández, 1983), y, en general, menor de 5°C (Lhénaff, 1986) (en la Sierra del Segura es, aproximadamente 3,3°C). Puede indicarse que el invierno es riguroso en los macizos que pasan los 1.000 m, y tanto más cuanto su situación es más continental (Lhénaff, 1986).

Para la Serranía de Grazalema se ha calculado una media de 10 días/año con precipitaciones nevadas, y prácticamente el doble para la Sierra de las Nieves, a partir

de 1.100 m de altitud. La duración de la capa nevada es de 5-10 días por año en la Serranía de Grazalema y de 50 días en la Sierra de las Nieves (Lhénaff, 1986). En esta sierra, a altitudes superiores de 1.700 m, se desarrollan fenómenos periglaciares actuales (Delannoy y Díaz del Olmo, 1986).

Finalmente, de acuerdo con los datos de la E.M. de Grazalema, para el periodo 1963-1982 (González Fernández, 1983), considerando que la temperatura media anual del aire (tmaa) es 14.53 °C, y que la temperatura media del aire en verano (tmav) es 23.30 °C, se tienen para la temperatura media anual del suelo (tmas) y para la temperatura media del suelo en verano (tmsv), según Soil Taxonomy (S.S.S., 1975, 1994), los siguientes valores calculados:

tmas	$14.53 + 1\text{ °C} = 15.53\text{ °C}$
tmsv	$23.30 - 0.6\text{ °C} = 22.70\text{ °C}$

Como la diferencia entre la temperatura media del suelo en verano (tmsv) y la de invierno (tmsi) es mayor de 5; y se cumple también que la temperatura media anual del suelo en °C es $15 < tmas < 22$, el régimen de temperatura corresponde al denominado Térmico.

No obstante, algunos suelos situados a alturas más elevadas que la E.M. de Grazalema, en vertientes septentrionales frías, podrían acercarse a un régimen Mésico, en el que $8 < tmas < 15$ y $tmsv - tmsi > 5$. (S.S.S., 1975, 1994).

Los regímenes de humedad de los suelos de pinsapares de Grazalema y de la Sierra de las Nieves, como los de otros suelos bajo abetos mediterráneos, no se han determinado experimentalmente. Una aproximación posible es en base al cumplimiento de los criterios establecidos (S.S.S., 1975, 1994) y otros de carácter más práctico, algunos citados por Porta et al., 1994.

Considerando una ecuación lógica con el cumplimiento de aquellos criterios (Porta et al., 1994) y verificándose en los suelos de pinsapares como en otros de áreas frías y templadas que $tmas \leq 22\text{ °C}$, y $\delta > 5\text{ °C}$, ($\delta = tmsv - tmsi$), se llega a clasificar el régimen de humedad más general como Xérico-III, estimándose además los % de cumplimiento de los criterios A,B,D y E siguientes:

criterio:	A	B	D	E
% cumplimiento:	≤ 50	≥ 60	≥ 60	≥ 60

El criterio A, referido a la sección de control de humedad (SCH), exige que esté seca más de la mitad de los días acumulados por año cuando la temperatura del suelo a 50 cm es superior a 5 °C.

B considera que la SCH esté totalmente húmeda o húmeda parcial menos de 90 días consecutivos o más cuando la temperatura del suelo a 50 cm es superior a 8 °C.

El criterio D establece que la SCH esté 45 días consecutivos o más seca en los 4 meses siguientes al solsticio de verano. Finalmente, la SCH de la mayoría de los suelos que se consideran, según el criterio E, debe estar húmeda 45 días consecuti-

vos o más en los cuatro meses siguientes al solsticio de invierno. (En estado de «suelo seco» $\Psi < -1500$ kPa y en el de «suelo húmedo» $\Psi > -1500$ kPa).

El criterio A parece no cumplirse, B posiblemente sí y D y E sí. En consecuencia, (A=0) y (B=1) y (D=1) y E=1), por lo que el régimen de humedad más general de los suelos en cuestión parece corresponder a Xérico-III.

No obstante, como se comentó igualmente para los regímenes de temperatura, pudieran existir otros suelos bajo pinsapos en los que la $t_{ms} < 22$ °C, $t_{msv} - t_{msi} \geq 5$ °C y la SCH estuviera seca o parcialmente seca 90 días acumulados o más con un cumplimiento igual o menor del 50%. En tales casos, el régimen de humedad de estos suelos sería Udico (1).

Finalmente, de acuerdo con el Mapa bioclimático de las Cordilleras Béticas andaluzas, según UNESCO/FAO, 1963, Grazalema se incluye en una zona clasificada de medios axéricos con un periodo subseco, si bien en algunos de sus macizos «no hay días biológicamente secos» (Lhénaff, 1986).

3. VEGETACIÓN

La vegetación del pinsapo y de los otros abetos mediterráneos ha sido tratada bajo diferentes aspectos y escalas de reconocimiento. Sin embargo, los estudios sobre relaciones entre terrenos y suelos y vegetación de abetales son escasos, e incluso sobre los terrenos y suelos correspondientes (Eyre, 1968; Barbéro y Quézel, 1975; Quézel et al., 1982; Marín, 1984).

Un tratamiento muy general de la vegetación de los macizos calizos andaluces se incluye en estudios recientes sobre geomorfología, en los que se manifiesta que la diversidad de los medios bioclimáticos que dirigen las modalidades de carstificación de los macizos de las Cordilleras Béticas, se manifiesta también en la cobertura vegetal. La mayor parte de las montañas están en la actualidad desprovistas de su manto forestal, habiéndose sustituido gran parte de los bosques originales por matorral. Con la degradación vegetal del medio, la mayoría de las veces debida a un intenso antropomorfismo, en la actualidad la carstificación se encuentra muy afectada (Lhénaff, 1986).

La descripción de la vegetación de la Serranía de Grazalema realizada por Delannoy (1987) es bastante esquemática. La principal especie forestal es la encina, perfectamente adaptada por su carácter xerófilo y su resistencia al frío. El alcornoque está bien representado en las areniscas silíceas del flysch, mientras que el quejigo se localiza hacia la base de los bosques de pinsapos. El conjunto de estas unidades forestales está fuertemente degradado y cede sitio a un matorral espinoso (*Ulex baeticus*, *Rosa canina*, *Juniperus phoeniceae* y *J. oxycedrus*). En altitud, el substrato rocoso está frecuentemente libre de toda cobertura vegetal.

Para Ceballos y Vicioso (1933), «El dominio del *Abies pinsapo* Boiss. en la región malagueña corresponde por completo al *Piso mediterráneo húmedo*, localizándose, con bastante indiferencia respecto a la naturaleza de terrenos, en las

umbrías situadas entre los 1000 y 1800 metros de altitud, sobre las sierras del sector SW. de la provincia, donde el valor de las precipitaciones anuales es bastante superior a los 1000 milímetros, las temperaturas mínimas pueden llegar a -10º ó -12º y queda comprendida entre los 15º y 20º la media durante el período vegetativo, que dura de mediados de Abril a fines de septiembre».

El pinsapar pequeño sobre las peridotitas de las cumbres de Sierra Bermeja, fué el primero visitado por Edmundo Boissier, entre 1832 y 1836, y en 1837 cuando estudiaba la vegetación del Sur de España (Ch. E. Boissier, 1995). Relata la Marquesa de Casa Valdés (1963), en su artículo «*Abies pinsapo*, el Abeto español», que esta conífera era bien conocida por el botánico Haenseler, el cual vivía en Málaga. En su casa Boissier vió por primera vez una rama de este árbol. Se enteró que en las cumbres de Sierra Bermeja y de la Sierra de las Nieves, entre Ronda y Málaga, existían bosques de estos árboles, y que se llamaban «Pinsapos». Boissier se sorprendió mucho de la pequeña longitud, no usual, de sus robustas y punzantes acículas. Se le contó también que la población local, durante las fiestas religiosas usaba sus ramas como motivo de decoración, debido a las cruces pequeñas que se forman en los extremos de las mismas». «Boissier visitó aquellas sierras, y cruzó un bosque de *Pinus pinaster* (*P.maritima*) que crecía en las faldas de las montañas antes de llegar a los bosques de Pinsapo. Estos bosques ofrecen un magnífico espectáculo de árboles elevándose como torres y proporcionan una vista impresionante de todo el territorio».

«Boissier comprobó que el árbol pertenecía al género *Abies*, teniendo en cuenta la posición vertical de los conos y sugirió que estaba relacionado con *A. alba* (*A. pectinata*) aunque difería de esta conífera en muchos aspectos. Lo denominó *A. pinsapo*» (M. de Casa Valdés, 1963).

El estrato arbóreo de la pequeña masa de pinsapo que Ceballos y Vicioso (1933) describen en Sierra Bermeja, en las alturas de la vertiente septentrional, perteneciente al monte público de Genalguacil (el primero visitado por Boissier) se encuentra exclusivamente formado por pinsapo. La excesiva espesura de la masa —dicen estos forestales—, impide el desarrollo del sotobosque, en el que se encuentran «contadas matas de *Cistus populifolius* L., *Daphne laureola* L., var. *latifolia* Coss. y *Berberis hispanica* Bss. Reut. Las plantas herbáceas tienen muy escasa representación en esta parte densa del bosque, ocupando lugar preferente las especies umbrófilas y rupícolas (*Saxifraga gemmulosa* Bss., *Umbilicus hispidus* DC., *Arenaria montana* var. *major* Bss., etc.) y algunos helechos (*Polypodium fragile* L., *Asplenium adianthum nigrum* L.). El estrato muscinal, aunque poco desarrollado sobre el suelo, tiene representación abundante en las asociaciones de musgos y líquenes que aparecen revistiendo las rocas o cubriendo los troncos y ramas de los pinsapos (*Usnea barbata* Fr., *Evernia furfuracea* Fr., etc.)».

Ceballos y Vicioso (1933) describen también la degradación de este tipo de monte. En una primera fase aparece un jaral de *Cistus populifolius* L., pero si la degradación ocurre en los bordes bajos de la población, probablemente sea el *P. pinaster*, como especie más frugal, el que ensanche su área a expensas del abeto. En estadios más avanzados, «las formaciones frutescentes que suceden en los claros del bosque

pierden ya el carácter umbrógeno de la antigua vegetación, y el suelo va quedando desamparado y malvestido por el matorral almohadillado y espinoso propio de estas localidades de altura, en el que intervienen también algunas especies xerófilas típicas del terreno eruptivo que estamos considerando. En esta fase podremos aún actuar con éxito para detener la regresión, pero ya no será fácil lograr la marcha en sentido progresivo» (Ceballos y Vicioso, 1933).

Como ejemplo de aspectos de degradación, las siguientes anotaciones fueron efectuadas por los citados autores en las proximidades de la cumbre de Los Reales y en el pinsapar de La Mujer, situado en la vertiente occidental y perteneciente al pueblo de Casares:

«Estrato arbóreo, aclarado: pinsapos y pinos negrales, deformados en su porte».

«Estrato frutescente: *Cistus populifolius* L. (ejemplares sueltos), *Alyssum serpyllifolium* Desf., *Halimium atriplicifolium* Spach., *Ulex scaber* Kze., *Erinacea anthyllis* Link., *Santolina pectinata* Lag., *Stehelina baetica* DC».

«En el estrato herbáceo se observan, como elementos más notables, *Poa bulbosa* L., *Avena sulcata* Gay., *Orchis mascula* L., *Arabis verna* R. Br., *Bunium macuca* Bss., *Valeriana tuberosa* L., *Veronica arvensis* L., *Linaria saturejoides* Bss., *Scabiosa tomentosa* Cav., *Serratula baetica* Bss., etc.» (Ceballos y Vicioso, 1933).

En el «pinsapar de Ronda (Cañada del Cuerno, Cañada de las Ánimas, Hoyos de la Caridad, etc.) el estrato arbóreo está formado por agrupaciones más o menos densas, entre las cuales quedan abundantes claros con el suelo empobrecido al descubierto»; «En el estrato arbustivo se encuentra con abundancia el *Crataegus monogyna* Jacq., representado por individuos de gran talla, frecuentemente invadidos por el muérdago *Viscum cruciatum* Sieb.; en ejemplares aislados se observan también *Sorbus aria* Crantz y *Acer italum* Lauth» (Ceballos y Vicioso, 1933).

«El estrato frutescente, bastante desarrollado en todos los sitios donde la sombra no es demasiado densa, comprende: *Ulex baeticus* Bss., *Ononis aragonensis* Asso. var. *reuteri* (Bss), *Erinacea anthyllis* Link., *Astragalus nevadensis* Bss., *Lonicera etrusca* Santi., *Rhamnus myrtifolia* Wk., *Rhamnus pumila* L., *Daphne laureola* L. var. *latifolia* Coss, *Juniperus oxycedrus* L., *Berberis hispanica* Bss. Reut., *Rosa canina* L., etc. La *Hedera helix* L. es frecuente recubriendo las rocas o trepando hasta la cima de algunos árboles decrepitos» (Ceballos y Vicioso, 1933).

«En el estrato herbáceo, poco desarrollado, figuran como elementos más destacados por su talla, *Paeonia coriacea* Bss. y *Helleborus foetidus* L., interviniendo otra porción de especies, entre las que anotamos como más características: *Thlaspi prolongi* Bss., *Cerastium boissieri* Gren., *Viola demetria* Prol., *Geranium lucidum* L., *Telephium imperati* L., *Astragalus nummularioides* Desf., *Bunium macuca* Bss., *Callipeltis cucullaria* DC., *Androsace maxima* L., *Linaria haenseleri* Bss., *Atropa baetica* Wk. (rara), *Bellis pappulosa* Bss., *Narcissus major* Curt., *Poa bulbosa* L., etc.» (Ceballos y Vicioso, 1933).

Como se indicó anteriormente, el pinsapar termina en las cabezas de los barrancos y cañadas, si bien pueden observarse ejemplares sueltos a bastante más altitud, en las laderas del Torrecilla (Ceballos y Vicioso; 1933; Delannoy, 1987). En la parte

elevada de la Sierra de las Nieves, la masa de pinsapo se encuentra «sustituida por una formación frutescente de altura a base de *Juniperus sabina* var. *humilis* Endl., *Ptilotrichum spinosum* (L.) Bss., *Bupleurum spinosum* L. fil., *Erinacea anthyllis* Link., *Prunus prostrata* Labill., etc., que es la que acompaña a los restos de la asociación del *Quercus alpestris* Bss., situados sobre dicha meseta, la cual se extiende hacia la vertiente oriental, llegando al contacto con la parte superior de los bosquetes de pinsapo pertenecientes a los pueblos de Tolox y Yunquera» (Ceballos y Vicioso, 1933).

La vegetación potencial y climática de la Serranía de Grazalema (provincia de Cádiz), según Rivas Goday et al., 1963, estaba constituida por los dominios climáticos *Oleo-ceratonion* (var. *baetica*), *Quercion rotundifoliae* y *Quercion valentini* (var. *gaditano malacitana*).

La introducción de una serie de índices climáticos (T, temperatura media anual; m, temperatura media de las mínimas del mes más frío; y las precipitaciones medias anuales, P), permitieron a Rivas Martínez (1980, 1981) definir los Bioclimas y por extensión los Pisos Bioclimáticos. Según Domínguez (1983), la estación de Grazalema quedaría incluida en la formación Aestilignosa, dentro del piso Meso-Mediterráneo Perhúmedo (Mérida, 1983).

La vegetación potencial y climática, estaría constituida básicamente por comunidades forestales de fanerófitos, en su mayoría perennifoli-esclerófilos encuadradas en la Clase *Quercetea ilicis*, Orden *Quercetalia ilicis*, la climax de los ecosistemas naturales de la región mediterránea. De las cuatro alianzas de este Orden (Achhal et al., 1980; Barbéro et al., 1981) en la Serranía de Grazalema se reconocen dos, *Quercion ilicis* y *Quercion-fagineae-suberis*; la primera con dos subalianzas, *Quercenion ilicis* (Ia) y *Quercenion rotundifoliae* (Ib).

Con respecto a las etapas de sustitución, el Orden *Pistachio-Rhamnetalia alaterni* está representado por la alianza *Asparago-Rhamnio oleoidis* Rivas Goday 1964 em. Rivas Martínez, cuya asociación *Asparago-Rahnetum oleoidis* Rivas Goday 1959, es la más representada. Las comunidades de este Orden, que bordean o sustituyen los bosques mediterráneos de los *Quercetalia ilicis*, forman generalmente el manto arbustivo, a veces espinoso, de los bosques naturales; están constituidas por diversos fanerófitos y lianas de hojas caducas o persistentes (Mérida, 1983).

Las comunidades de abetales, Asensi y Rivas Martínez (1976) las incluyen dentro de la Clase *Quercetea ilicis*, Orden *Quercetalia ilicis*, alianza *Quercion fagineae-suberis*, definiéndose dentro de ella la asociación *Paeonio-Abietum pinsapi* y diversificándola en tres subasociaciones, *typica*, *daphnetosum latifoliae* y *bunietosum macucae*, ésta última para los enclaves serpentínicos de la Sierra Bermeja de Estepona (Mérida, 1983).

En la actualidad, según Rivas Martínez (1983), atendiendo fundamentalmente al concepto de serie dinámica de vegetación, el esquema sintaxonómico de los abetales andaluces es:

Clase *Quercus fagetea* Br.-Bl.

Orden *Quercetalia pubescentis* Br.-Bl.

Alianza *Quercion pubescentis petraeae* Br.-Bl.

Subalianza *Paeonio-Abietenion pinsapi* Riv. Mart.

Asociación *Paeonio broteroi-Abietetum pinsapi*

(Laza, 1936) Asensi y Rivas Martínez (1976)

Asociación *Bunio macucae-Abietetum pinsapi*

(Asensi y Rivas Martínez, 1976) Rivas Martínez, 1983.

Se dá la asociación primera, *Paeonio broteroi-Abietetum pinsapi*, para las dolomías de la Sierra de las Nieves y de la Sierra del Pinar de Grazalema; y la segunda, para los enclaves serpentínicos de la Sierra Bermeja de Estepona (Mérida, 1983).

El abeto de Marruecos, *A. maroccana* Trebut («chohh»), es una especie endémica rara, acantonada en las montañas calizas del Riff occidental, al Este de Chaouen (Marín et al. 1983; Marín, 1984). Sus poblaciones actuales ocupan unas 4000 ha, y por lo general están infiltradas de cedros, de robles o de pinos (Benabid y Fennane, 1994). Este abeto forma agrupaciones forestales significativas en las vertientes septentrionales, a altitudes entre 1600 y 1900 m, cediendo por debajo progresivamente el sitio sobre todo a cedros y robles «localizándose entonces en los barrancos frescos y encajonados, donde individuos aislados pueden bajar excepcionalmente a menos de 1200 m. Las crestas terminales venteadas son poco favorables al abeto» (Barbéro y Quézel, 1975).

Los abetos del Riff (*A. maroccana*) se integran bioclimáticamente en el piso mediterráneo húmedo y en el perhúmedo, en las variantes frescas y frías; biogeográficamente corresponden al piso montañoso mediterráneo. Desde un punto de vista fitosociológico pertenecen a la Clase *Quercetalia pubescentis* (Oberdorfer 1948) Doing Kraft 1955, que reúne las asociaciones forestales representadas en el Norte de África por el Orden de los *Quercus-Cedretalia atlanticae* Barbéro, Loisel y Quézel 1974 (Benabid y Fennane, 1994). Este Orden, con tres alianzas reúne los bosques de *Cedrus atlantica*, *Abies maroccana*, *Abies numidica*, *Quercus faginea*, *Quercus pyrenaica* y *Quercus afare*, que se desarrollan en ambientes perhúmedo, húmedo y subhúmedo (Benabid y Fennane, 1994).

La Alianza *Viola munbyanae-Cedron atlanticae* Barbéro, Quézel y Rivas Martínez 1981, reúne tres sub-alianzas, de las cuales la *Abietenion maroccanae* Barbéro, Quézel y Rivas Martínez 1981, es especial para las asociaciones calcícolas del Rif Occidental. La asociación del Abeto de Marruecos es *Paeonio maroccanae-Abietetum maroccanae* Barbéro, Benabid, Quézel y Rivas Martínez 1981 (Benabid y Fennane, 1994).

La Clase *Ononido-Rosmarinetea* Br.-Bl. 1947, reúne las agrupaciones heliófilas de matorrales o garrigas de degradación avanzada, dominadas por camefitos. En alta montaña, las agrupaciones se organizan por xerófitos espinosos en almohadilla. En la actualidad, según Benabid y Fennane, 1994, se reconocen cuatro Ordenes dentro

de la Clase. De ellos, el Orden *Rosmarinetalia officinalis* Br.-Bl. 1931, se observa sobre la Dorsal calcárea del Rif, y en él se integran dos Alianzas.

Otro Orden de interés en la Clase es *Erinacetalia anthyllidis* Quézel 1952, que reúne los matorrales con xerófitos espinosos y los pastizales bajos de las altas montañas norteafricanas y de la región meridional y oriental de la Península Ibérica (Benabid y Fennane, 1994).

En Marruecos, el estudio conjunto de aspectos biogeográficos y fitosociológicos ha permitido conocer mejor la zonación altitudinal de la vegetación —expresan Benabid y Fennane, 1994—, distribuyéndola en seis pisos. Adjuntando a los diferentes niveles altitudinales características fitosociológicas precisas, es posible distinguir una o varias series de vegetación en aquéllos. El concepto de «serie de vegetación» —según Ozenda, 1982—, comprende el conjunto «de una climax y de las agrupaciones vegetales que conducen a ésta por evolución progresiva y de las que se apartan por degradación» (Benabid y Fennane, 1994).

En el piso supramediterráneo del Rif, se encuentran poblaciones de *Q. pyrenaica* en la parte centro-occidental, mientras que en el nivel superior, en los bioclimas perhúmedo, húmedo y subhúmedo, aparecen al Abeto de Marruecos, el Pino negro, el Cedro del Atlas y el Pino marítimo; el Abeto y el Cedro, en poblaciones climáticas, los otros en formaciones de degradación. A este nivel del supramediterráneo de Marruecos, las formaciones esteparias climáticas, sobre todo en el Rif, son excepcionales (Benabid y Fennane, 1994).

En el nivel superior del piso se encuentra la Serie supramediterránea de *Quercus alpestris*-*Abies maroccana* (Incluye la subserie con *Abies maroccana*-*Quercus rotundifolia* de la serie montañosa mediterránea del *Abies maroccana* Achhal et al., 1980), con dos subseries: una con *Quercus pyrenaica* (comprende la sub. as. *quercetosum pyrenaicae*); y otra con *Quercus canariensis* (sub-as. *quercetosum canariensis*), ambas en bioclima perhúmedo frío, sobre calizas y dolomías, en el Rif occidental, entre 1400-1700 m (Benabid, 1982; Benabid y Fennane, 1994).

En el Rif, el montañoso mediterráneo es el piso forestal cimero de las zonas bioclimáticas perhúmeda, húmeda y subhúmeda, con la variante muy fría, que se sitúa aproximadamente desde 1800 hasta 2300 m. «Entre las especies forestales de este piso están *Abies maroccana*, *Cedrus atlantica*, *Quercus rotundifolia*, *Juniperus phoenicea* y *Juniperus thurifera*; las tres primeras individualizan agrupamientos forestales pertenecientes a la *Quercetea pubescentis*; las otras dos organizan formaciones preestépicas que se relacionan con las de la *Quercetea ilicis* (Alianza *Junipero thuriferae*-*Quercion rotundifoliae*)» (Benabid y Fennane, 1994).

En este piso, la Serie montañosa mediterránea de *Abies maroccana* tiene como agrupación climax la *Paeonio maroccanae*-*Abietetum maroccanae*, del bioclima perhúmedo frío y muy frío sobre calizas de la región de Chaouen, en el Rif occidental, a 1800-2100 m. Se han identificado la subserie normal del abeto (corresponde a la sub-as. *abietetosum*) y la subserie mixta del abeto y del cedro (corresponde a la sub-as. *cedretosum*) (Benabid y Fennane, 1994).

Finalmente, en el Rif el piso oromediterráneo es apenas visible (cumbres del Tidirhine); el horizonte inferior, situado hacia los 2300 m, todavía arbóreo, lleva en el Jebel Tidighine cedrales preforestales (Benabid y Fennane, 1994). Según Barbéro y Quézel (1975), en las cumbres terminales y venteadas del Rif dominan los cedros, en general esparcidos; un cespel bajo o matorral de tipo oromediterráneo se instala bajo ellos.

Abies numidica, el Abeto de Argelia, es como el de Marruecos, estrictamente calcícola y se localiza, como se expresó anteriormente, en las cumbres del Jebel Babor, en la "Petite Kabylie", a altitudes entre 1800 y 2000 m (Quézel, 1956; Barbéro y Quézel, 1975; Marín, 1983; Marín et al., 1985a).

Las poblaciones de *Abies numidica* se integran bioclimáticamente en el piso mediterráneo húmedo, en su variante fría y biogeográficamente en el montañoso mediterráneo; en las del Babor, un gran número de especies forestales se unen al Abeto argelino: *Acer obtusatum*, *Populus tremula*, *Cedrus atlantica*, *Quercus mirbeckii*, etc. Así mismo, su riqueza florística es grande y muchas especies son comunes a los abetales norteafricanos (*Calamintha baborensis*, *Senecio perralderianus*, *Paeonia corallina* ssp. *atlantica*), mientras que otras acusan particularidades locales, encontrándose sobre los Babors *Asperula odorata*, *Populus tremula*, *Lamium longiflorum* var. *numidicum*, etc. (Barbéro y Quézel, 1975).

El bosque de Abetos de Numidia de los Babors individualiza una agrupación bastante particular —distinta a la vez de los cedrales y de los bosques caducifolios vecinos—, que se integra, como las del Abeto de Marruecos en el Rif, en el Orden de los *Quercu-Cedretalia atlantica* (Barbéro, Loisel y Quézel, 1974), que como se indicó anteriormente, reúne los bosques de altitud, tanto de robles caducifolios como de cedros o de abetos del norte de África y se integran en la Clase *Quercetea pubescentis* (Barbéro y Quézel, 1975).

El estudio bioclimático y fitosociológico de los bosques de Abeto de Cilicia, realizado por Quézel y Pamukcwoglu (1973), permitió mostrar las afinidades existentes entre aquéllos y los del África del Norte (Barbéro y Quézel, 1975; Marín, 1984; Marín et al., 1985).

Sobre los Tauros, el Abeto de Cilicia se encuentra a partir de unos 1600 m y hasta más de 2000 m, sensiblemente a las mismas altitudes que en el Norte del Líbano, asociándose frecuentemente al Cedro del Líbano. Estas dos especies y el Pino de Pallas forman la casi totalidad de los bosques montañosos del piso húmedo del Tauro (Barbéro y Quézel, 1975), y pueden igualmente estar presentes en el subhúmedo. El cedro nunca está ausente de los bosques de abetos, mientras que los cedrales pueden estar más o menos desprovistos de abetos, debido a que bioclimáticamente los bosques de abetos son netamente más exigentes que los de cedros y su resistencia a la continentalidad menor (Quézel y Pamukcwoglu, 1973).

El *Abies cilicica* puede penetrar localmente en el piso oromediterráneo, en agrupaciones aclaradas con *Juniperus excelsa*, en las que el monte bajo está constituido por un matorral o un pastizal bajo perteneciente a los *Astragalo-Brometea* (Quézel, 1973; Barbéro y Quézel, 1975).

Fitosociológicamente los bosques de Abeto de Cilicia se integran en el Orden especial de los *Quercus-Cedretalia libani* (Barbéro, Loisel y Quézel, 1974), perteneciente a la *Quercetalia pubescentis*. Este Orden pone de manifiesto —una vez más—, las estrechas afinidades entre los bosques caducifolios y los de coníferas de los pisos supramediterráneo y montañoso mediterráneo (Barbéro y Quézel, 1975; Marín, 1984; Marín et al., 1985b).

Finalmente, *A. cephalonica* se localiza en Grecia meridional, en el Peloponeso, Cefalonia, Montes de Phthiotide y Sur de Eubea (Barbéro y Quézel 1975; Marín, 1984; Marín et al., 1985c). Ejemplares aislados del Abeto Griego se encuentran a todas las alturas posibles, desde pocas decenas de metros hasta aproximadamente 2000 m, sobre distintos tipos de suelos formados sobre calizas duras, *terra rosa*, esquistos, etc. (Marín, 1984; Marín et al., 1985c). Se trata, por consiguiente, de una especie extremadamente plástica desde el punto de vista ecológico, aunque sus extensiones más importantes corresponden al piso supramediterráneo y al montañoso mediterráneo; localmente se encuentra en otros pisos inferiores, mezclándose con *Quercus* esclerófilos.

Ozenda, (1974), estableció una serie inferior para el Abeto de Cefalonia, entre 700-1000 m y 1300-1400 m, perteneciente al piso supramediterráneo; y otra superior, entre 1300-1900 m, que corresponde al piso montañoso-mediterráneo (Barbéro y Quézel, 1975).

Barbéro et al., (1974), en razón de las grandes afinidades existentes en el medio forestal entre los bosques calcícolas de abetos, de pinos y de robles, propusieron una alianza común a todas estas formaciones forestales, la *Abieto-Quercion* perteneciente a la *Quercetalia pubescentis*. No obstante, Barbéro y Quézel, (1975), se planteaban la posibilidad de que *A. cephalonica* «participe igualmente en una serie perteneciente al piso eumediterráneo, ya que las poblaciones localizadas entre 700-800 m y 1000 m son efectivamente ricas en esclerofitos y su degradación conduce generalmente a maquis o garrigas mediterráneas bastante típicas, con Cistos y Calycotomos».

Los abetales de la serie superior difieren de todos los anteriores por la pobreza todavía más avanzada del cortejo florístico; a ella pertenecería la asociación con *Abies cephalonica* y *Scilla nivalis* de Knapp (Barbéro y Quézel, 1975). En muchas zonas aquellos abetales no llevan prácticamente ninguna especie significativa del bajo bosque, la mayoría de las veces estéril o invadido por camefitos o por herbáceas procedentes de los pastizales pelados vecinos (*Juniperus communis* subsp. *hemisphaerica*, los astrágalos espinosos, *Festuca varia*,... (Barbéro y Quézel, 1975).

4. METEORIZACIÓN DE CALIZAS Y HORIZONTES MINERALES

Entre los procesos edafogenéticos conviene destacar dos que son fundamentales porque representan el tránsito de no suelo a suelo; la alteración o meteorización progresiva de las rocas y la formación de un complejo de alteración; y el aumento paulatino en el contenido en materia orgánica del suelo, hasta alcanzar un nivel de equi-

librio con las condiciones del medio. Como tendremos ocasión de exponer más adelante, estos dos procesos caracterizan en gran medida muchas formaciones edáficas de las diferentes habitaciones de los abetos mediterráneos.

En el perfil de suelo formado sobre roca carbonatada, el sustrato más general de los que sustentan pinsapos y otros abetos mediterráneos, la caliza puede presentarse como fragmentos de la erosión física de la roca; como resultado de fenómenos secundarios de precipitación -a niveles más o menos profundos-, o como una mezcla íntima de las dos fracciones, la heredada y la neoformada (Dudil, 1987).

En los suelos sobre calizas, -según las características climáticas, fisicoquímicas y biológicas de aquellos-, los fenómenos de disolución y de reprecipitación de la calcita afectan al grado de desarrollo de los mismos, a la naturaleza de los minerales secundarios presentes y a las características y evolución del humus.

El proceso de la división mecánica de las calizas está estrechamente relacionado con la estructura de estas rocas y con las condiciones climáticas del medio, siendo posible reconocer en muchos suelos diversas fracciones de aquellas rocas, desde bloques y piedras hasta partículas muy pequeñas de la tierra fina, en equilibrio con los iones de la disolución del suelo. Una destrucción importante de aquellas rocas se produce como consecuencia de procesos de carstificación y del posterior desmantelamiento de las formas creadas (formas ruiformes). Los procesos de corrosión, ablación o disolución de las calizas, que dependen de factores ambientales, están relacionados con su porosidad y dureza.

Según Delannoy y Díaz del Olmo (1986), la velocidad de la ablación cárstica, cuantificada por el método de las plaquetas calizas y por el análisis fisico-químico de los derrames cársticos, aplicados durante tres años, está comprendida entre 50 y 95 mm/10³ años. Ambos métodos pusieron de manifiesto en la Serranía de Grazalema, variaciones importantes de la ablación durante la estación húmeda (Noviembre a Marzo) y la estival. Es interesante destacar que la ablación en la Serranía de Grazalema es comparable a la de otros macizos mediterráneos lluviosos: en el Peloponeso (Grecia), y en el Levka Ori (Creta), 80 mm/10³ años; en el Djurjura (Argelia), 55 mm/10³ años; y bastante superior a las calculadas para la Cordillera Bética central (35 a 40 mm/10³ años), con pluviometría más pequeña (800 mm) (Pezzi, 1977). Finalmente, en las altas cumbres de los macizos calizos, los fenómenos de hielo-deshielo -que repercuten en la desintegración de las rocas-, están afectados en gran medida por la porosidad de las calizas mediante el almacenamiento de agua.

Como es sabido, la disolución de las calizas y el transporte del ión calcio están condicionados principalmente por la presión del CO₂ en las soluciones que percolan a través del suelo y están en contacto con aquellas. El CO₂ procede de diversas fuentes, en especial del sistema radicular activo, de la transformación por mineralización y humificación de la materia orgánica del suelo, etc. La cantidad de CO₂ producido y su presión en las distintas soluciones dependen del clima y de otras características del medio (Dudil, 1987). Como consecuencia, se forman iones bicarbonato que contribuyen a la solubilización de la calcita, en la que también intervienen otros aniones

minerales (NO_3^- y $\text{SO}_4^{=}$) y ácidos orgánicos solubles, procedentes principalmente del metabolismo en el suelo de la materia orgánica (Dudil, 1987; Vedy y Bruckert, 1987; Duchaufour, 1984; Le Tacon, 1979).

En todo caso, la meteorización de las calizas duras, que implica la disolución de la calcita y la liberación de un complejo de alteración, constituido principalmente por algo de cuarzo y minerales de la arcilla –heredados, transformados o de neosíntesis–, transcurre frecuentemente mediante la modalidad denominada alteración pelicular (Lamouroux, 1971).

En los macizos calizos béticos occidentales, y en otros relacionados, como los del Rif, los de la cadena Numídica, los del Tauros, etc. los bloques calizos, y en especial las piedras y gravas más gruesas (Corral et al., 1980; González Fernández, 1983; González Fernández et al., 1987; Marín, 1984) no dan ración al ácido en la corteza superficial, mientras que cuando se parten, sí aparece en el núcleo fresco. Este proceso de alteración está muy extendido en los paisajes cársticos y se aprecia en muchas de las formas que en ellos se desarrollan.

Bajo las condiciones de clima húmedo la meteorización de las calizas tiene una especial incidencia en los suelos forestales de montaña. Los abetos –como se verá más adelante–, contribuyen a la formación de su propio suelo y a la estabilización en la vertiente de los materiales gruesos del cárst. Estos, en especial los que ocupan posiciones de umbría en laderas de barrancos y cañadas, permiten el establecimiento de unas condiciones de humedad y aireación sumamente favorables para la instalación de los abetos mediterráneos, después de que ciertas sucesiones de plantas contribuyen en la colonización del medio.

En la base de la vertiente, las condiciones de edafogénesis cambian muchas veces de manera muy fuerte; hay una selección granulométrica de las fracciones gruesas procedentes de la división mecánica; una modificación en la proporción y en la naturaleza de los coloides (minerales, orgánicos y mineral orgánicos); un cambio en las condiciones hidroclimáticas y en la composición de la solución del suelo, en el potencial de óxido-reducción Eh del suelo, en el pH, y en otras características del mismo. A veces, tiene lugar la reprecipitación de carbonato cálcico con la disminución de las concentraciones de aniones, sobre todo HCO_3^- y NO_3^- .

Por todo ello, cuando se consideran a escalas medias o pequeñas las vertientes de los macizos, los geoquímicos y los edafólogos hablan –figuradamente–, «de una segregación de los iones en el paisaje» (Tardy, 1969), mientras que, considerando especialmente variaciones en las condiciones bioclimáticas con la altura y la exposición, los fitogeógrafos representan «pisos de vegetación». El concepto de zonalidad, válido para comprender la distribución esquemática de suelos a escala continental y mundial, no permite explicar las variaciones edafológicas a escalas medias y grandes.

En resumen, sobre las calizas duras, o sobre calizas fracturadas, más o menos divididas, en diversas situaciones geomorfológicas de los macizos correspondientes a las áreas del pinsapo y de los abetos mediterráneos, se forman suelos de perfil AC –con horizontes A holorgánicos– sobre una caliza más o menos alterada, y otros

A(B)C, con un horizonte (B) intermedio de alteración, o incluso, en determinadas situaciones, con un horizonte B de iluviación, como respuesta a distintas condiciones edafogenéticas.

Las calizas masivas Rhetio-liásicas de la Sierra del Pinar de Grazalema, sobre las que se forman los suelos del pinsapar, son de color en el que predomina el blanco de base, con matices pardos y grisáceos de mayor o menor intensidad, semejante al determinado por Hoyos et al., 1970 para rocas análogas. En un conjunto de muestras de rocas frescas y meteorizadas (31), tomadas en la vertiente septentrional de la citada Sierra del Pinar (Corral et al., 1985), en seis perfiles de suelos a altitudes comprendidas entre 960 y 1.600 m, los valores medios de algunos parámetros de interés son, pH 8,1, $\%CO_3^{=}$ 63,2 y densidad 2.64 g/cm³. Los contenidos en SiO₂ (2.90%) y en Al₂O₃ (0,10%) son pequeños, debido a la débil meteorización de las rocas; y los de Fe₂O₃ (2,34%) se corresponden bien con los reseñados en la bibliografía (Hoyos et al., 1970, 1976).

Los % de MgO y CaO son aproximadamente del mismo orden (26,85 y 21,75, respectivamente), y muy bajos los contenidos en Na₂O, K₂O y TiO₂ %. El Mn (18,8 ppm) predomina frente al Cu (3,3 ppm) y al Zn (7,8 ppm) (González Fernández, 1983; González Fernández et al., 1985, 1987).

En todas estas rocas el mineral mayoritario es la dolomita, encontrándose en algunas, además, calcita. Las difracciones a 3,19, 2,87, 2,53 y 3,22 Å, de menor intensidad en los difractogramas de rayos X, parece que corresponden al silicato enstatita, presente muchas veces en rocas básicas metamorfizadas; en algunas muestras el cuarzo acompaña a los minerales anteriormente citados. En el residuo arcilloso de estas rocas se detecta por rayos X la presencia de minerales micáceos, identificados por las difracciones a 10 Å y armónicos, que no sufren desplazamiento al tratar las muestras con etilenglicol; la de caolinita, en pequeña proporción (efecto a 7 Å y armónicos); y la de cuarzo como mineral accesorio (González Fernández et al., 1987).

Para un conjunto más numeroso de calizas (calizas tabulares y calizas dolomíticas masivas) en suelos forestales de Grazalema, González Fernández (1983) encontró estadísticamente que al aumentar el grado de meteorización, disminuye pH, $\% CO_3^{=}$, $\% Pérdida Calcinación$; $\% CaO$, $\% MgO...$; y aumenta Ca⁺⁺, K⁺ y Al³⁺ de cambio; T, capacidad de intercambio catiónico (C.I.C.); T-S, acidez de cambio; y los contenidos en SiO₂, Al₂O₃, Mn y Zn.

En general, las calizas masivas —calizas dolomíticas— de la Sierra del Pinar, presentan menor grado de meteorización que las calizas tableadas micríticas, las cuales a su vez contienen mayor abundancia de minerales filíticos (ilita) y de cuarzo. Así mismo, la asociación de minerales de la arcilla en las rocas alteradas está de acuerdo con el ambiente fisicoquímico en el que se desarrollan estos materiales (Corral et al., 1980; Alias y Hernández, 1980, Alias y Martínez, 1982).

Como se mencionó anteriormente, en muchos macizos calizos se conservan materiales arcillosos, tales como *terra fusca* y *terra rossa*, formados en la meteorización de calizas duras en condiciones ambientales especiales.

Según Kubiena (1953), la *terra fusca* es un suelo de color característico (amarillo ocre, ocre, pardo ocre hasta pardo rojizo) que se comporta como material plástico, pobre en humus. Contiene hidróxido de hierro limonítico en concreciones redondeadas y como hidróxido de hierro peptizado. Es un suelo muy compacto, impermeable al agua; tenaz, duro, casi pétreo en seco, en cuyo estado de humedad desarrolla grietas finas y agregados angulosos.

Es un material erosionable, cuya masa fundamental –masa basal– al microscopio es de color ocre hasta amarillo huevo y presenta hidróxido de hierro difusamente distribuido en ella; es de gran movilidad, como lo demuestran las estructuras fluidales birrefringentes; y contiene concreciones de hierro y manganeso. Los minerales de la arcilla son principalmente ilitas, caolinitas o haloisitas.

Kubiena describe, además, el humus del suelo, la biología y la fenología del mismo, así como la cubierta de plantas y su distribución. A este respecto manifiesta que es frecuente en el Sur de Europa, al lado de *terra rossa* sobre roca caliza.

Para Duchaufour (1984) la *terra fusca* es un material o sedimento de la alteración de las calizas, fundamentalmente, duras. En ocasiones, la considera como paleosuelo más o menos removido, fosilizado o «modificado» (horizonte b).

Los sedimentos de *terra fusca* experimentan erosión, transporte y sedimentación (transposiciones, según Kubiena). Así mismo, pueden transformarse por procesos edafogenéticos recientes, que determinan la formación de Rendsina, Rendsina empardecida, Suelo pardo cálcico o Suelo pardo calizo policíclico, hasta Suelo pardo lavado complejo. Al considerar la *terra fusca* como un sedimento, en la Clasificación francesa de suelos (C.P.C.S., 1967; Duchaufour, 1984) sólo aparece como material de Suelos pardos eutróficos o mesotróficos, policíclicos (sobre *terra fusca*).

En las Claves Sistemáticas de Kubiena (1953), la *terra rossa* figura como suelo casi siempre pobre en humus, descalcificado, de color rojo, rico en sustancias coloidales (arcillas) que contiene el hidróxido de hierro en forma de combianción pobre en agua, formando concreciones y grumos floculados hasta granos finos que impregnan la contextura completa. No forma una cubierta de suelo cerrada; se encuentra sólo en depresiones del relieve, en hendiduras y orificios de la roca, preferentemente sobre las calizas duras de comarcas cársticas predominantemente de Europa meridional.

La característica erosionable de la *terra rossa* sialítica determina con frecuencia que sobre montañas pobres en vegetación sea completamente desgastada pendiente abajo, por lo que se encuentra preferentemente en la parte inferior y en la base de las pendientes. El límite superior de la *terra rossa*, como suelo fósil o relictos, se sitúa en los alpes calizos austríacos a unos 2.000 m, siendo tan rara en el piso superior de los Alpes como en las altas latitudes del Norte.

Para Duchaufour (1984) la *terra rossa* es un suelo fersialítico rubificado, formado sobre arcillas de descalcificación de calizas duras. Puede considerarse, según los casos, como suelo actual, suelo antiguo, suelo fósil, suelo complejo o suelo policíclico. Sin embargo, el tratamiento más general que le da es el de material de descarbonatación de las calizas duras, muy rubificado.

Para Mückenhausen (1973), los materiales de la *terra fusca* y de la *terra rossa* son homólogos y de edad variable, habiendo experimentado estos últimos una fuerte rubificación. Los más antiguos, con proporciones importantes de caolinita, se formaron durante el Terciario o en el Cuaternario antiguo; y los más recientes, con predominio de las ilitas, durante diversas fases interglaciales. La *terra fusca*, a juzgar por su composición y característica, se habría formado en condiciones climáticas más húmedas y menos cálidas que la *terra rossa* (Duchaufour, 1984).

Según Lamouroux, (1971), la formación actual (menos de 10.000 años) de la *terra rossa* requiere una precipitación anual elevada, entre 1.200 y 1.500 mm, y una temperatura media alta durante el periodo seco estival. Con estas condiciones, sobre las calizas duras se provoca rubificación, en cuyo proceso la sequía del verano interviene acelerando la alteración pelicular y la formación de material arcilloso descarbonatado. Se comprende que, teniendo presente, además, el diseño y posterior desarrollo de la clasificación francesa (C.P.C.S., 1967), Duchaufour (1984) considere la *terra rossa* como un Suelo rojo modal (típico) –Suelo rojo fersialítico–, de la zona mediterránea húmeda y subhúmeda, sobre calizas duras.

Durante los procesos de erosión y coluvionamiento, que tan frecuentemente tienen lugar en los terrenos accidentados de los abetales de montañas calizas circunmediterráneas, ocurre una recarbonatación secundaria del material anteriormente rubificado, se pierde el color rojo inicial y se forma un Suelo pardo calizo sobre el material complejo.

Sedimentos de *terra fusca* y de *terra rossa* y diversos tipos de suelos sobre estos materiales se encuentran en terrenos carstificados de la Sierra de las Nieves y de la Serranía de Grazalema, en las áreas de distribución del pinsapo, y en las de otros abetos mediterráneos, en el Rif, Petite Kabylie, Tauros de Cilicia y diversas zonas de Grecia (Marín et al., 1983; 1985 a, b, c; Marín, 1984; Paneque, 1987).

Delannoy y Guendon (1986), Lhénaff, (1986) y Delannoy (1987), han descrito los principales elementos morfológicos de la zona cimera de la Sierra de las Nieves (s.s.). La parte central está desfondada por depresiones cerradas, que drenan por sumideros y en su periferia por vallecitos secos, los cuales desembocan en la cabecera de barrancos profundos de la vertiente meridional y oriental de las Nieves, revelando una larga y compleja historia cárstica. En estos terrenos, prácticamente los únicos depósitos superficiales son materiales arcillo-síceos de color amarillo, muy abundantes en el centro de las depresiones y de los vallecitos y en los rellanos intermedios de las vertientes. Los lapiaz cubiertos por estos materiales suelen ser característicos de los de evolución bajo cubierta.

Por consiguiente, de los procesos antiguos de la meteorización de esta parte de la Sierra de las Nieves se conservan formaciones arcillosas que representan «los restos –*in situ* o removidos– de un viejo manto de alteración que habría recubierto verdaderamente casi toda la zona cimera de las Nieves» (Delannoy y Guendon, 1986).

Este manto ha sido después erosionado, transportado y acumulado en las depresiones. Los citados autores se preguntan si las ocupaciones humanas –muy antiguas–, con explotaciones intensivas del bosque, no serían responsables de una parte de estas

erosiones y, en particular, de las incisiones actuales sobre el esqueleto mineral de la Sierra (Delannoy, 1987; Ceballos y Vicioso, 1933).

En la vertiente meridional de la Sierra del Pinar de Grazalema, cerca de la cresta del Torrejón-San Cristóbal, se reconocen Suelos rendsiniformes y Suelos pardos con mull, sobre materiales arcillosos de color amarillo ocre hasta pardo rojizo, que parecen corresponder a sedimentos de *terra fusca* y de *terra rossa*. Hacia la base del monte, por encima de la carretera a Grazalema, los yacimientos de *terra rossa* son muy patentes. También en la vertiente septentrional, a una altura próxima a los 1.600 m, en la Garganta de Mostazales, existen algunos suelos Rendsiniformes, muy húmíferos, con horizontes A/C₁. El complejo de alteración de estos suelos parece estar relacionado con sedimentos de *terra rossa* de las crestas cársticas. En la composición mineralógica de la fracción arcilla del horizonte de transición a la roca, aparece illita como mineral dominante y, además, caolinita, illita-vermiculita y cuarzo (González Fernández, 1983). Otros sedimentos de esta naturaleza vuelven a aparecer en algunas terrazas pequeñas de los Arroyos del Pinar, en la base del macizo y en otras zonas próximas (Paneque, 1987).

En la vertiente sur-occidental de la Sierra de las Nieves (s.s.), sobre calizas Rhetio-liásicas y mármoles existen yacimientos de *terra rossa* rellenando huecos y hendiduras de las rocas, y también bajo Rendsinas húmíferas y Suelos pardos cálcicos, policíclicos, en un encinar aclarado y monte bajo, a una altitud aproximada de 1.000 m. Al sur del Llano de la Nava, esta vegetación entra en contacto con la parte baja del Pinsapar de Parauta, y los sedimentos de suelos rojos sobre caliza son sustituidos en esta parte, fundamentalmente, por Rendsinas.

En suelos de diversos abetales mediterráneos, sobre calizas duras meteorizadas, a profundidades comprendidas entre 40 y 70 cm, se han descrito (Marín et al., 1983, 1985a, b, c; Marín, 1984) materiales arcillosos, prácticamente descarbonatados, de color pardo oscuro (7,5 YR) o pardo rojizo oscuro (2,5 YR), con valores de pH entre 6,8 y 7,2 y C.I.C. entre 45 y 60 meq/100 g, en el Rif (Plaza de España), en Cilicia, y en Grecia (Vitina y Kalamata); a altitudes comprendidas entre 1.300 y 1.700 m. Sobre estos materiales se encuentran Suelos calci-magnésicos muy húmíferos, de tipo Rendšina, Suelos empardecidos y hasta Suelos fersialíticos rojos, que pudieran estar relacionados con sedimentos de *terra rossa*.

5. CAPAS ORGÁNICAS Y HORIZONTES DE HUMUS

Una de las características importantes de los suelos bajo pinsapos –y también bajo otros abetos mediterráneos–, es su formación preferente sobre calizas (calizas duras, calizas dolomíticas), dolomías y rocas metamórficas ricas en calcio y en magnesio, o en magnesio.

Por otro lado, en los ambientes de montaña de clima frío y húmedo, los procesos de mineralización y humificación de la materia orgánica (M.O.) están retardados. Al mismo tiempo, la presencia de caliza activa y la riqueza en calcio procedentes de

la alteración de las rocas mencionadas, ejercen una estabilización de los productos de la degradación de la M.O. En tales condiciones se forman *Suelos calcimagnésicos*, más o menos ricos en humus poco evolucionado. Para que esto ocurra se requiere, además, que se garantice un aporte importante de calcio; y que la disolución de la caliza no libere cierta cantidad de residuo silicatado (arcilla) con hierro, porque en estas últimas condiciones se favorece la formación de un humus mull mesotrófico, típico de *Suelos pardos* en los que no se produce una acumulación de M.O. (Duchaufour, 1984).

Es evidente que la diversidad de sitios o estaciones comprendidos a altitudes entre 1.000 y 2.000 m —considerando conjuntamente la Serranía de Grazalema y la Sierra de las Nieves—, afectados además de por la altitud por cambios en los materiales geológicos, por la orientación de los terrenos, por las condiciones de agua, etc., la evolución a largo plazo de la M.O. debe estar ligada también al tipo de vegetación.

No obstante, conviene destacar que una de las características de los suelos de montaña formados sobre calizas es su gran variabilidad, debido a la importante influencia que ejercen los factores locales. Por ello, en la Serranía de Grazalema se encuentran principalmente *Litosuelos*, *Protosuelos* y diversos suelos de pendiente. Existen también *Suelos rojos* relictos rellenando huecos y hendiduras de rocas, *Suelos pardos* sobre calizas, areniscas, margas, derrubios coluviales, etc. Todos ellos muestran como carácter general, más o menos acusado, el constituir formaciones aisladas y pedregosas (C.E.B.A.C, 1965; Corral et al., 1980; Paneque, 1987).

Diversos estudios pusieron de manifiesto una acidificación progresiva de estos suelos con la altitud y su exposición septentrional; la falta de horizontes de enriquecimiento en caliza o la profundización del frente de decarbonatación; y, sobre todo, la incorporación débil de la M.O. a la materia mineral (M.M.) y otros rasgos morfológicos y químicos de los suelos de estos peculiares ambientes naturales (Corral et al., 1980; Benítez et al., 1982, a, b.; Mérida, 1983; González Fernández, 1983; González Fernández et al., 1984; Mérida, 1983; Mérida et al., 1984, a, b.; 1986, a, b.).

Para un mejor conocimiento de los suelos de pinsapares y de otros ecosistemas relacionados, iniciamos en 1979 un estudio de suelos representativos de bosques de abetos y cedros de montañas circunmediterráneas, en algunas de las áreas que Barbéro y Quézel (1975) habían referido en el trabajo homenaje al Profesor Rivas Goday, en su 70º aniversario.

El estudio morfológico y químico del humus que se forma en suelos bajo abetos de montañas circunmediterráneas se puede resumir parcialmente del modo siguiente.

A una profundidad variable, aproximadamente de 20 a 40 cm desde la superficie, se encuentra un conjunto de capas orgánicas, L, F y H (Pritchett, 1979), que corresponde a un humus mor cálcico o moder (Kubiena, 1953; Paneque, 1978, 1987; Duchaufour, 1984; Berthelin y Toutain, 1987). Dichas capas contienen, en gran medida, materia orgánica (M.O.) original, más o menos transformada por procesos fisicoquímicos y biológicos, y cierta proporción de sustancias húmicas (S.H.). Estos

dos amplios grupos de compuestos orgánicos del suelo más superficial participan, a su vez, en el sistema de la materia orgánica (S.M.O.) del conjunto del perfil, en el que interviene, además, un moder o mull carbonatado en profundidad (Kubiena, 1953).

Refiriéndonos de nuevo a los componentes orgánicos, fundamentalmente restos vegetales (R.O.V.) de las capas superficiales, éstos evolucionan a un humus tangel (n.f.), descrito por Kubiena (1953) en suelos de los alpes (austríacos) sobre calizas, y en suelos de las altas montañas españolas (Guadarrama, Sierra Nevada) sobre rocas silicatadas.

En los suelos forestales de la Serranía de Grazalema, una «tipovergencia» hacia humus tangel fué descrita y estudiada por nosotros (Corral et al., 1980; Benítez et al., 1982, a,b; Mérida et al., 1982). Desde entonces se estableció que bajo bosques naturales de *A. pinsapo* Boiss. se encuentran, en altitudes del orden de los 1.000 m y más, formas de suelos, que corresponden a diversos grupos, con un tipo particular de humus. Posteriormente, la tipovergencia a tangel y la variabilidad de este humus en suelos bajo abetos de montañas circunmediterráneas fué estudiada por Marín, 1984; Marín et al., 1983, 1985a, b, c.

La información disponible permite mostrar, resumidamente, que las capas orgánicas de suelos bajo abetos mediterráneos contienen 20% de C_T carbono orgánico total, 0,8% de N_T nitrógeno total y una relación C/N de 25; el pH en H_2O es de 6,2 y en CIK 5,7. El Ca^{++} de cambio es del orden de 40 meq/100 g, el Mg^{++} de 6 meq/100 g y la suma de las bases cambiables S es del orden de 50 meq/100 g. La capacidad total T de intercambio catiónico (C.I.C.) es de 70 meq/100 g y el grado de saturación en bases V del complejo de cambio, para el conjunto de capas, es del 68%.

Por consiguiente, el horizonte superior de los suelos bajo abetos mediterráneos posee aproximadamente un 40% de materia orgánica, tiene una relación C/N moderadamente alta y es de pH ligeramente ácido, tal como se había mostrado para los suelos bajo pinsapos en Grazalema (Mérida et al., 1982; Mérida, 1983).

Las características macro y micromorfológicas y los valores de los parámetros químicos de estas capas y horizontes del perfil muestran una importante variación con la profundidad. En efecto, el carbono total, C_T , el carbono del extracto C_{EX} y el carbono de los ácidos húmicos C_{AH} , el de los ácidos fúlvicos C_{AF} y el de la humina C_H (carbono no extractable, por la mezcla de $Na_4P_2O_7 + NaOH$, según el método de Kononova y Bélchikova (1961)) decrecen significativamente desde las capas L, F y H a los horizontes A, B, C_1 . Así mismo, existe una notable disminución del % de carbono del extracto C_{EX} desde las capas superficiales a los horizontes subsuperficiales y profundos, los horizontes mineral-orgánicos (A_1) y minerales (B y C). Sin embargo, el nivel o grado de extracción de sustancias húmicas C_{EX}/C_T aumenta desde 23 a 46%.

Los ácidos húmicos predominan sobre los fúlvicos y ambos disminuyen con la profundidad, pero lo hacen más fuertemente los húmicos, por lo que la relación C_{AF}/C_{AH} , del orden de 0,6 en superficie (L) es más de 1,5 en profundidad (B). Muy interesante es la alta proporción de carbono que permanece sin ser extraído por la solución de pirofosfato sódico y sosa en las capas L, F y H.

Los estudios de correlación lineal de los valores del fraccionamiento de la materia orgánica de los suelos bajo abetos mediterráneos muestran, como era lógico esperar, que todas las fracciones de carbono están correlacionadas entre sí con alto nivel de significación (99,9%), destacando las correlaciones más altas entre C_T y C_H ($r=0,991^{***}$), C_{EX} y C_{AH} ($r=0,985^{***}$) y C_{EX} y C_{AF} ($r=0,957^{**}$) (Marín, 1984).

Los resultados confirman que las capas superficiales de M.O. representan parte importante del material original de las sustancias húmicas (S.H.) de aquéllas; la rápida polimerización (policondensación) de los precursores o sustancias prehúmicas en ácidos húmicos en superficie (sobre todo en F); y la mayor proporción de ácidos fúlvicos en los horizontes mineral-orgánicos profundos.

Asimismo, se comprueba que en los suelos bajo abetos mediterráneos la extractabilidad del carbono ($C_{EX}/C_T - C_{EX}$) toma un valor medio más alto (0,64) en Ah que en el resto de los horizontes (0,4-0,5). Que el nivel o tasa de extracción C_T/C_{EX} se encuentra correlacionado negativamente con C_T , C_{AF} y sobre todo con el carbono dado globalmente como de humina C_H , con el contenido en nitrógeno total N_T y con la relación C/N carbono:nitrógeno.

Las características morfológicas y los resultados del análisis general y del fraccionamiento del carbono de los suelos bajo abetos de montañas circunmediterráneas de Marruecos, Argelia, Turquía y Grecia vinieron a confirmar los encontrados en suelos bajo pinsapos (Mérida et al., 1982).

La composición elemental y los grupos funcionales de ácidos húmicos de horizontes característicos de seis perfiles de suelos bajo abetos mediterráneos pueden resumirse del modo siguiente:

Los contenidos medios en Carbono son superiores a 60%, variando con la profundidad de las muestras en el perfil; los de Hidrógeno se sitúan entre 3 y 5%, correspondiendo los valores más altos a los ácidos húmicos extraídos de las capas L. Los de Nitrógeno son relativamente bajos, aproximadamente entre 1 y 2%, correspondiendo los valores más altos a los de los horizontes Ah. Los contenidos en Oxígeno elemental entran dentro de los límites considerados normales para los ácidos húmicos, encontrándose los valores medios entre 27 y 29%. Finalmente, son importantes las relaciones C/H, C/N y O/H, indicativas de ciertas características de los ácidos húmicos, tales como grado de condensación, aromaticidad, grado de oxidación, etc. (González Vila, 1974; Schnitzer y Khan, 1978; Marín, 1984).

En una Rendsina de tangel del pinsapar de Grazalema, el análisis elemental de los ácidos húmicos del perfil había proporcionado resultados comparables (Mérida, 1983). El % en Carbono toma valores entre 58 y 65%, superiores a los registrados en la bibliografía (Kononova, 1966; Dorado et al., 1972; Rodríguez Seoane et al., 1976; Schnitzer, 1977; Guerrero et al., 1979; Andreux, 1987). El % de Hidrógeno varía de 2,6 a 4,6% y el de Nitrógeno oscila entre 2 y 4%, dentro del margen reseñado en la bibliografía. Finalmente, el Oxígeno varía entre 28 y 37%, tal vez algo inferior a los normales en ácidos húmicos (Schnitzer, 1977; Andreux, 1987). El análisis de los datos muestra que al aumentar el contenido en %C, aumenta el %H ($r=0,7784^*$), aumenta el %N ($r=0,6853^*$) y disminuye el %O ($r=-0,9989^{***}$) (Mérida, 1983).

La distribución de oxígeno en grupos funcionales de ácidos húmicos de suelos bajo abetos mediterráneos permite señalar la siguiente secuencia general: $O_{OH\ FEN} > O_{COOH} > O_{C=O} > O_{OH\ ALC}$, mostrando los resultados experimentales que los grupos ácidos $-COOH$ y $-OH$ fenólicos representan más del 50% de los átomos de oxígeno (Marín, 1984; Andreux, 1987).

En la Rendsina de tangel del pinsapar de Grazalema, la acidez total de los ácidos húmicos muestra una correlación significativa con los OH fenólicos ($r=0,8377^{**}$), y no con los grupos $COOH$. Los OH totales son prácticamente del mismo orden en todo el perfil húmico, estando correlacionados con los valores de la relación O/H ($r=0,9836^{***}$). Los contenidos en OH alcohólicos son superiores a los citados por Felbeck (1965), Butler (1967) y Schnitzer y Khan (1972), y los de $C=O$, del mismo orden (Mérida, 1983).

La densidad óptica de los ácidos húmicos aislados de perfiles de suelos bajo abetos mediterráneos, aumenta con la profundidad, lo cual se interpreta como un aumento en la condensación del núcleo aromático.

También en los ácidos húmicos del suelo bajo pinsapos, en Grazalema, se pone de manifiesto el incremento con la profundidad del carácter aromático de los ácidos húmicos.

Los espectros de I.R. de los ácidos húmicos del perfil bajo pinsapos muestran características análogas a los de suelos de otros abetos mediterráneos. La banda ancha con un máximo de absorción a $3.400\ cm^{-1}$, presente en todos los espectros, alcanza su mayor intensidad en los de la capa Fr, inmediatamente por debajo de la hojarasca nueva y alterada (Ln y Lv); indica la presencia de OH que vibran en un amplio rango de energías (Bellamy, 1975).

A $2.920\ cm^{-1}$, y a $2.850\ cm^{-1}$ con menor intensidad aparecen en los espectros efectos debidos a componentes alifáticos, más intensos y ampliamente representados los primeros en los ácidos húmicos de los horizontes mineral-orgánicos y minerales. Como se expone en otro sitio, el humus del horizonte A_1 (ó Ahh) es un mull calizo, biológicamente activo, en el que los ácidos húmicos están relativamente enriquecidos en componentes alifáticos.

La banda que aparece a $1.200-1.100\ cm^{-1}$, relativamente más intensa en los ácidos húmicos de los horizontes de mull, posiblemente se deba tanto a vibraciones de esqueletos alifáticos como a vibraciones de valencia $Si-O$, tal vez debidas a arcillas muy finas que escaparon de los tratamientos de purificación.

En los espectros de los ácidos húmicos del suelo bajo pinsapo aparece la doble banda característica a $1.700-1.600\ cm^{-1}$, de menor intensidad en las capas Fm, Hr y Hf. La banda a $1.700\ cm^{-1}$ se debe a vibraciones $C=O$ de grupos $COOH$ y $C=O$ de cetonas alifáticas, y la correspondiente a $1.600\ cm^{-1}$ se asigna a vibraciones de enlaces aromáticos, COO^- , $C=O$ quinónicos y/o vibraciones de grupos $C=O$ conjugados con enlaces de hidrógeno (Mérida, 1983).

En los espectros de los ácidos húmicos de las capas orgánicas del suelo del pinsapar, como en los de otros suelos bajo abetos mediterráneos, a $1.500\ cm^{-1}$ aparece un pico muy pequeño que puede ser atribuido a núcleos bencénicos agrupados,

tipo naftaleno. A 1.450 cm^{-1} aparece una pequeña banda (capa L orgánica), un ligero hombro (capas orgánicas F y H) o un pico de escasa intensidad (horizontes Ah y A_1/C) que se explican por la absorción a dicha frecuencia de deformaciones en los enlaces C-H. Por consiguiente, se vuelve a comprobar un aumento de parte alifática en los ácidos húmicos de los horizontes profundos, y a veces también en los de superficie, del suelo bajo pinsapo tal como se aprecia en otras bandas (2.920 cm^{-1} , $1.200\text{--}1.100\text{ cm}^{-1}$), ya referidas (Mérida, 1983).

6. SUELOS CALCIMAGNÉSICOS DE LA SIERRA DEL PINAR

En la región mediterránea, los terrenos calizos y silíceos tienen especial repercusión en numerosos aspectos biofísicos de los territorios correspondientes. Por otro lado, en circunstancias adecuadas, una rápida y profunda alteración de la caliza bajo clima húmedo conduce a una descarbonatación del suelo y a una relativa acumulación de minerales silicatados; se libera hierro y disminuye el contenido en M.O. El suelo se empardece y se desarrolla un perfil de tipo A(B)C, poco humífero, con horizonte (B) bien desarrollado, característico de los *Suelos calcimagnésicos empardecidos*, una subclase de transición a la Clase de los *Suelos empardecidos* (Duchaufour, 1984).

Entre los *Suelos calcimagnésicos empardecidos* y los *Suelos de perfil AC, Rendzinas* (o Suelos calcimagnésicos humíferos) se ha construido (C.P.C.S., 1967; Duchaufour, 1984) una tercera subclase, la de los *Suelos calcimagnésicos muy humíferos*, con perfil A_1C o A_0A_1C (a veces $A_1(B)C$).

Como se mencionó anteriormente, bajo clima húmedo, fresco o frío, de montaña mediterránea, la descarbonatación del suelo está acelerada. A este respecto es extraordinariamente ilustrativo el gran desarrollo de procesos de carstificación en los macizos calizos béticos occidentales (Lhénaff, 1986; Delannoy y Guendon, 1986; Delannoy, 1987) y en otras montañas circunmediterráneas (Marín, 1984). Por otro lado, como también se ha indicado, las características climáticas de estas zonas frenan la descomposición de la M.O. y provocan su acumulación en el perfil.

Diversos estudios realizados en la Sierra del Pinar de Grazalema y su entorno (Corral, 1978; Corral et al., 1980; 1985; González Fernández, 1983; Mérida, 1983) han puesto de manifiesto que los *Suelos calcimagnésicos* son los más ampliamente representados. No obstante, la diversidad de factores que han intervenido en la morfología de los macizos béticos occidentales, expuestos con anterioridad; la elevación general de los terrenos, el carácter occidentado de éstos, etc., determinan que ciertas características de la estación -exposición, pendiente, erosión, pedregosidad, etc.-, puedan modificar el proceso de acidificación de los suelos e impedir la formación de agregados húmico-arcillosos e incluso afectar los procesos de humificación.

Aún teniendo presente la influencia que determinadas propiedades de la estación pueden ejercer sobre los suelos de montaña, el escalonamiento de éstos se puede seguir por el del los tipos de humus climáticos, lo cual permite caracterizar los sue-

los análogos de altitud sobre rocas diferentes. Esto es importante, a nuestro juicio, porque puede contribuir a explicar cierta indiferencia respecto al sustrato geológico de algunas plantas, cuando realmente se encuentran en *suelos análogos*. Lógicamente, un estadio avanzado de degradación del suelo repercute sobre el nuevo tipo de vegetación, dependiente más del sustrato mineral y del horizonte de alteración; en definitiva, de las nuevas características químicas, físicas y biológicas. Por otro lado, en ambientes forestales de montaña mediterránea, la variabilidad espacial, tanto lateral como en profundidad de los suelos es grande, por lo que a veces resulta difícil definir de manera inequívoca cada piso bioclimático por un tipo de suelo o de humus.

Duchaufour (1984), siguiendo criterios de edafólogos forestales europeos, resume del modo siguiente algunos aspectos que relacionan los factores bioclimáticos generales y el escalonamiento de los suelos, en especial sobre calizas margosas. El *piso montañoso*, cuya vegetación climática es un bosque mixto de resinosas y frondosas, está caracterizado por un *mull* espeso, rico en M.O. bien incorporada. Los suelos climáticos sobre caliza son *Suelos empardecidos* o *Suelos calcimagnésicos empardecidos*, «*melanizados*».

En el *piso subalpino*, donde predomina el bosque de resinosas con ericáceas, se desarrollan los tipos de humus *moder*, *mor cálcico* (tangel) y *mor ácido*. Los suelos están fuertemente acidificados (*Suelo ocre*) y se forman hasta verdaderos *Podsoles*, incluso sobre *terra fusca*.

En el *piso alpino*, bajo el césped que sustituye a las formaciones forestales, diversos factores (mayor eficacia de las radiaciones, materia vegetal más rica en nitrógeno, etc.) determinan que se forme un humus biológicamente más activo que el de los pisos anteriores, del tipo *mull-moder* de *Suelos pardos humíferos* o *Suelos litocálcicos humíferos*.

Sobre las calizas duras, el escalonamiento de los tipos de humus climáticos es difícil poner de manifiesto por la diversidad de características que influyen, a las que hemos hecho alguna referencia. Con el aumento de la altitud, los tipos de humus que se suceden son *mull*, *moder* y *mor*. No obstante, el *mull* característico del *piso montañoso* no se encuentra sobre fragmentos de calizas duras sin tierra fina, en especial, sin arcilla; en estas circunstancias, el humus que caracteriza la estación es un *moder*, como se puede apreciar bien en algunos terrenos cársticos de Grazalema y Sierra de las Nieves.

En las zonas calizas pedregosas, con relieves accidentados, pobres en elementos finos, los suelos son totalmente diferentes a los que se desarrollan en dolinas rellenas de tierra limo-arcillosa, más o menos rubificada, de aporte; o sobre sedimentos arcillosos de alteración química de la caliza, conservados en plataformas (Delannoy y Guendon, 1986). En las dolinas y «*poljes*» los suelos son más ácidos y más pobres en M.O. que en cárst abiertos, con fácil drenaje. En dolinas cerradas, con drenaje impedido, se forman suelos hidromorfos que evolucionan hacia *Stagnogley* (Duchaufour, 1984).

Suelos en zonas con características medioambientales y morfología semejante a las mencionadas anteriormente, también en montañas calizas de clima húmedo, se han descrito macro y micro-morfológicamente y se han caracterizado analíticamente (Corral, Bellinfante y Paneque, 1980; Benítez et al., 1982; Mérida et al., 1982; González Fernández, 1983; Mérida, 1983; Marín, 1984;; Marín et al., 1985). Los suelos de la Sierra del Pinar de Grazalema han sido objeto de especial interés en diversos estudios, dada la originalidad de su vegetación y de otras características medio-ambientales (C.E.B.A.C., 1965; Corral Bellinfante y Paneque, 1980; Corral et al., 1985; Delannoy y Díaz del Olmo, 1986; Paneque, 1987). La información edafológica disponible permite mostrar la siguiente secuencia de suelos y de las características generales de los mismos con la altitud, en la vertiente septentrional de la Sierra del Pinar.

Entre 800 y 1.000 m, con una pendiente en la parte baja de la vertiente, en general, menor del 20%, se han reconocido suelos de perfil A B C₁, con una profundidad del horizonte A de 30 cm, y otros suelos sobre derrubios calizos que se encuentran bajo un bosque mixto de encinas, quejigos y pinsapos, como el perfil situado por encima del Arroyo de la Higuera, a 960 m de altitud; se desarrollan sobre sedimentos coluviales de caliza dolomítica, con materiales de tamaño diverso. Las capas holorgánicas L y F del citado perfil de tipo A B C₁ tienen un espesor de 12 cm, y los horizontes Ahh de 24 cm. Estos horizontes mineral-orgánicos contienen de 16 a 20% de M.O. y aproximadamente 0,4% de nitrógeno total; en ellos la relación C/N es 26, el pH en H₂O 7,6 y los contenidos en arcillas se sitúan entre 24 y 26%.

El perfil es muy pedregoso y el agua percola fácilmente a través del mismo. Los horizontes B₁ y B₂ contienen en la fracción tierra fina 32 a 34% de arcilla y sus colores en húmedo son, respectivamente, pardo (10YR 4/3) a pardo amarillento (10YR 5/4); la estructura poliédrica, media, está poco desarrollada y ambos horizontes son adherentes, plásticos, firmes y duros; tienen un pH próximo a 7,5, de 15 a 17% de carbonatos y una saturación (V) del complejo de cambio relativamente baja (36-47%), si bien la C.I.C. (T) es moderadamente alta (64-74 meq/100 g). Se trata de un *Suelo pardo* (Tierra parda), con cierto *lavado* de coloides. Los suelos de este nivel se correlacionan con, a) *Rendolls* eutrochrepticos y *Eutrochrepts* líticos y rendólicos (S.S.S., 1975) y b) *Cambisoles* (eútricos, húmicos y calcáricos) (FAO-Unesco, 1989).

Entre 1.000 y 1.200 m, bajo quejigos y pinsapos –fundamentalmente–, sobre las calizas dolomíticas liásicas, en terrenos con pendiente de 20 a 30%, se han reconocido suelos de perfil A₀A₁(B)C₁ y otros A₀A₁C₁ (Suelos humo-calizos) en los que la profundidad de las capas A₀(L, F y H) es aproximadamente de 30 cm, teniendo los horizontes A₁(Ahh + Ahu) otros 30 cm. El perfil A₀A₁(B)C₁ corresponde a un *Suelo* (calcimagnésico) *pardo calizo* «melanizado» con capas superficiales (A₀) ricas en M.O. (aproximadamente, 50%) y con un humus mull calizo (a profundidad de 30 a 60 cm), de pH 7,8, razón C/N entre 15 y 16, que contiene 25% de carbonatos y 22% de arcilla; su C.I.C. es moderada (T, 65 meq/100 g) y el grado de saturación en bases (V) aproximadamente del 70% (Corral et al., 1985). Se correlacionan con, a) *Rendolls* (eutrochrepticos y líticos) y *Eutrochrepts* (crendólicos); b) *Leptosoles* (rendzínicos y eútricos).

Entre 1.200 y 1.400 m, en terrenos extraordinariamente pedregosos, con pendientes comprendidas entre 30 y 50%, y bajo pinsapos, se encuentran suelos de perfil A_0C_1 (Suelos humo-calizos), $A_0A_1C_1$ y $A_1(B)C_1$ (Suelo pardo calizo) cuyos horizontes A_1 tienen una profundidad del orden de 40 cm, como el perfil situado en el Canuto de los Mostazales, a 1.250 m de altitud, por encima de la Piedra Gorda del Camino del Pinsapar. Este es una *Rendsina* (humífera), con 16 a 36% de M.O. en A_0 (capas superficiales $L_n + L_v$, F), que tiene en todos los horizontes carbonato cálcico equivalente (8 a 40%), si bien el pH es prácticamente neutro. Los horizontes A_1 poseen de 2 a 10% de M.O., la razón C/N es de 10 y la textura arenosa (60% de arena, 10 a 18% de arcilla). La C.I.C. es moderada (T, 35-55 meq/100 g) y el grado de saturación en bases (V) del complejo de cambio es relativamente alto (65-80%). Estos suelos son, fundamentalmente, a) *Rendolls* (típicos, líticos y eutrochrepticos); b) diversos *Leptosoles* y *Cambisoles*.

Por encima de 1.400 m, bajo pinsapos más o menos aclarados, en terrenos muy pedregosos —a veces prácticamente enlosados con calizas duras—, los suelos son de perfil $A_0A_1A_1/C_1$ y contienen piedras abundante. En estos suelos la profundidad de $A_0 + A_1$ puede alcanzar más de 80 cm, de los cuales 60 cm corresponden al horizonte A_1 (Ahh), y unos 20 cm a las capas superficiales L, F y H, con 30 a 60% de M.O. A partir de los 10 cm superiores la biología del suelo es muy abundante y variada. A 80 cm de profundidad, las raíces laterales del pinsapo tienen un gran desarrollo.

La razón C/N en la capa L es 24, mientras que en las restantes (F,H) y Ahh está comprendida entre 11 y 15. En estos últimos horizontes los pH son próximos a 7, los contenidos en carbonatos del 50% y la fracción tierra fina posee 53% de arena y aproximadamente 30% de limo. La C.I.C. en el horizonte Ahh(A_1) mineral-orgánico es (T) de unos 35 meq/100 g y el grado de saturación en bases del complejo de cambio (V) es del orden de 60%, mientras que en las capas superficiales está comprendido entre 85 y 97%. Se trata de *Suelos humo-calizos* (Suelos carbonatados modales), sobre derrubios altos, por debajo del paredón de El Torrejón, posiblemente fijados desde antiguo (González Fernández, 1983; Mérida, 1983; Corral et al., 1985; Paneque, 1987).

Finalmente, muy cerca del Torrejón, en la parte alta de la Garganta de Mostazales, se encuentran suelos de perfil $A_0A_1A_1/C_1$, a veces muy orgánicos y profundos, sobre derrubios fijados en pequeñas plataformas horizontales. La capa L + F puede tener un espesor de 15 cm (A_0); H + Ah (A_1), 80 cm y Ah/ C_1 , más de 35 cm. En la capa superior, de 15 cm de profundidad, el contenido en M.O. es del 60%, desciende a 40% en los 50 cm siguientes y a 25%, aproximadamente, en los restantes 65 cm. La razón C/N de 22 en superficie desciende a 16 en los horizontes Ah, mientras que el pH aumenta de 6,5 a 7,4 y los carbonatos de 14 a 18%. El color en húmedo es (5YR 3/3) pardo rojizo oscuro, la textura areno-limo-arcillosa, la C.I.C. (T) elevada (80 a 132 neq/100 g) y el grado de saturación en bases (V) entre 40 y 60%. Son también *Suelos (calcimagnésicos) humo-calizos* (Suelos carbonatados modales), muy ricos en M.O., profundos y pedregosos, con ciertas características de los suelos turbosos de montaña muy lluviosa y húmeda. Los suelos de este nivel se correlacionan con, a)

Rendolls (eutrochrépticos y típicos), *Haplumbrepts* y *Tropofolists* (típicos y líticos); b) con *Leptosoles* y diversos suelos ricos en materiales orgánicos, incluyendo *Histosoles* fólicos.

7. RENDSINA DE TANGEL (n.f.) Kubiena 1953, DEL PINSAPAR DE GRAZALEMA Corral, Espino, Mérida y Paneque 1988.

Las características de la vertiente septentrional de la Sierra del Pinar concuerdan edafogenéticamente con la sucesión de suelos expuesta anteriormente.

La fuerte pendiente del pliegue anticlinal que termina en la cresta donde se asientan las alturas máximas (El Torrejon (1654)-San Cristóbal) crea unos terrenos muy empinados y pedregosos (torreteras, cañadas, canchales) hasta prácticamente la mitad del desnivel de la Sierra; esto es, aproximadamente hasta una altitud de 1.200 m, cota que se alcanza por encima del antiguo camino de herradura que, desde Banamahoma cruzando el Pinsapar, lleva a Grazalema.

Estudios recientes sobre suelos forestales de la Serranía de Grazalema y otros representativos de los pisos supramediterráneo y montañoso mediterráneo con abetos y cedros, o con abetos y pinos, a los que a veces se asocian *Quercus* sp., han puesto de manifiesto una marcada tipovergencia hacia tangel de las formaciones húmicas correspondientes (Mérida et al., 1982; Marín et al., 1983, 1985 a,b,c; Marín, 1984).

Tangel es una forma de humus terrestre que fué descrita micromorfológicamente por Kubiena (1953, 1970). La formación de este humus presupone la existencia de un mull rico en humus o moder mulliforme, sobre los que se desarrollan, en los bosques subalpinos abiertos o en la región del sotobosque alpino, sobre rocas calizas, plantas que favorecen la acumulación de grandes masas de restos vegetales ricos en fibras, algo similar en apariencia a las capas de humus bruto. No obstante, ambas formaciones húmicas son diferentes. Ceballos y Vicioso (1933), describiendo el dominio del *Abies pinsapo* Boiss. en la región malagueña, indican que corresponde al *Piso mediterráneo húmedo*, y que, en las condiciones ecológicas que ellos consideraban, «el pinsapar puro e intacto debe estar constituido por un fustal elevado y denso, bajo el cual se forme espesa capa de humus, recubierta por una alfombra de agujas muertas y restos de las piñas, muy propicia para recoger la abundante diseminación de la masa».

Según Kubiena (1953, 1970), el desarrollo de la forma de humus tangel, sobre dolomías o calizas a altitudes de 700-900 m, está determinado fundamentalmente por una cubierta vegetal densa de *Erica carnea* bajo los bosques de *Pinus nigra* de Viena. A esta planta, y a otras que tienen un efecto similar sobre el desarrollo del suelo, las llama plantas de tangel, término campesino de la región utilizado para designar la clase de residuos de hojas acumulados en las capas superficiales, fundamentalmente con formas de agujas. Entre ellas las principales son *E. carnea*, *Rhododendron hirsutum*, *Juniperus communis*, *Pinus mugho*, etc. Una característica de las plantas

de tangel es que son plantas de humus, esto es, se desarrollan en capas de humus previamente formadas. La Rendsina de tangel de los bosques citados tiene el siguiente perfil: L, A_F, A_H, Ca, Ca/C, C, siendo L la capa de hojarasca, A_F el horizonte o capa de tangel y A_H la capa de mull (Kubiena, 1970).

Aparentemente esta morfología de la Rendsina de tangel no corresponde con la descripción que hace en las Claves Sistemáticas (Kubiena, 1953), donde se indica que debajo de la förna (horizonte A₀₀) se encuentra la capa de tangel (horizonte A₀), constituida por restos vegetales poco descompuestos y en parte también por interposiciones de excrementos animales, de 8-40 cm, y pasa progresivamente a un horizonte A₁ humificado, rico en sustancia mineral (Perfil: A₀₀, A₀, A₁, Ca, Ca/C, C₁, C₂).

Para Babel (1975), el tangel es una forma de humus complejo con rasgos de humus bruto y de mull o moder mulliforme. Sin embargo, la capa de transformación (de los restos vegetales) muestra una formación característica que hace necesario considerarla como una forma de humus distinta. En ella es fundamental, aparte de su notable espesor, el estar constituida por residuos vegetales ligeramente desintegrados en los cuales se entremezclan agregados minerales.

Según Kubiena (1953, 1970) y Babel (1975) la capa de desintegración de los restos orgánicos (capa de tangel), no pasa abruptamente sino de manera gradual al horizonte mineral orgánico denominado, según Kubiena, H, A_H, ó A₁. Babel (1975) indica que en el tangel una capa holorgánica de sustancias húmicas está sólo presente en las formas oligotróficas o distróficas. Tal capa debería corresponder a un horizonte H. Por consiguiente, las Rendsinas de tangel, dependiendo de la forma de humus del horizonte mineral-orgánico (mull o moder mulliforme) y de su naturaleza (eutrófico, oligotrófico, distrófico) podrían mostrar diferencias en la morfología del perfil. Y puesto que existen transiciones entre las formas de moder semejante a humus bruto y moder mulliforme (Babel, 1975), se estimó conveniente para describir perfiles de suelos forestales de montañas mediterráneas (Benítez et al., 1982 a, b), seguir criterios de Babel dividiendo el perfil en subhorizontes cuya definición se basa fundamentalmente en la macromorfología (Paneque, 1978, 1987; Mérida et al., 1982; Mérida, 1983; Marín et al., 1983; Marín, 1984).

Para el estudio morfológico de la Rendsina de tangel del Pinsapar de Grazalema (Corral et al., 1988), con motivo de la celebración del 50º aniversario de la publicación del primer tratado sobre micromorfología (Kubiena, 1938), se seleccionó el perfil Nº 8 descrito en Benítez et al. (1982). Asimismo, la citada publicación contiene los resultados de las determinaciones analíticas generales (C_T, N_T, C/N, pH (H₂O), CO₃⁼ (variables 1 a 5); los del complejo de cambio Ca²⁺, Mg²⁺, K⁺, Na⁺, T, T-S, V (6-12); los macronutrientes asimilables (Ca, Mg, K, P (13-16), y los datos del fraccionamiento del carbono (C_{EX}, C_{AF}, C_{AH}, C_H, C_{AF}/C_{AH}, C_{EX}/C_T, C_{EX}/C_T-C_{EX} (variables 21 a 27).

Los contenidos en micronutrientes asimilables (Fe, Cu, Zn, Mn, (17-20); y el análisis elemental (%C, H, N, O (28-31), la determinación de grupos funcionales (acidez total, COOH, OH totales, OH fenólicos, OH alcohólicos, C=O (32-37); y los datos de extinción óptica de los ácidos húmicos (E₄₆₅, E₆₆₅, E_{4/6}, E₁₄/E₀·100, Δ log K (32-42), figuran en Mérida, 1983.

Finalmente, las características micromorfológicas (variables 43 a 56) que se incluyen en la matriz de datos para el estudio estadístico (56 variables) se codificaron a partir del análisis de los horizontes del perfil en lámina delgada (Kubiena, 1938,1953; Altemüller, 1962; Bouma, 1969; Bullock et al., 1985). Un tratamiento estadístico de toda la información se realizó mediante el análisis cluster (P1M y P2M), del BMDP (1985).

En resumen, el perfil está representado por una serie de capas u horizontes que corresponden a la secuencia general L, F, H, A, (Kubiena, 1953, 1970) siendo posible la subdivisión de ellas (Babel, 1975; Paneque, 1978).

En el aspecto microestructural, las capas más superiores presentan una acumulación sensible de residuos vegetales en estado de preservación moderado. Son fundamentalmente trozos de acículas, de raíces, de tallos, de semillas y hongos. Se distribuyen generalmente al azar, si bien hay zonas donde puede observarse un patrón de disposición paralelo a la superficie del suelo. Su deterioro se debe fundamentalmente al ataque de la microfauna y de hongos. A lo largo del perfil estos residuos disminuyen en proporción al resto de los componentes y aumenta su estado de deterioro. En las capas más profundas, por lo general, sólo restos de raíces y de algún tejido más resistente es lo que en materia orgánica gruesa puede observarse.

Conjuntamente existen agregados, que son esferoidales en los horizontes más superiores, esferoidales y de tipo bloque en proporciones semejantes en los horizontes intermedios, y con claro predominio de los de bloque sobre los esferoidales en los horizontes H y A. En todo el perfil el grado de agregación es fuerte y el grado de acomodación está en función del tipo de agregados. No acomodados los esferoidales y parcialmente acomodados los de bloque. Estos agregados se distribuyen al azar, sin ningún patrón claro de disposición, dando con ello lugar a un sistema de huecos de empaquetamiento compuesto. Los agregados están constituidos por granos minerales de calcita y dolomita, materia orgánica amorfa y restos de materia vegetal gruesa y fina.

Para el estudio estadístico se seleccionaron las siguientes características: 1.1.1. Origen de los órganos vegetales (O.O.V.); 1.1.2. Frecuencia O.V. (F.O.V.); 1.1.3. Grado de preservación O.V.(G.P.O.V.); 1.1.4. Opacidad O.V.(O.P.O.V.); 1.2.1. Frecuencia de tejidos vegetales (F.T.V.); 1.2.2. G.P.T.V.; 1.3.1. Frecuencia de materia orgánica fina; 2.1.1. Frecuencia de granos minerales sueltos; 2.2.1. Grado de alteración agregados minerales; 3.1.1. Frecuencia de huecos interagregados; 3.2.1. Frecuencia de huecos intraagregados; 4.1.1. Frecuencia de agregados granulares; 4.2.1. Frecuencia de agregados migajosos; 4.3.1. Frecuencia de agregados bloques.

A dichas características, en la matriz de variables, se les asignaron unas referencias de procedencia, los porcentajes de frecuencia y del grado de alteración, referencias de opacidad, etc.

Como resumen del estudio estadístico, aplicando P1M, puede decirse que, las determinaciones de C_T y de las fracciones de carbono, la relación C/N y la apreciación de la frecuencia de órganos vegetales, del grado de preservación de tejidos vegetales, la frecuencia de granos minerales sueltos, así como la de agregados migajosos

y de huecos interagregados (porosidad de los agregados) son de todas las técnicas de análisis empleadas las que se agrupan con mayor grado de similitud y por consiguiente, las que en principio contribuirían por sí mismo o asociadas, a una mejor descripción operacional del perfil. Entre ellas poseen un peso importante las citadas determinaciones micromorfológicas. Esto pone de manifiesto el gran alcance de la metodología de Kubiena (1938, 1944, 1964), que le permitió profundizar en el campo de la sistemática de las formas de humus (Kubiena, 1953, 1970), y la importancia que pensaba podría tener la cuantificación de los rasgos micromorfológicos más destacados (Kubiena, 1967); y la aplicación al estudio del Sistema de la M.O. del S. de las técnicas histoquímicas (Kubiena, 1938), campo desarrollado posteriormente por su discípulo Babel (1975).

El P2M pone de manifiesto la gran similitud de los subhorizontes Ah (Ahh y Ahu) tanto si se analizan por variables químicas generales como bioquímicas, micromorfológicas, o por todas en conjunto. Usando las variables bioquímicas aparece clara también una similitud entre sí de los horizontes Ln y Lv, a los que se unen Fr, Fm (ambos subhorizontes de tangel) y Hr; mientras que Hf se une a Ahu y Ahh, y A₁/C a los dos grupos anteriores. El mismo programa aplicado a las variables (14) micromorfológicas muestra la mayor similitud entre los subhorizontes Ah (Ahu y Ahh), Hr, Hf y Fm por un lado (todos en un grupo), y la unión de Ln y Lv, y de Fr a los dos anteriores (en otro segundo grupo), apareciendo el horizonte A₁/C de transición a la caliza unido a ambos grupos a la mayor distancia. Usando variables químicas (generales y del complejo de cambio) o todas las variables, los resultados del P2M muestran pequeñas modificaciones en los agrupamientos anteriores. En general, se pone de manifiesto una mayor similitud de los subhorizontes de mull (Ah) y de sustancias húmicas (H), y en segundo lugar los de hojarasca L (Ln y Lv) con los de tangel (Fr y Fm).

Los trabajos de nuestro Grupo han venido a demostrar que en la Serranía de Grazalema (Cádiz) (Sierra del Pinar y Sierra de Zafalgar), existen suelos de perfil A₀ A₁ A₁/C₁ C sobre calizas dolomíticas del Lias, a unos 1.200 /1.400 m de altitud, con exposición Norte y fuerte pendiente, pedregosos y muy ricos en M.O., bajo el piso de vegetación del pinsapo, que se corresponden morfológicamente con la *Rendsina de tangel* de Kubiena (1953, 1970), y en los que es posible diferenciar macromorfológicamente subhorizontes L, F, H y A aplicando criterios de Babel (1975). Los horizontes de humus de otros suelos de esta Serranía muestran también una tipovergencia a tangel (Mérida et al., 1982), así como los de suelos bajo abetos o abetos y cedros de montañas circunmediterráneas (Marín, 1984).

Tal vez lo más peculiar de estos suelos de montañas circunmediterráneas de clima húmedo y subhúmedo bajo vegetación de coníferas, tanto sobre calizas como sobre materiales silíceos (MARIN et al., 1983), sea el desarrollo de un humus tangel de compleja estructuración y especial dinámica, al que corresponde importantes funciones en los correspondientes ecosistemas.

8. NUTRICIÓN MINERAL DEL PINSAPO

Es posible elaborar una primera aproximación a la nutrición mineral del pinsapo —que requiere futuras confirmaciones y estudios fisiológicos y bioquímicos—, en base a las más significativas características funcionales de los suelos en los que se desarrolla esta especie forestal.

Los trabajos realizados por nuestro Grupo, desde el campo de la Edafología y de la Química Agrícola, constituyen los primeros intentos de conocer algunas de las propiedades funcionales —que pudieran ser fundamentales— de la interfase entre el esqueleto geológico, puramente mineral y el entorno bioclimático del pinsapo: un medio complejo, muy estructurado y dinámico, soporte y sustento de la vegetación del pinsapar; un ambiente bien definido, matizado por el propio terreno y la vegetación.

No se conoce bien la contribución de algunas propiedades físicas de los suelos respecto al desarrollo de ciertos ecosistemas forestales exigentes en el mantenimiento de unos niveles de temperatura y de humedad en relación con los del entorno.

Características texturales, estructurales y de permeabilidad del suelo, influyen a través de la porosidad y de la consistencia en la penetrabilidad y en el desarrollo radicular (Guillet y Roviller, 1987; Bonneau y Lévy, 1987; Porta et al., 1994).

La porosidad desarrollada por las calizas duras fraccionadas y meteorizadas, y la proporcionada por otros componentes del suelo a través de estructuras elaboradas, interviene en su capacidad de almacenamiento y cesión de agua, e incide en otros aspectos de interés en la nutrición mineral y en la fisiología vegetal (Mengel y Kirkby, 1982; Mériaux, 1987). Así mismo, las capas superficiales orgánicas de tangel actúan como aislante térmico e impiden la pérdida de humedad.

El espesor total de suelo proporciona un volumen adecuado para la exploración de raíces y el desarrollo forestal. A este respecto, las raíces del pinsapo muestran una manifiesta adaptación a la pedregosidad y a la fuerte pendiente de los terrenos desde una etapa muy temprana de su desarrollo. Se ha comprobado que el crecimiento de la raíz del pinsapo es fundamentalmente lateral o radial; y que las raíces medias y finas laterales se desarrollan a diferentes profundidades y exploran todos los horizontes diferenciados en el perfil. Este, como se ha expuesto, manifiesta una marcada anisotropía en sus propiedades (Paneque, 1978; Pritchett, 1979; Mérida et al., 1982; González Fernández et al., 1984).

La morfología del perfil, que muestra un conjunto muy estructurado de capas y horizontes, es eficaz tanto en la retención de la humedad como en la infiltración del agua de lluvia y evacuación del exceso. En estos procesos, las características de los terrenos juegan un papel importante. Por todo ello, los suelos del pinsapar son húmedos y frescos, poseen una buena aireación, no muestran fenómenos de hidromorfismo y la respiración radicular se efectúa sin impedimento alguno.

No obstante, la interpretación correcta de las características físicas en la fertilidad de estos suelos es difícil por la acusada variación de las mismas, tanto lateral como en profundidad. Esto debe influir en el desarrollo selectivo y compensatorio

del sistema radicular del pinsapo, adaptado para explorar las capas y los horizontes diferenciados, según la fenología del suelo y las exigencias nutritivas en cada fase del ciclo anual del desarrollo de esta especie.

Duchaufour (1984), al tratar de los factores locales sobre la evolución de los Suelos calcimagnésicos de altitud, indica que sobre las «vertientes frías se instala, más o menos rápidamente, una vegetación forestal higrófila, favorecida por las reservas de agua almacenadas en estos suelos muy profundos. Esta vegetación -bosque de arces con escolopendra, en los Prealpes- está adaptada a la abundancia de caliza en el suelo y, sobre todo, a la movilidad del sustrato que, en esta fase, es inestable (Bartoli, 1962)».

La evolución del suelo continúa con la colonización de las pendientes superiores por la vegetación; hay una diferenciación mayor del perfil y si la acidificación en superficie es suficiente, la flora calcícola es sustituida poco a poco por una vegetación acidófila hasta que se forma un humus bruto débilmente ácido y rico en calcio de cambio (mor cálcico o tangel), sobre un humus mull subyacente (Kubiena, 1953, 1970; Duchaufour, 1984). El horizonte mineral-orgánico de mull retiene humedad y el clima del suelo se hace cada vez más frío y húmedo.

Aunque se habían expuesto con anterioridad algunas características de la fertilidad química de los suelos forestales de la Serranía de Grazalema, Mérida et al., 1986, b comentan objetivamente los contenidos en macro y micronutrientes de éstos.

Para los suelos estudiados se encuentra que el Ca y Mg asimilables se hallan correlacionados al 99,9% y de forma positiva con el pH, mientras que el K lo hace negativamente. El P asimilable (Guitian y Carballas, 1976) se haya ligado a la M.O., (Bazilinskaya et al., 1975, Pritchett, 1979), confirmandose una correlación negativa entre los contenidos en P y los valores de pH (Pathak et al. 1977, Vieitez et al. 1979).

También el K_2O total se halla ligado a la M.O. y su correlación con el pH es negativa; por tanto, su comportamiento es contrario al del Ca y Mg, lo cual se pone de manifiesto en las correlaciones negativas entre $CaO-K_2O$ y $MgO-K_2O$. Finalmente, los contenidos en CaO , MgO y K_2O asimilables se relacionan positivamente con sus correspondientes totales (Mérida et al., 1986b).

Puesto que el Fe asimilable se encuentra correlacionado con la M.O. (Baba et al., 1957, Aiyer et al., 1976, Mann et al., 1977) y sin embargo no lo hace el Fe total, deducen, como Baba et al., 1957, que la M.O. retiene al Fe en forma de complejos (Schnitzer y Khan, 1978).

El Cu asimilable es de todos los oligoelementos analizados el que presenta la menor correlación con la M.O., aunque es significativa al 99,9%, de acuerdo con lo establecido por diversos autores en otros suelos (Kabata, 1977, Gupta et al., 1980). También el Mn y Zn asimilables y el Mn total se hallan correlacionados al 99,9% con la M.O. (Mérida, 1983).

En un primer estudio sobre la nutrición inorgánica del pinsapo se utilizaron materiales suelo de vivero, suelos de la plantación Los Canchales y suelos de una parcela del Pinar. Los datos del estudio de los suelos se discutieron con los del análisis

de acículas (plantas de vivero (PV), de la parcela experimental (PP) y del Pinar (PN)), de una, dos y tres savias (Tablas I,II,III) (Paneque y Corral, 1982).

Tomando como referencia los valores medios de cinco muestras superficiales de una parcela representativa del Pinsapar, el horizonte de suelo en el que tiene lugar el crecimiento del pinsapo en los tres primeros años se caracteriza por:

- Contenido en M.O. muy alto (60%)
- Relación C/N alta (45)
- Proporción de N relativamente baja (0,75%)
- Reacción prácticamente neutra (pH 7,0 en H₂O y 6,5 en ClK)
- Gran capacidad de cambio catiónico (T, 50 meq/100g)
- Alta saturación en bases del complejo de cambio (V, 85%)
- Gran proporción de Ca⁺⁺ de cambio (34 meq/100 g) y relación Ca/Mg cambiables, aproximadamente, 3,5
- Valores bajos de Na⁺ y K⁺ de cambio (1 y 0,5 meq/100 g)

Los materiales de este horizonte poseen como «asimilables» cantidades altas de Ca y Mg (1,5 y 0,3 g de los respectivos óxidos/100 g de suelo), valores bajos de K₂O (4,7 mg/100 g) y moderados de P₂O₅ (8 mg/100 g) (Paneque y Corral, 1982).

Los micronutrientes asimilables se encuentran en cantidades de 50 a 100 ppm (Fe), 2-4 ppm (Cu), 10-185 ppm (Mn) y 18 a 42 ppm (Zn) (Mérida et al., 1986b; Sánchez et al., 1987).

En nuestros trabajos aparecen los primeros análisis de acículas de pinsapo. Las de plantas jóvenes contienen N en cantidad variable de 0,9 a 2%, y en las relaciones N+10P+K la proporción oscila entre 36 y 60 % (Tabla III).

En conjunto, las plantas de vivero contienen más N (valor medio, 1,6%) que las de la parcela experimental (1,3%) y proporción semejante a las de la parcela natural (1,93%). En las primeras (PV), el N de las acículas aumenta con el crecimiento ensayado, de 1,4 a 1,8%, mientras que en las plantas de la parcela del bosque natural (PN) disminuye claramente (2 a 1%) de la 1ª a la 2ª y 3ª savia.

Los niveles medios de P son relativamente homogéneos (0,1 a 0,2%). No obstante, los niveles correspondientes a las plantas de vivero son algo superiores (0,17 a 0,19%) que los restantes, siendo los más bajos y fijos los de las plantas del bosque natural (0,11 a 0,13%). Considerando las edades y la naturaleza de las muestras, para igual época de toma, los datos indican que el P, aparentemente, es poco móvil en las plantas jóvenes de pinsapo.

Los niveles medios de K oscilan entre 0,2 y 0,7%, correspondiendo los más bajos y fijos a las plantas de la parcela del Pinar (0,20%), y los más altos y variables a las de vivero (0,47-0,72%); el de la plantación experimental es ligeramente inferior (0,42%) al más bajo de las plantas de vivero.

Los resultados para Ca y Mg muestran aspectos de interés. En primer lugar, el Ca en plantas de vivero (PV) aumenta con el crecimiento, de 0,33 a 0,59%; en las plantas del Pinar (PN) los valores medios correspondientes a las tres edades se si-

túan próximos al 1%; y en las acículas de las plantas de la parcela experimental (PP) el valor correspondiente (0,44%) se coloca entre los PV_1 y PV_2 .

En las plantas de vivero el Mg está en proporciones muy fijas (0,08-0,09%) y notablemente inferiores a las de Pinar (0,27% para las tres edades); los contenidos en Mg en las acículas de las transplantadas se sitúan, como el Ca, en una posición intermedia.

En las acículas de las plantas del Pinar las relaciones Ca/Mg oscilan entre límites muy estrechos (3,6 a 3,8), apartándose hacia valores superiores las correspondientes a plantas de vivero (4 a 7), y hacia más bajo en el caso de las acículas de las plantas de la parcela experimental (3,2). Teniendo presente que la proporción de K en las acículas de las plantas del Pinar es 0,20%, resulta que las relaciones ponderales K/Mg son relativamente próximas a la unidad.

Los datos experimentales muestran que las acículas de las plantas jóvenes de la parcela del Pinar presentan relaciones bastante definidas para los macronutrientes P-K-Ca-Mg, mientras que para las de vivero (PV) y plantación experimental (PP) aparecen desviaciones que pudieran ser significativas.

Parece fuera de dudas que el pinsapo realiza su crecimiento inicial en un suelo relativamente pobre en nitrógeno, con una moderada asimilación de fósforo y baja en potasio (valores $SN+10P+K$ relativamente pequeños comparados con los obtenidos en las plantas que crecen en los otros medios).

Frente a esta indicación, conviene destacar que el medio natural del pinsapo contiene mucho Ca y Mg de cambio, con una relación Ca/Mg próxima a 3,5 (muy semejante a las encontradas en las acículas de plantas jóvenes (contenidos del orden de 1% para Ca y 0,27% para Mg)) y que los valores de la suma de bases (S) en el complejo de cambio son los más altos (44 meq/100 g).

Los citados cationes divalentes se consideran por algunos autores macronutrientes secundarios, encontrándose frecuentemente en los suelos en cantidades suficientes para la nutrición vegetal. No obstante, el papel de los mismos es de extraordinaria importancia en procesos fisicoquímicos y biológicos de los suelos.

Por otro lado, Pritchett (1979) indica que algunos géneros de árboles tolerantes a medio ácidos, tales como *Tsuga* y *Abies*, crecen satisfactoriamente sobre suelos calizos, a niveles de pH relativamente altos, si la competencia de especies más tolerantes no es severa. El pinsapo, y otros abetos mediterráneos, muestran indudablemente esta capacidad, según estudios en otros ámbitos (Marín, 1984). Dahl et al. (1967), en un trabajo sobre tipos de vegetación de los bosques de coníferas de Noruega, en relación con las propiedades del horizonte de humus, estiman que la disponibilidad de iones divalentes en el suelo, especialmente Ca^{2+} , es un factor ambiental determinante de la diferenciación de bosques de coníferas, porque afecta la disponibilidad de N útil para el crecimiento del bosque.

En muestras superficiales de suelos del pinsapar, ricas en M.O., el valor medio de K^+ de cambio es de 0,45 meq/100 g de suelo; esto es como la décima parte de su concentración en las acículas (0,27%). En los suelos del pinsapar (SN) también la forma de K «asimilable», expresada como K_2O es baja, 4,7 mg/100 g. En la tierra

de vivero (SV) el K^+ de cambio y el «asimilable» se encuentran en proporciones semejantes a las de los suelos del pinsapar, siendo más bajas las concentraciones de K^+ en los suelos de la plantación experimental. Los datos obtenidos de K son de interés, porque al considerar las relaciones K/Mg en las acículas se encuentra un cierto antagonismo, como ha sido mostrado para otras coníferas.

Stone y Leaf (1967) informan detalladamente de deficiencias de K en suelos y bosques de coníferas del Este de América del Norte; para una plantación de *Pinus resinosa* aparecen síntomas de deficiencias en el rango de 0,2-0,3% de K en acículas; en *Picea abies* y *P. glauca* concentraciones por debajo de 0,3% se asocian con deficiencias extremas, y concentraciones de 0,5% o más parecen favorables para el crecimiento. Así mismo indican que se han encontrado síntomas visibles de deficiencias en *Abies balsamea* con menos de 0,45% de K; el crecimiento favorable de árboles abonados se asocia con concentraciones de 0,7 a 0,9% de K en acículas.

Los materiales suelos ensayados más bajos en Mg y con relaciones Ca/Mg más altas proporcionan concentraciones mayores de K en acículas, aumentando mucho las relaciones K/Mg sobre valores próximos a la unidad, que parecen ser de interés en las plantas jóvenes que crecen en la parcela del Pinar. Las plantas jóvenes bajas en Mg contienen también menor proporción de Ca. Por ello se piensa que para el pinsapo las relaciones Ca/Mg y el antagonismo K/Mg pueden ser significativos.

El papel bioquímico y fisiológico en los vegetales de los iones K, Mg y Ca ha recibido mucha atención (Samish, 1971; Gauch, 1973; Mengel y Kirkby, 1978; González García, 1982) permitiendo una mejor apreciación de su importancia agrícola y forestal. Concretamente, el carácter poco móvil del Ca; su intervención en el desarrollo de tejidos meristemáticos, en la elongación de la raíz y del tallo, y en otros procesos fisiológicos (Epstein, 1972), pudieran reflejarse en aspectos morfológicos, macro y microestructurales, de los abetos mediterráneos.

Es evidente que las respuestas químico-fisiológicas y anatómicas de los vegetales a los potenciales químicos de los nutrientes en el medio, a los regímenes climáticos, asociaciones biológicas, etc., relacionados con aquéllos presentan muchos problemas por resolver.

En esta línea de investigación, González García (1982) ha informado con gran detalle del papel del K en el proceso de la floración y fructificación del olivo, destacando «la estrecha correlación encontrada entre plantas en ciclo de producción y otras en situaciones no productivas y el estado de nutrición de unas y otras, en particular el bajo nivel de nitrógeno y, sobre todo, de potasio en hojas y el elevado nivel de calcio que sigue a una cosecha normal o fuerte, así como el desequilibrio que esto ocasiona en las razones N/K, Ca/K en las hojas de tales plantas, atribuyendo una gran responsabilidad a estos desequilibrios en el fenómeno de la alternancia en la producción, que en definitiva lo es en el de la producción o carencia de flor.»

En resumen, los datos de análisis de suelos y acículas comentados apuntan hacia ciertas características nutricionales del pinsapo (Paneque y Corral., 1982).

Más recientemente hemos realizado un estudio de los contenidos y de la evolución de nutrientes minerales de las acículas de pinsapo correspondientes al ciclo

vegetativo de un año y muestras mensuales también de acículas de dos y tres ciclos anteriores (Sánchez et al., 1987). Los contenidos en cenizas aumentan con la edad foliar, y estos valores son excesivamente altos si se comparan con los de otras coníferas (Maclean et al. 1981), corroborándose lo apuntado por Patsukevich et al., 1976: el género *Abies* presenta mayores contenidos en cenizas que otros de coníferas.

Los porcentajes en N (0.69 a 0.84%) están dentro de los niveles que Zöttl y Velasco (1966), Levy (1975) y Porgassar (1977) señalan como de deficiencia mineral. De acuerdo con lo que habíamos señalado, el pinsapo crece en un medio pobre en nitrógeno (Paneque y Corral, 1982), con altos contenidos en cationes divalentes (Dahl et al., 1967; Hébert, 1987).

Los datos muestran semejanza en los ritmos de asimilación del N y del P, y una disminución de estos elementos en las acículas durante el crecimiento intensivo de éstas (Sauvageot, 1973; Kishchenko, 1978). En las acículas de más de un año, los contenidos en P son máximos en febrero (0.26%) y mínimos en junio (0.14%) (Comerford, 1981), disminuyendo en general con la maduración foliar (Duranti, 1974; Comerford, 1981; Maclean y Robertson, 1981). Los resultados muestran una buena nutrición fosfórica (Porgassar, 1977), posiblemente en base, entre otras circunstancias, a la buena correlación positiva M.O.- P del suelo (Paneque y Corral, 1982; Mérida et al. 1986b).

También el K decrece en las acículas del pinsapo durante los primeros meses, y las más jóvenes presentan contenidos superiores (Comerford, 1981; Maclean y Robertson., 1981; Paneque y Corral, 1982). De acuerdo con los niveles dados por Porgassar (1977) –entre 0.1 y 0.7% en K como índice de buena nutrición–, los valores encontrados estarían próximos al óptimo.

Teniendo presente la intensidad de alimentación (N+10P+K) los meses de mayor actividad fisiológica coinciden con Febrero (floración) y con los de primavera (principio del desarrollo de las nuevas acículas).

Los valores N/P son inferiores a los de otras coníferas (Zöttl y Velasco, 1966; Sauvageot, 1973) –de acuerdo con lo comentado anteriormente respecto a la nutrición nitrogenada–, y aumenta en las acículas de más edad.

La relación N/K en acículas nuevas de un año asciende hasta el invierno (máximo en enero) y disminuye hasta el verano. En las acículas de más de un año, la relación N/K es ligeramente más alta en las más maduras, lo que parece indicar que el K decrece más rápidamente que el N con la edad (Sánchez et al., 1987).

Finalmente, la relación P/K es algo mayor en las acículas más jóvenes, con valores mínimos en la estación de mayor crecimiento (verano); después aumenta hasta un periodo de latencia del árbol y alcanza un máximo en el mes de enero, con valores superiores a los de otras coníferas (Sauvageot, 1973).

Para terminar, quiero manifestar que los estudios realizados por nuestro Grupo sobre experiencias de nutrición y fertilización de pinsapos y otras especies forestales relacionadas; así como sobre sustratos preparados y suelos naturales para el crecimiento de los mismos, están siendo revisados en la actualidad para su continuación mediante nuevos diseños experimentales en los marcos de referencia citados y otros.

El interés científico, medioambiental, cultural y simbólico del pinsapo para la Comunidad andaluza; las peculiaridades y la belleza de los Parques Naturales de Grazalema y Sierra de las Nieves –declarados por la Unesco Reserva de la Biosfera– donde este hermoso abeto se conserva en bosques muy singulares, exigen una atención importante por parte de la Administración y de la comunidad científica. He dicho.

TABLA I
DETERMINACIONES ANALÍTICAS GENERALES DE SUELOS
(SV;SP;SN)*

Muestras	%C	%N	%M.O.	C/N	pH _{H₂O}	pH _{ClK}	%CO ₃ ⁼
SV1	12.10	0.36	24.20	34	7.5	6.9	6.0
SV2	16.00	0.17	32.00	94	7.5	6.9	7.0
SV3	18.71	0.53	37.42	35	7.5	6.9	8.0
SV4	10.90	1.17	21.80	64	6.6	6.2	28.0
X	14.43	0.31	28.86	57	7.3	6.7	12.2
SP3	3.38	0.25	6.76	14	7.3	6.8	18.2
SP5	13.00	0.20	26.00	65	7.6	7.2	–
SP12	7.89	0.20	15.78	39	7.4	7.2	9.0
SP16	11.20	–	22.40	–	7.1	6.8	48.0
SP19	29.52	0.42	59.04	70	7.5	7.1	1.0
X	13.00	0.27	26.00	47	7.4	7.0	1.9
SN3	35.23	0.81	70.46	43	7.3	6.9	–
SN5	26.82	0.64	53.64	42	7.4	6.4	–
SN12	25.31	0.59	50.62	43	6.6	6.2	4.0
SN16	33.73	0.81	67.46	42	6.8	6.4	4.0
SN19	32.83	0.89	65.66	56	6.9	6.6	–
X	30.78	0.75	61.57	45	7.0	6.5	1.6

*SV=Suelo de Vivero, SP=Suelo de Plantación experimental; SN=Suelo del bosque Natural (parela de referencia).

Referencia: Paneque y Corral, 1982.

TABLA II
DATOS ANALÍTICOS DEL COMPLEJO DE CAMBIO
(MEQ/100G) DE LOS SUELOS

Muestras	Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	S	T	T-S	V
SV1	26.10	0.95	0.29	0.19	27.53	27.53	—	100.00
SV2	29.46	1.24	0.57	0.17	30.54	31.54	—	100.00
SV3	31.83	2.56	0.84	0.13	35.36	35.36	—	100.00
SV4	15.36	2.54	0.40	0.33	17.63	17.63	—	100.00
X	25.69	1.60	0.53	0.21	28.01	18.02	—	100.00
SP12	7.90	2.90	0.41	0.31	11.52	11.87	0.35	97.05
SP16	11.38	2.96	0.18	0.34	14.86	16.97	2.11	87.57
SP19	22.98	6.23	0.28	0.26	29.75	43.67	13.92	68.12
X	12.89	5.22	0.29	0.43	18.83	22.69	3.86	87.92
SN3	28.20	5.23	0.29	3.63	35.35	71.37	36.02	49.53
SN5	38.36	11.66	0.41	0.29	50.72	52.14	1.42	97.28
SN12	23.85	6.94	0.23	0.23	31.25	40.32	9.07	77.50
SN16	38.75	10.59	0.90	0.90	50.71	50.71	—	100.00
SN19	40.68	12.51	0.43	0.43	53.90	53.90	—	100.00
X	33.97	9.59	0.45	0.45	44.39	53.69	9.30	84.86

Referencia: Paneque y Corral, 1982.

TABLA III
CONCENTRACIONES MEDIAS (%) DE MACRONUTRIENTES DE
ACÍCULAS DE PINSAPO

Muestras	N	P	K	Ca	Mg	N+10P+K	Ca/Mg
PV1	1.42	0.17	0.72	0.33	0.08	3.90	4.1
PV2	1.61	0.19	0.49	0.57	0.08	4.00	7.1
PV3	1.80	0.19	0.47	0.59	0.09	4.17	6.5
PN1	2.14	0.12	0.20	0.27	0.27	3.54	3.6
PN2	0.91	0.11	0.20	1.01	0.27	2.21	3.8
PN3	0.92	0.13	0.20	0.97	0.27	2.42	3.6
PP3	1.93	0.15	0.42	0.44	0.14	3.85	3.1
PNa	0.76	0.09	0.20	0.16	0.20	2.86	5.8

Referencia: Paneque y Corral, 1982.

BIBLIOGRAFÍA

- Achhal, A.; Barbéro, M.; Benabid, A.; MHirit, O.; Peyre, C.; Quézel, P. y Rivas Martínez, S., 1980. A propos de la valeur bioclimatique et dynamique de quelques assences forestières au Maroc. *Ecol. Medit. (Marseille)* 5, 211-249 (Citado por A. Benabid y M. Fennane, 1994).
- Ackard, J.C., 1801. *Oekonomische Bermerkungen und Erfahrungen für Liebhaber der Landwirtschaft*. Brose, Göttingen.
- Acquaroni, J.L., 1975. *Las maravillas de la Península Ibérica*. Ed. Selecc. R. Digest.
- Aiyer, R.S.; Rajagopal, C.K.; Money, N.S., 1976. Available zinc, copper, iron and manganese status of acid rice soils of Kuttanad, Kerala State. *Agric. Res. Journ. of Kerala*. 13, 15.
- Albareda, J.M^a., 1940. *El Suelo*. S.A.E.T.A. Madrid.
- Alias, L.J. y Hernández, J., 1980. La fracción arcilla de suelos de alta montaña sobre rocas carbonatadas. I Entisoles e Histosoles. *An. Edafol. Agrobiol.* 39:211.
- Alias, L.J. y Martínez, J., 1982. Rendolles de la Sierra de María (Almería). *An. Edafol. Agrobiol.* 41 (9-10), 1609-1620.
- Alonso de Herrera, G., 1513. *Agricultura general* (Obra de Agricultura, compilada de diversos autores).
- Altemüller, H.J., 1962. Verbesserung der Einbettungs und Schleiftechnik bei der Herstellung von Bodendünnschlifen mit Vestopal. *Z. Pfl. Ernähr. Dung.* 99-164.
- Andreux, F., 1987. Génesis y propiedades de las moléculas húmicas. En: M. Bonneau y B. Souchier (1987), *Edafología*, 2. Masson S.A.
- Asensi, A. y Rivas Martínez, S., 1976. Contribución al conocimiento fitosociológico de los pinsapares de la Serranía de Ronda. *Anal. Inst. Bot. Cabanilles*, T XXXIII 239-247.
- Auboin, J., 1959. Contribution à l'étude géologique de la Grèce septentrionale: les confins de l'Épire et de Thesalie. *Ann. Géol. pays hellén. Sér.* 1,10.
- Baba, A.; Jamamoto, V., 1957. Leaching of iron in paddy soils. *Bull. Fac. Agric. Niigata Univ*, 9, 51.
- Babel, U., 1975. Micromorphology of Soil Organic Matter. En: *Soil Components* Vol.1. Organic components, J.E. Gieseking (Editor).
- Barbéro, A.; Quézel, P.; Rivas Martínez, S., 1981. Contribution a l'étude des groupements forestiers et preforestiers du Maroc. *Phytoecología*, 9, 311-412.
- Barbéro, M.; Loisel, R. y Quézel, P., 1974. Problèmes posés par l'interprétation phytosociologique des Quercetea ilicis et des Quercetea pubescentis. *C.N.R.S. Coll. Intern.* n° 235, 481-497. Montpellier (Citado por M.S. Marín Moral, 1984).
- Barbéro, M. y Quézel, P., 1975. Les forêts de Sapin sur le pourtour méditerranéen. *Anal. Inst. Bot. Cabanilles* 32, 2, 1245-1289.
- Bartoli, C., 1962. *Ann. E.N.E.F.* 19, 3, 329. (Citado por Ph. Duchaufour, 1984).
- Bazilinskaya, M.V. y Zabolotnova, L.A., 1975. The leaching of minerals from fresh and humified vegetation. *Izvestiya Timiryazevskoi. Sel's-kokhozyaistvennoi Akademii* 2, 106.
- Bellamy, L.J., 1975. *The infrared spectra of complex molecules*. Chapman and Hall. Londres.
- Benabid, A., 1982. Etudes phytocologique, biogéographique, et dynamique des associations et séries sylvatiques du Rif occidental (Maroc). Tesis doctoral. Facultad de Ciencias. St. Jérôme. Marseille.
- Benabid, A. y Fennane, M., 1994. Connaissances sur la végétation du Maroc: Phytogéographie, phytosociologie et séries de végétation. *Lazaroa* 14: 21-97.
- Benítez, C.; Mérida, J.; Corral, L. y Paneque, G., 1982 a. Morfología y propiedades químicas de suelos forestales de Grazalema (Cádiz, España). I Suelos bajo *Quercus rotundifoliae* y *Quercus fagineae*. *An. Edafol. Agrobiol.* XLI, 1-2, 211-229.
- Benítez, C.; Mérida, J.; Corral, L. y Paneque, G., 1982 b. Idem. II. Suelos bajo *Quercus suber* y *Abies pinsapo*. *An. Edafol. Agrobiol.* XLI, 1-2, 231-250.

- Berthelin, J. y Toutain, F., 1987. Biología del Suelo. En: M. Bonneau y B. Souchier (1987). *Edafología*, 2. Masson S.A.
- Berzelius, J.J., 1838. *Traité de Chimie*. Bruselas.
- BMDP., 1985. *Statistical Software*. Univ. Press. Berkeley.
- Bonneau, M. y Souchier, B., 1987. *Edafología* 2. Constituyentes y propiedades del Suelo. Masson S.A.
- Bonneau, M. y Lévy, G., 1987. Ensamblaje y organización física de las partículas. En: M. Bonneau y B. Souchier (1987), *Edafología*, 2. Masson S.A.
- Bouma, A., 1969. *Methods for the study of sedimentary structures*. Wiley and Sons. New York.
- Boissier, Ch. E., 1995. Viaje Botánico al Sur de España durante 1837. Serv. Pub. Univ. Málaga y Fund. Caja de Granada. Co-Edtrs.
- Boussingault, J., 1838. Ann. Chim. Phys II, 67, 5.
- Boussingault, J., 1841. *Essai de statique chimique des êtres organisés*. París.
- Boussingault, J., 1856. Ann. Chim. Phys. III, 46, 5.
- Brunn, J.H., 1956. Contribution à l'étude géologique de Pinde septentrional et d'une partie de la Macédoine orientale. *Ann. Géol. pays héllen. Sér.* 1,7.
- Bullock, P.; Fedoroff, N.; Jongerius, A.; Stoops, G.; Tursina, T. y Babel, U. *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research. P. Albrington. England.
- Burrough, P.A., 1993. The technologie paradox in soil survey: new methods and tecniques of data capture and handling. *ITC. Journal 1993-1*. Enschede. The Netherlands.
- Butler, H., 1967. *Funtional groups of soil humic acids*. Diss. Illinois Univ. U.S.A. 153p.
- C.E.B.A.C., 1965. Estudio Agrobiológico de la Provincia de Cádiz. C.S.I.C. (Sevilla). Excma. Dip. Prov. Cádiz. Jerez de la Frontera.
- C.P.C.S., 1967. *Classification des sols*. E.N.S.A. Grignon.
- Cabanas, R., 1980. *Comunicación personal*, citado en María S. Marín et al., 1983.
- Cabanas, R., 1984. *Comunicación personal*, citado en María S. Marín, 1984.
- Carpena, O., 1969. Estado actual de la química de las sustancias húmicas. *Publ. Univ. Murcia*, 1-43. Murcia.
- Ceballos, L. y Vicioso, C., 1933. *Estudio sobre la vegetación y la flora forestal de Málaga*. Inst. Forest. de Inv. y Exp., 63-68. Madrid.
- Cline, M.G., 1961. The changing model of soil. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 25 442-446.
- Comerford, N.B., 1981. Distribution gradients and variability of macroelements concentrations in the crowns of plantation grown *Pinus resinosa* (Ait). *Plant and Soils*, 63, 3, 345-353.
- Corral, L.; Bellinfante, N.; Paneque, G., 1980. Estudio edafológico de la Sierra del Pinar, Grazalema (Cádiz). I a VII. *An. Edafol. Agrobiol.* XXXIX, 5-6, 803-811; 813-823; 7-8, 1153-1158; 1159-1173; 9-10, 1461-1468, 1469-1478; 1480-1484.
- Corral, L.; Espino, C.; Mérida, J. y Paneque, G., 1988. Estudio morfológico de un perfil de Rendsina de tangel del Pinsapar de Grazalema (Cádiz). *An. Edafol. Agrobiol.* XLVII, 1-2, 55-71
- Corral, L.; González, J.L.; Mérida, J.; Paneque, G., 1985. Estudio de suelos forestales de la Serranía de Grazalema (Cádiz, España). I Morfología, características químicas generales y clasificación. *An. Edafol. Agrobiol.* XLIII, 9-10, 1254-1269.
- Corral Mora, L.E., 1978. *Estudio edafológico de la Sierra del Pinar, Grazalema (Cádiz)*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Córdoba. Córdoba.
- Crescentius, P., 1471. *De Agriculture Vulgare*. Augsburgo.
- Crescentius, P., 1549. *Opus ruralium commodorum*. Libri XII. Kraków.
- Dahl, E.; Gjems, O.; Kiellend-Lund, J. jr., 1967. On the vegetation types of Norwegien conifer forest in relation to the chemical properties of the humus layer. *Medd Norske. Skogforsves.*, 23, 503-511.

- Delannoy, J.-J., 1987. *Reconocimiento biofísico de espacios naturales de Andalucía. Sierra de Grazalema y Sierra de las Nieves*. Memoria y dos Mapas (1/30.000; 1/40.000). Agencia de Medio Ambiente y Casa de Velázquez. Sevilla.
- Delannoy, J.-J. y Guendon, J.-L., 1986. La Sierra de las Nieves (Málaga). La Sima Gesm. Etude géomorphologique et spéléologique. *Karstologia Mémoires*. 1-1986, 71-85. Nîmes.
- Delannoy, J.-J., 1984. La Serranía de Grazalema. Cordillera Bética. *Trav. E.R.A.* 282, XIII, 1-54 (Citado por R. Lhénaff, 1986).
- Delannoy, J.-J. y Díaz del Olmo, F., 1986. La Serranía de Grazalema (Málaga-Cádiz). *Karstologia Mémoires* 1-1986, 55-70.
- Díaz del Olmo, F. y Rubio Recio, J.M. 1984. Rasgos geomorfológicos de la vertiente septentrional de la Sierra del Pinar (Cordilleras Béticas, Cádiz). *Est. Geograf.* 175, 175-192.
- Dokuchaev, W.W., 1883. *Russkij chernoziem* (El chernosen ruso). St. Petersburgo.
- Dominguez Vilchez, E., 1983. *Clasificación bioclimática de varias estaciones de interés para Andalucía* (Comunicación personal, citado por J. Mérida, 1983).
- Dorado, E., Polo, A. y Del Río, J., 1972. Caracterización de los ácidos húmicos por electroforesis y Gel-filtración. *An. Edafol. Agrobiol.* 31, 693-718.
- Duchaufour, Ph., 1984. *Edafología*. 1. Edafogénesis y Clasificación. Masson, S.A.
- Duchaufour, Ph., 1970. *Precis de Pedologie*, 3ª Edición. Masson et Cie. París.
- Dudil, P., 1987. La caliza en los suelos. Calcio y Magnesio. En: Bonneau y B. Souchier, 1987 *Edafología*, 2. Masson, S.A.
- Dumanski, J., 1993. Strategies and opportunities for soil survey information and research. *ITC Journal*. 1993-1, 36-41.
- Durand-Delga, M., 1966. (Citado por R. Lhénaff, 1986): *Titres et travaux scientifiques* 43. París.
- Duranti, G., 1974. Seasonal variations of the nutritive element contents in the needles of *Pinus radiata*. *Cellul. Carta*, 25, 3, 21-33.
- Elías, F., 1963. *Precipitaciones máximas de España*. Direc. Gral. de Agricultura. Madrid.
- Epstein, E., 1972. *Mineral nutrition of plants. Principles and perspectives*. J. Wiley and Sons. Londres.
- Eyre, S.R., 1968. *Vegetation and soils. A world picture*. Edward Arnold. Londres.
- Fallou, F.A., 1862. *Pedologie oder algemeine und besondere Bodenkunde*. Dresden.
- FAO-Unesco, 1989. *Carte mondiale des sols*. Legende révisée. Rapport 60. FAO. Roma.
- Felbeck, G.T., 1965. Structural chemistry of soil humic substances. *Adv. in Agron.* 17, 327-368.
- García del Barrio, I., 1971. *Mapa de suelos de la provincia de Cádiz*. Public. del I.N.I.A. Madrid.
- Gauch, H. G., 1973. *Inorganic plant nutrition*. Dawen, Hutehinson y Ross, Inc. Estrasburgo.
- Gavala, J., 1918. Descripción Geográfica y Geológica de la Serranía de Grazalema (Cádiz). *Bol. Inst. Geol. de España*. T.39. Madrid.
- Giesekeing, J.E., 1975. *Soil Components*. Springer. Verlag.
- Glinka, K.D., 1908. *Pochvovedenie*. A.F. Drewrijena. St. Petersburgo.
- Glinka, K.D., 1914. *Die Typen der Bodenbildung*. Berlín.
- González Fernández, J.L., 1983. *Caracterización de la Materia Mineral de Suelos Forestales de la Serranía de Grazalema*. Tesis Doctoral. Facultad de Química. Universidad de Sevilla. Sevilla.
- González Fernández, J.L.; Mérida, J.; Corral, L. y Paneque, G., 1984. Estudio de suelos forestales de la Serranía de Grazalema (Cádiz, España) III. Influencia de factores formadores en las características de horizontes edáficos. *An. Edafol. Agrobiol.* XLIII, 1281.
- González García, F., 1984. Desarrollo de la Ciencia del Suelo en España. *I Congr. Nac. Ciencia del Suelo*. Vol. III. 5-39. Madrid.
- González Fernández, J.L.; Mérida, J.; Corral, L. y Paneque, G., 1987. Caracterización de rocas calcáreas sobre las que desarrollan suelos forestales de la Reserva de Grazalema (Cádiz). *Estudios Geol.*, 43: 387-392.

- González García, F., 1982. *Nutrición, floración y fructificación del olivo. Factores fisiológicos*. Dis. recep. R. Acad. de Medicina de Sevilla, 99p. Sevilla.
- González Vila, F., 1974. *Estudio comparativo de A.H. de vertisol extraídos con dos agentes alcalinos*. Tesis Doctoral. Facultad de Ciencias. Universidad de Sevilla.
- González Fernández, J.L.; Mérida, J.; Corral, L. y Paneque, G., 1985. Características de la fracción arcilla de un suelo sobre margas de la Serranía de Grazalema (Cádiz, España). *Ciencia del Suelo* 3(1-2), 157-161.
- Guerrero, M.C.; Polo, A.; Velasco, F., 1979. Estudio de tres humus representativos del Centro de España y su población microbiana. *Agrochimica*. Vol XXIII nº 5-6.
- Guillet, B. y Roviller, J., 1987. La granulometría. En: M. Bonneau y B. Sauchier (1987), *Edafología*, 2. Masson S.A.
- Guítian Ojea, F.; Carballas, T., 1976. *Técnicas de análisis de suelos*. Ed. Pico Sacro. Santiago de Compostela.
- Gupta, V.K.; Ray, H. y Singh, K., 1980. Distribution and relationship of micronutrients with soil properties of soil of south western Haryana. *Haryana Agric. Univ. J. of Res*, 10, 235.
- Gupta, V.K.; Singn, K.; Raj, H., 1980. Available micronutrient status and its relationship with some characteristics of the aride brown soils of Haryana. *Haryana Agric Univ. J. of Res*, 10, 220.
- Hébert, J., 1987. Nitrógeno. En: M. Bonneau y B. Souchier (1987), *Edafología*, 2. Masson, S.A.
- Heller, R., 1969. *Biologie Végétale*. II Nutrition et Métabolisme. Masson et Cie., Edt.
- Helmont, (van) J.B., 1648. "*Ortus medicinae, id est initia physicae inaudita*". Amsterdam.
- Herzog, M., 1967. *La Montaña*. Ed. Lábor.
- Hilgar, E.W., 1914. *Soils*. New York.
- Hilgar, E.W., 1906. *Soils, their formation, properties, composition and relations to climate and plant growth in the humid and arid regions*. New York.
- Hoyos, A.; Palomar, M.L. y Galván, J., 1970. Estudio de algunas calizas de la región giupuzcoana. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)* 68, 219-242.
- Hoyos, A.; Palomar M.L. y Hernando, M.I., 1976. Estudio químico y mineralógico de unas rocas de la región guipuzcoana. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Geol)* 74, 63-80.
- Ibañez, J.J.; Zinck, J.A. y Jiménez Ballesta, R., 1993. Soil survey: old and new challenges. *ITC Journal*. 1993-1, 7-14. Enschede, The Netherlands.
- Jenny, H., 1941. *Factors of Soil Formation*. Mc Graw-Hill. New York.
- Kabata-Pendias, A., 1977. Copper released from soils treated with CuSO_4 . *Roczniki Gleboznawcze* 27, 3.
- Kishchenko, I.T., 1978. Seasonal changes in the content of nutrients in Karelian pine needles, *Lesovedenie* 3, 88-91.
- Komow, I., 1788. *O ziemliedieljii*. Moscú.
- Kononova, M.M. y Bel'chikova, N.P., 1961. Rapid methods of determining the humus composition of mineral soils. *Pochvovedenie*, 10, 75.
- Kononova, M.M., 1966. *Soil Organic Matter*. Pergamon Press. Oxford.
- Kubiëna, W.L., 1970. *Micromorphological Features of Soil Geography*. N.J. Rutgers. Univ. Press. New Branswick.
- Kubiëna, W.L., 1953. *Claves Sistemáticas de Suelos*. C.S.I.C. Madrid.
- Kubiëna, W.L., 1938. *Micropedology*. Collegiata Press. Inc. Ames, Iowa.
- Kubiëna, W.L., 1944. *Suelo y formación del suelo desde el punto de vista biológico*. C.S.I.C. Madrid.
- Kubiëna, W.L. 1964. The role and misión of micromorphology and microscopy biology in modern Soil Science. En: *Soil Micromorphologie*. A. Jongerius (Ed). Elsevier P.C. Amsterdam.
- Kubiëna, W.L., 1967. *Di Mikromorphometrische Boden Analyse*. Ferdinand Enke. Stuttgart.
- Külbél, J.A., 1741. *Cause de la fertilité des terres*. Burdeos (Citado por E.J. Russell y E.W. Russel, 1954).

- Lamoureux, M., 1971. *Etude des sols formés sur roches carbonatées. Pédogénèse fersiallitique au Liban*. Tesis Doc., Universidad Estrasburgo. (Citado por Ph. Duchaufour, 1984).
- Lawes, J.B. y Gilbert, J.H., 1847. J. Roy. Agric. Soc. Engl. **8**, 226; 1851, **12**, 1; 1854, **16**, 411 (Citado por E.J. Russell, 1954).
- Lautensach, H., 1964. *Die Iberische Halbinsel*. Munich, Keyserische Verlag, 814p. (Citado por R. Lhénaff, 1986).
- Le Tacon, F. *Tesis Doct. Espec.* Universidad de Nancy I (Citado por J.C. Vedy y S. Bruckert, 1987).
- Levy, G., 1975. Nutrition of the common spruce in hidromorphic and heavy soils. *Rev. Ecol. Biol Sol.*, **12**, 1, 349-360.
- Lhénaff, R., 1977. *Recherches géomorphologiques sur les Cordillères Bétiqes centro-occidentales (Espagne)*. Tesis. París. 713p. (Citado por R. Lhénaff, 1986).
- Lhénaff, R., 1986. Répartition des massifs carstiques et conditions générales d'évolution. *Karstologia Memoires* **1-1986**, 5-24.
- Liebig, J. von, 1840. *Die Chemie in ihrer Anwendung auf Agrikultur und Physiologie*. Braunschweig.
- Lomonosov, M.W., 1763. *O slojach ziemnych*. St. Petersburg.
- López Ruiz, A. y G. Velarde, M., 1993. Termodinámica de los Sistemas Físico-Químicos alejados del equilibrio y auto-organización (I). *Químicos del Sur*. n° **35** 15-19; Idem (II). n° **36**, 2-6. Sevilla.
- M. de Casa Valdés, 1963. The Spanish Fir *Abies pinsapo*. *Int. Dendrology Soc. Year Book* **1963**, 103-107.
- Maclean, K.S. y Robertson, R. G., 1981. Variation in the mayor element content of red spruce foliage with season, crown position tree and tissue age. *Comun. Soil Sci. Plant Anal.* **12**, 1, 39-49.
- Mann, M.S.; Takkar, P.N.; Bansal, R.L.; Rhandawa, N.S., 1977. Micronutrient status of soil I. Available zinc, copper iron and manganese status of soils of Sangrur District (Punjab State). *Jour. Research Punjab Agric. Univ.* **14**, 1, 23-28.
- Marbut, C.F., 1922. Soil classification. *Amer. Assn. Soil Survey Workers. Bull* **3**.
- Marbut, C.F., 1928. A scheme for Soil Classification - I. *Int. Cong. of Soil Sci* (Jun. 13-22, 1927) Vol. **IV**; 1-31. Washington D.C.
- Marbut, C.F., 1927. *The great soils groups of the world and their development*. New York.
- Marín, M.S.; Corral, L. y Paneque, G., 1985 a. Morfología y propiedades químicas de suelos forestales de Argelia. Suelos bajo *Abies numidica* y *Cedrus atlantica*. *An. Edafol. Agrobiol.* **XLIV**, 3-4, 369-381.
- Marín, M.S.; Corral, L. y Paneque, G., 1985 b. Morfología y propiedades químicas de suelos forestales de Turquía. Suelos bajo *Abies cilicica* y *Cedrus libani*. *An. Edafol. Agrobiol.* **XLIV**, 3-4, 383-393.
- Marín, M.S.; Corral, L. y Paneque, G., 1985 c. Morfología y propiedades químicas de suelos forestales de Grecia. Suelos bajo *Abies cephalonica*. *An. Edafol. Agrobiol.* **XLIV**, 5-6, 591-611.
- Marín, M.S., 1984. *Estudio de parámetros químicos de suelos de ecosistemas de abetos y cedros de montañas circun-mediterráneas*. Tesis Doctoral. Facultad de Química. Universidad de Sevilla. Sevilla.
- Marín, M.S.; Cabanas, R.; Corral, L.; Paneque, G., 1983. Morfología y propiedades químicas de suelos forestales del Norte de Marruecos. I. Suelos bajo *Abies maroccana*. *An. Edafol. Agrobiol.* **XLII** 3-4, 393-407.
- Mengel, K. y Kirkby, E.A., 1982. *Principles of Plant Nutrition*. IKI. Berna.
- Meriaux, S., 1987. El suelo y el agua. En: M. Bonneau y B. Souchier (1987), *Edafología*, 2. Masson S.A.
- Mérida, J.; González, J.L.; Corral, L. y Paneque, G., 1984 a). Estudio de suelos forestales de la Serranía de Grazalema (Cádiz, España). II. Análisis factorial de datos analíticos generales y del complejo de cambio. *An. Edafol. Agrobiol.* **XLIII**, 9-10, 1271-1279.

- Mérida, J.; Corral, L. y Paneque, G., 1982. Morfología y propiedades químicas de suelos forestales de Grazalema (Cádiz, España). III Tipovergencia del perfil húmico. *An. Edafol. Agrobiol.* **XLI**, 1-2, 251-258.
- Mérida, J.; González, J.L.; Corral, L. y Paneque, G., 1986 a). Caracterización de la materia orgánica de suelos bajo *Quercus suber* y *Quercus faginea* de la Serranía de Grazalema (Cádiz, España) *Ciencia del Suelo* **4** (1), 20-26.
- Mérida, J.; González, J.L.; Corral, L. y Paneque, G., 1984 b). Análisis factorial de parámetros del sistema de la materia orgánica de suelos forestales de la Reserva de Grazalema (Cádiz). *I Congreso Nacional de la Ciencia del Suelo* (Madrid). **Vol II**, 863-870.
- Mérida García, J., 1983. *Caracterización de la Materia Orgánica de Suelos Forestales de la Serranía de Grazalema (Cádiz)*. Tesis Doctoral. Facultad de Química. Universidad de Sevilla. Sevilla.
- Mérida, J.; González, J.L.; Corral, L. y Paneque, G., 1986. Contenido en macro y micronutrientes de suelos forestales de la Reserva de Grazalema (Cádiz, España). *Agrochimica*, **30** (4-5), 301-307.
- Mérida, J.; Corral, L. y Paneque, G., 1983. Caracterización de sistemas de materia orgánica de suelos forestales de Grazalema. *Semin. Reservas de la Biosfera*. Univ. Hispanoamericana Sta. M^a. de la Rábida. Huelva.
- Messerli, B., 1965. *Beiträge zur Geomorphologie der Sierra Nevada* (Andalusien). Tesis, Zürich. 178p. (Citado por R. Lhénaff, 1986).
- Meurisse, R.T. (Com. pers., Citado por J. Dumanski, 1993)
- Mückenhausen, E. 1973. *An. Edafol. Agrobiol.* **32**, 1-2, 1-20.
- Mulder, G.J., 1861. *Die Chemie der Ackerkrume*. Berlín.
- Ozenda, P., 1974. Les limites de la végétation méditerranéenne en Grèce. *Ann. Inst. Rübel Zürich*. (Citado por M. Barbéro y P. Quézel, 1975).
- Ozenda, P., 1982. *Les végétaux dans la biosphère*. Doin.
- Palissy, B., 1580. *Traite de l'art de terre*. París.
- Palmann, H. y Haffter, P., 1933. Pflanzensociologische und bodenkundliche Untersuchungen im Oberengadin - *Berichte der Schweizer. Bot. Ges.* **42**. p. 357.
- Pallmann, H., 1947. Pedologie et phytosociologie. *C.r.d. Congr. Intern. de Pedologie Méditerr.* Montpellier. 1-36. Nancy (1948).
- Paneque Guerrero, G., 1957. *Composición mineralógica y génesis de algunos tipos de suelos calizos béticos*. Tesis Doctoral. F. de Farmacia. Granada.
- Paneque Guerrero, G., 1968. *Memoria sobre Edafología*. M^o Educ. Cienc. (Doc. mecanografiado). Madrid.
- Paneque Guerrero, G., 1978. *Materia orgánica del suelo: Química, Morfología y Biología*. Disc. Apert. Curso Acad., 1978-79. Universidad de Córdoba. Córdoba.
- Paneque Guerrero, G., 1987. *Serranía de Grazalema: Los Suelos*. En: *Reconocimiento biofísico de espacios naturales de Andalucía*. J.-J. Delannoy, 1987, 29-31. Sevilla.
- Paneque Guerrero, G. y Corral, L., 1982. Propiedades químicas de suelos y niveles de nutrientes inorgánicos en acículas de *A. pinsapo* de Grazalema (Cádiz, España). *An. Edafol. Agrobiol.* **XLI**, 1-2, 197-209.
- Pathak, A.N.; Singh, R.S. Yadav, A.S., 1977. Distribution of phosphorus in alluvial soils of districts Hardoi. *Indian J. Agric. Res.* **11**, 1.
- Patsukevich, Z.V. y Gerasimova, I., 1976. Characteristics of the ash content of conifers of the Altai Territory. *Biol. Nauki*, **19**, 6, 122.
- Pezzi, M.C., 1977. *Morfología kárstica del sector central de la cordillera Subbética*. Tesis, Granada. *Cuad. Geogr. Univ. Granada, serie monográfica n^o 2*, 289p. (Citado por R. Lhénaff, 1986).
- Porgassar, V., 1977. Diagnosis of the mineral nutrition of the common pino. *Agrokhimya*, **5**, 120-127.

- Porta, J.; López-Acevedo, M. y Roquero, C., 1994. *Edafología para la agricultura y el medio ambiente*. E. Mundi-Prensa. Madrid.
- Pritchett, W., 1979. *Properties and Management of Forest Soils*. J. Wiley and Sons. New York.
- Quézel, P. y Pamukcuoglu, A., 1973. Contribution à l'étude phytosociologique et bioclimatique de quelques groupements forestiers du Taurus. *Feddes, Rép.*, **84**, 3, 185-229.
- Quézel, P., 1956. Contribution à l'étude des forêts de chênes à feuilles caduques d'Algérie. *Mem. Soc. Hist. Nat. Afr. du Nord*. n°1, nouvelle série, **57** (Citado por M.S. Marín Moral, 1984).
- Quézel, P.; Tomaselli, R.; Morandini, R., 1982. *Mediterranean forest and maquis: ecology, conservation and management*. UNESCO. MAB. technical notes, 2.
- Quézel, P., 1973. Contribution à l'étude phytosociologique du massif du Taurus. *Phytoecologia*, **1**, 2, 131-222.
- Raman, E., 1918. *Bodenbildung und Bodeneinteilung* (System der Böden). Berlín.
- Raman, E., 1911. *Bodenkunden*. Berlín.
- Riispere, A., 1969. Mineral nutrition of scotch pine (*Pinus silvestris*) on renzina soils. III. Evaluation of the nutrient status of the pine by means of comparative foliar analysis. *Eisti. NSV. Tead. Akad. Toim. Biol.*, **18**, 3, 305-332.
- Rivas Goday, S., 1964. *Vegetación y florura de la Cuenca Extremeña del Guadiana*. Public. de Excmo. Dip. Prov. de Badajoz. Madrid.
- Rivas Goday, S. y colaboradores, 1959. Contribución al estudio de la Quercetea ilicis hispánica. *Anal. Inst. Bot. Cavanilles*. **17** (2) 285-406. Madrid.
- Rivas Martínez, S., 1983. *Series de vegetación de España*. Revisión de unidades de vegetación. Ecología Mediterránea.
- Rivas Goday, S.; Fernández-Galiano, E.; Rivas Martínez, S., 1963. 3. Vegetación Natural. En: *Estudio Agrobiológico de la Provincia de Cádiz*. C.E.B.A.C., (C.S.I.C.) Dip. Prov. Cádiz. Jerez de la Frontera.
- Rivas Martínez, S., 1980. *Estudio de los ecosistemas naturales como base de una ordenación del territorio*. Ecología, Medio ambiente y Socialismo. 123-136. Madrid.
- Rivas Martínez, S., 1981. Les étages bioclimatiques de la végétation de la péninsule ibérique. *Actas III Congr. optima. Anal. del Jardín Botánico*. **T.37** (2) 251-268. Madrid.
- Riviere, M., 1973. *C.R. Ac. Sc.* **1.277**, serie D, 389-392. (Citado por R. Lhénaff, 1986).
- Robinson, G.W., 1932. *Soils. Their Origin, Constitution and Clasification*. New York.
- Rodríguez Seoane, P.; Carballas, T.; Guitian Ojea, F., 1976. Estudio de la materia orgánica del Ranker atlántico. *An. Edafol. Agrobiol.* **XXXV**, 3-4, 243-478.
- Rouchy, J.M., 1981. *La genèse des évaporites messiniennes des Méditerranée*. Tesis, París. 295p. (Citado por R. Lhénaff, 1986).
- Russell, E.J., 1954. *Las condiciones del suelo y el desarrollo de las plantas*. Traducción de la 8ª Edic. por G. González. Aguilar, S.A. Barcelona.
- Samish, R.M., 1971. *Recent advances in plant nutrition*. Gordon and Breach Sci. Pub. New York.
- Sánchez, P.; Corral, L.; Paneque, G.; Mérida, J.; González, J.L., 1987. Contenidos y evolución de nutrientes minerales en acículas de *Abies pinsapo* Boiss. del Pinar de Grazalema (Cádiz, España). I. Nitrógeno, Fósforo y Potasio. *Invest. Agr.: Prod. veg. Vol.* **2** (3), 321-335.
- Saussure, Th. (de), 1804. *Recherches chimiques sur la végétation*. París.
- Sauvageot, A., 1973. Recherches sur la nutrition minérale de *Pinus pinaster* en forest de la Mamora, *Ann. Rech. Forest. au Maroc.*, **13**, 3-62.
- Schnitzer, M., 1977. Recent Findings on the Characterization of Humic Substances Extracted from Widely Differing Climatic zones. *Proc. Symposium on Soil Org. Matt. Stud.* I.A.E.A. (Viena) 117-131.
- Schnitzer, M. y Khan, S.U., 1978. *Soil Organic Matter*. Elsevier, Sc. P.C. New York.
- Schnitzer, M. y Khan, S.U., 1972. *Humic Substances in the environment*. Marcel Dekker, Inc. New York.

- Sibirtzev, N.M., 1901. *Pochvovedenie*. Tipografía I.N. Skorochodoma. St. Petersburgo.
- Sibirtzev, N.M., 1895. Genetische Bodenklassifikation. *Zap. Novo-Alexandr. Agr. Inst.* 1-1-23.
- Soil Survey Staff, 1994. *Keys to Soil Taxonomy*. USDA. Soil Cons. Serv.
- Soil Survey Staff, 1951. *Soil Survey Manual*. USDA. Handbook Nº 18. Washington.
- Soil Survey Staff, 1975. *Soil Taxonomy*. A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. S.C.S. USDA. Agric. Handbook. Nº 436. Washington, D.C.
- Sole de Porta, N. y De Porta, J., 1976. Datos palinológicos y faunísticos del Plioceno inferior de Santa Inés (Málaga, España). *Cuad. Geol.* 7, 53-55 (Citado por R. Lhénaff, 1986).
- Sprengel, C., 1837. *Die Bodenkunde oder die Lehre vom Böden*. Leipzig.
- Strzemiński, M., 1971. *Mysli Przewodnie systematyki Gleb* (The main ideas of the development of the systematics of soil). Instytut Uprawy Nawożenia i Gleboznawstwa. Seria P(16), 589p. Pulawy.
- Stone, E. y Leaf, L., 1967. Potassium deficiency and Response in Young Conifer Forest in Eastern North America. V *Colloquium of the IPI*. Jyväskylä.
- Stremme, H., 1926. *Grundzüge der praktischen Bodenkunde*. Berlín.
- Stremme, H., 1930. Die Braunerde. *Handbuch der Bodenlehre*. t.3. Berlín.
- Tardy, J., 1969. *Géochimie des alterations*. Études des arènes et des eaux de quelques massifs cristallins d'Europe et d'Afrique. Tesis Doctoral de Estado. Estrasburgo. *Mém. Serv. Carte Géol. Als. Lor.* nº31, 199p. (Citado por F. Lelong y B. Souchier, en M. Bonneau y B. Souchier (1987) *Edafología*, 2. Masson S.A.).
- Thaer, A., 1811. Über die Wertschätzung des Bodens. *Ann. der Fortschritte der Landwirtschaft in Theorie und Praxis*. 1,4, 4-6,361-516.
- Thaer, A., 1821. Über die Wertschätzung der Grundstücke. *Möglinsche Ann. der Landwirt.* Preus. Akademie des Lanbaues zu Möglin.
- UNESCO/FAO, 1963. Mapa bioclimático de las Cordilleras Béticas andaluzas, según UNESCO/FAO, 1963 En: R. Lhénaff, 1986. pág. 19.
- Vedy, J.C. y Bruckert, S., 1987. La solución del suelo. Composición y significado edafogenético. En: M. Bonneau y B. Souchier (1987), *Edafología* 2. Masson, S.A.
- Vieitez, E.; Arines, E.; Fabregas, R., 1979. Efecto de la adición de caliza sobre el pH y la disponibilidad de elementos de un suelo ácido, con especial referencia al fósforo. *An. Edafol. Agrobiol.* 38, 1275.
- Wallerius, J.C., 1761. *Agricultura fundamenta chemica*. Estocolmo.
- Wiegner, G. 1918. *Boden und Bodenbildung in Kolloidchemischer Betrachtung*. Dresden n. Leipzig.
- Zamora, M., 1991. Complejidad y Conocimiento Científico. *Mem. R.A. Sevillana de Ciencias*. Vol.2, 71-100. Sevilla.
- Zöttl, H.W.; Velasco, F., 1966. Estado nutritivo y crecimiento de diversas repoblaciones del género *Pinus* en España. *An. Edafol. Agrobiol.* XXV, 249-268.

DISCURSO PRONUNCIADO POR EL EXCMO. SR. D. FRANCISCO GONZÁLEZ GARCÍA

*Académico Numerario,
en contestación al leído por el
Ilmo. Sr. D. GUILLERMO PANEQUE GUERRERO,
en el Acto de su recepción como Académico Numerario,
celebrado el día 17 de Octubre de 1995*

Excmo. Sr. Presidente de la Real Academia Sevillana de Ciencias.
Excmas. e Ilmas. Autoridades y Representaciones.
Excmos. e Ilmos. Sres. Académicos.
Sras. y Sres.:

Al cumplir el grato deber de contestar al discurso protocolario que acaba de pronunciar el Ilmo. Sr. Don Guillermo Paneque Guerrero, Catedrático de Química Agrícola (Química Agrícola y Edafología) de la Facultad de Química de la Universidad de Sevilla en esta ocasión solemne de su recepción como Académico Numerario de la Real Academia Sevillana de Ciencias, quiero expresar ante tan distinguido auditorio el gran honor y la satisfacción que para mi representa el cumplimiento del encargo que en su momento recibí del Señor Presidente de la Corporación. Honor, porque si siempre lo es el ser designado para contestar en nombre de ésta al discurso de ingreso de un nuevo Numerario, se acrecienta en este caso porque el Profesor Paneque Guerrero es el primero de los miembros de la Academia que ocupa una plaza de Académico Numerario en la nueva Sección de Ciencias de la Tierra, (en la que tendrán cabida científica la Geología, Hidrología, Edafología, Ciencias Agrarias y otras disciplinas afines) que, creada por la Real Academia, conforme a sus Estatutos, en Junta General Extraordinaria del 20 de Enero de 1993, se sumó, como lo hizo también la de Tecnología, a las cuatro Secciones fundacionales de Química, Física, Biología y Matemáticas, con las que nació la Academia por Decreto de la Junta de Andalucía del 15 de Mayo de 1985 (B.O.J.A. del 15 de Junio del mismo año); satisfacción, porque a la que representa el recibir a un nuevo Numerario, se añade en este caso para mí el hecho de que el recipiendario es uno de mis más antiguos y estimados colaboradores, hoy Catedrático de la Facultad de Química de la Universidad de Sevilla.

Nacido en Ecija, en el seno de una familia ejemplar de la que formaron parte once hermanos, tres de los cuales han dedicado su vida al cultivo de la ciencia, aprendió en aquella los principios que le llevaron por los caminos de la honradez, la afición al estudio, la constancia en el esfuerzo y la valoración de la amistad que no abandonaría nunca.

Como ha recordado en su discurso, acabada su licenciatura en Farmacia en la Universidad de Granada en 1954, se incorporó en el curso 1954/55, primero como doctorando, desde 1957 como Colaborador científico temporal del Consejo Superior de Investigaciones Científicas (C.S.I.C.), y desde 1960 como Colaborador científico de plantilla, al grupo de personas de la Universidad y del Consejo que desde comienzos de 1952 colaboraban conmigo en los laboratorios de la Cátedra de Química Inorgánica y de la Sección de Química Inorgánica del C.S.I.C. en Sevilla adscrita a la misma, tanto en el tema de la Química de los silicatos, fosfatos y otros compuestos, como en el desarrollo de la Ciencia del Suelo o Edafología y de las ciencias básicas de la Agricultura, estudios que en 1953 habían conducido a la creación en Sevilla del Centro de Edafología y Biología Aplicada al Cuarto (C.E.B.A.C.) del C.S.I.C., hoy Instituto de Recursos Naturales y Agrobiología (I.R.N.A.).

Nunca agradeceré bastante el esfuerzo y la eficacia del trabajo de aquel grupo de colaboradores y amigos que fue creciendo y perfeccionándose con el tiempo, entre los que figuran hoy eminentes científicos especializados en las diversas ramas de aquellas ciencias (uno de ellos el Profesor Paneque) y sin los cuales no hubieran existido aquel Centro ni el mentado Instituto.

Doctorado en la Universidad de Granada con una Tesis sobre «Composición mineralógica y génesis de algunos tipos de suelos calizos béticos» que tuve la satisfacción de dirigir y que marcó su vocación inicial que confirmó a lo largo de los años, nuestro nuevo Académico siguió siempre el camino correcto que habría de conducirle al dominio sólido y competente de los capítulos fundamentales de la ciencia del suelo (Edafología), no solo en sus aspectos básicos como la Morfología, Mineralogía, Sistemática y Clasificación de suelos, etc., sino también en los aplicados como la Cartografía y la Evaluación de los suelos, la Física y la Química del suelo, la Química Agrícola, la Fisiología Vegetal, etc. En este proceso que una vez doctorado siguió con tenacidad, después de trabajar durante varios meses en Madrid con la Dra. J. Pérez Mateos en la micromineralogía de sedimentos y arenas del suelo, realizó varias estancias en el extranjero para completar su formación: en 1956 en la Universidad del Norte de Gales, en Bangor, del Reino Unido, perfeccionando con el Dr. Smithson las técnicas de observación, análisis, reconocimiento y estudio de microminerales del suelo; en 1960 en la «Forschung Anstalt für Landwirtschaft» de la Universidad de Hamburgo, en Reinbeck, con el Profesor Walter L. Kubiena, uno de los grandes maestros de la Edafología mundial, autor, entre otras obras, de las «Claves Sistemáticas de Suelos», publicadas en Madrid, en español e inglés por el C.S.I.C. en 1953. Nuestro Académico, que había asistido a cursos y seminarios impartidos por el Profesor Kubiena durante su larga estancia de casi una década en el C.S.I.C. en Madrid, perfeccionó asimismo su formación trabajando en Hamburgo en

la aplicación de las técnicas de micromorfología de suelos, desarrolladas por dicho Profesor, al estudio de las propiedades de éstos, en los que han llegado a ser de uso universal para la resolución de problemas de génesis y clasificación formación que completó con una estancia análoga en 1964 en la Universidad de Bonn (Alemania) trabajando sobre sistemática de suelos con el Profesor Eduard Mückenhausen, otro de los grandes maestros de la Edafología europea.

La formación adquirida en su doctorado y en estas estancias de intenso trabajo investigador le permitió acceder al cargo de Colaborador Científico del C.S.I.C. en 1960, al de Investigador Científico en 1965 y al de Profesor de Investigación en 1971, siempre con destino en el C.E.B.A.C. de Sevilla de cuya Sección de Suelos fue nombrado Jefe, publicando en este tiempo numerosos artículos en revistas de la especialidad y asistiendo a importantes congresos nacionales e internacionales. En esta actividad científica fue nombrado en 1969 Miembro del Grupo Internacional de Trabajo en Micromorfología de Suelos (I.W.G.S.M.) de la Sociedad Internacional de Ciencia del Suelo (I.S.S.S.) (en representación de los países de habla española), cargo que desempeñó hasta 1981, participando activamente en ponencias y comunicaciones en los congresos cuatrienales de dicha entidad científica celebrados en Amsterdam (1964), Wroclau (Polonia) (1969), Kingston, Ontario (Canadá) (1973), Madrid (1979), etc.

Otras actividades de nuestro Académico en el extranjero, muy relacionadas en este caso con el tema de su discurso, tuvieron por objeto la realización de estudios y trabajos sobre suelos forestales mediterráneos, como los que llevó a cabo en 1979 y 1980 en sendos viajes a Marruecos, en relación con la Universidad de Rabat y con la Escuela de Ingeniería Forestal de dicho país, para el estudio de los suelos bajo *Abies Maroccana* Trebut (pinsapo) y *Cedrus Atlántica* (cedro), así como los viajes análogos efectuados a Grecia en 1980 y a Turquía y Argelia en 1981 para reconocimiento y toma de muestras para el estudio de los suelos bajo *Abies cephalónica*, en el primero de estos países, bajo *Abies cilicica* en diversas regiones de Anatolia y bajo *Abies numídica*, *Cedrus Atlántica* y *Quercus Faginaea* en Argelia.

Su vocación universitaria le llevó también al ejercicio de la docencia obteniendo por oposición en 1972 la plaza de Profesor Agregado de Química Agrícola (Química Agrícola y Edafología) de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Sevilla, desde la que accedió en 1975 a la de Catedrático de la disciplina de igual denominación de la Facultad de Ciencias de la Universidad de Córdoba, en la cual permaneció hasta 1981, siendo Decano de la misma durante dos años, contribuyendo a la organización y consolidación de sus estudios y desarrollando al mismo tiempo una intensa labor de investigación, lo que al trasladarse por concurso a la Universidad de Sevilla le permitió dejar en la de Córdoba discípulos y un grupo muy activo de investigación que prosigue desde entonces con éxito en aquella labor.

Nuestro nuevo Académico ha dirigido 17 Tesis Doctorales y 33 Trabajos de Licenciatura, y ha publicado 96 artículos extensos en revistas y libros nacionales e internacionales, siendo además coautor de las obras Estudio Agrobiológico de la provincia de Sevilla (C.E.B.A.C., Sevilla, 1962), Estudio Agrobiológico de la provincia

de Cádiz (C.E.B.A.C., Sevilla, 1963) y Estudio Agrobiológico de la provincia de Córdoba (C.E.B.A.C., Sevilla, 1971); así como del Mapa de Suelos de España 1:1.000.000 (C.S.I.C., Madrid, 1968), Mapa de Suelos de Andalucía (C.S.I.C.-I.A.R.A., Sevilla, 1989), Reconocimiento Biofísico de Espacios Naturales de Andalucía: Serranía de Grazalema y Sierra de las Nieves (Junta de Andalucía y Casa de Velázquez, Madrid, 1987), así como de los Mapas de Suelos de Cantoria, Huércal Overa y Chirivel (Almería), escala 1:100.000 (I.C.O.N.A.-Universidad de Sevilla, 1989, 1990 y 1991, respectivamente), a los que se añaden numerosos estudios-informes técnicos sobre grandes áreas de suelos de las provincias de Sevilla, Huelva, Cádiz y Córdoba, tales como zonas regables del Guadimar y Rocío, (C.H.G. Sevilla, 1964), zona regable de la Vega del Corbones, Carmona, Sevilla (C.H.G. y AYESA, Sevilla, 1965 y 1969), zona regable de los Llanos de Villamartín (C.H.G., Cádiz 1963), zona regable de los suelos de Sierra Boyera (Córdoba) y otros muchos.

Ha sido Secretario o miembro del Comité Organizador del Congreso Español de Sedimentología (Sevilla, 1962), Congreso Internacional de Química Agrícola (Sevilla, 1964), Conferencia Internacional de suelos mediterráneos (Madrid, Sevilla, Lisboa, 1986) y otros y ha presentado comunicaciones en estos y en otros muchos Congresos científicos nacionales e internacionales.

Ha participado o participa en nueve proyectos de investigación, en siete de ellos como Investigador Principal, financiados por organismos y entidades diversas: CAICYT, ICONA, JUNTA DE ANDALUCIA, AMA, ALCALIVER S.A., FESA, etc.

Todo lo anterior se ha proyectado en la realización de una labor científica y universitaria del mayor interés en la que se han formado bastantes discípulos y Profesores universitarios, en la consolidación de un buen grupo de investigación y en la consecución de logros importantes como el profundo conocimiento de que hoy se dispone sobre los suelos forestales en clima mediterráneo, en especial bajo *Abies pinsapo* y especies afines de España y otros países del área, así como de la morfología y características diferenciales de la materia orgánica de tales suelos, a lo que debe añadirse su contribución al conocimiento y cartografía de los suelos de España, en especial –pero no solo– de los de Andalucía, y a la implantación y desarrollo del uso de las técnicas de micromorfología de suelos en varias universidades andaluzas, todo lo cual es de importancia para el estudio y resolución de problemas variados, edafológicos, medioambientales, de conservación de la naturaleza, agrícolas, forestales, etc.

El texto del discurso del nuevo Académico consta de una introducción y tres núcleos principales, dedicado el primero de éstos al análisis de los grandes factores de formación de los suelos de la zona de que se trata; el segundo al estudio de las transformaciones ocurridas por acción de estos factores, ya en la alteración de rocas y sedimentos o en la evolución de los materiales orgánicos; y el tercero, a la revisión y análisis de los caracteres más destacados de los suelos calcimagnésicos resultantes a que se refiere el discurso y a la consideración de algunas singularidades, como la que representan las «rendsinas de tangel», en la terminología de Kubierna, identificadas por el Académico y sus colaboradores en la serranía de Grazalema, para ter-

minar con interesantes referencias a la nutrición mineral del pinsapo que puebla las áreas elevadas montañosas del sur de nuestra región.

Si bien los fenómenos y hechos esenciales descritos por el nuevo Académico son, como es lógico, los relativos a la naturaleza y propiedades de los suelos de la zona a que el discurso se refiere, de tan especiales características en nuestro país, no puedo por menos que dedicar un elogioso comentario a la introducción antes mencionada, por representar una síntesis feliz de la evolución y desarrollo de los conocimientos que con el suelo se relacionan hasta llegar a constituir la Edafología o Ciencia del Suelo en su sentido estricto actual.

En otro lugar he escrito que resulta sorprendente el hecho de que en el inmenso campo de la Filosofía Natural, la Edafología, dedicada al estudio científico del suelo, uno de los entes naturales más importantes de nuestro planeta, sea realmente una ciencia muy joven y que, «aunque no se me oculta que las simplificaciones excesivas pueden conducir a aproximaciones incorrectas, es un hecho que la Edafología siguió en su desarrollo un curso diferente al de otras muchas ciencias modernas. Así, mientras que el caso común y frecuente es que la profundización y especialización del conocimiento a partir de un tronco original conduzca a la aparición de disciplinas nuevas que adquieren luego personalidad propia, la Edafología o Ciencia del Suelo surgió inicialmente más bien en un proceso integrador de conocimientos que en torno a aquel se aportaron desde la Geología, la Física, la Química, las distintas ramas de la Biología, etc., en forma de datos obtenidos por la metodología propia de cada una de estas ciencias. Así no puede extrañar que el propio concepto de suelo haya ido variando y perfeccionándose a medida que fue mejor y más rigurosa la aportación desde cada uno de aquellos campos» lo cual, por otra parte es lógico si se considera la complejidad de este importante recurso natural (del que la humanidad depende y seguirá probablemente dependiendo siempre de un modo principal) como ha discutido bien nuestro Académico.

Es cierto, como él hace notar en su discurso, que durante un largo período de este desarrollo predominaron en los estudios de suelos criterios de uso y aprovechamiento de éstos, lo que se pone de manifiesto incluso en las primeras clasificaciones de suelos geológico-petrográficas, como las de Thaer (1921), Hausmann (1818) y Hundeshagen (1830) que hablan de «suelos fuertes de trigo», de la gran fertilidad de suelos derivados de basaltos, etc., y que siguen estando presentes en las clasificaciones climáticas (de suelos), como las de Raman (1918) en Alemania, o en la de Hilgard (1892) en Estados Unidos. Si bien es cierto que estos criterios desaparecen como condicionantes esenciales en las llamadas «clasificaciones naturales» modernas, que arrancan desde las de Fallow (1862), Dokuchaev (1879, 1886) y sus continuadores Sibirtzew (1898) y Glinka (1914), las de Stebut (1930), a las de Robinson (1928), Huguet del Villar (1931, 1937), (a quien, por cierto, se debe la adopción en España del término Edafología para designar la Ciencia del Suelo), las de Lang (1920) y las de Stremme y Arnio (1924) que dio lugar al primer mapa de suelos de Europa, presentado en el primer Congreso de la I.S.S.S., celebrado en Washington (1924), no lo es menos que dichos criterios se incorporaron expresa o tácitamente, sin embargo,

como uno de los objetivos a cubrir, al menos en las aplicaciones de todas ellas, incluidas las más recientes, como la de Kubiena (1953), la de Duchaufour y Aubert (1956, 1967), la de la F.A.O. (1974) y la clasificación «americana», contenida en el Soil Taxonomy (1975) anticipada como «VII Aproximación» en el VI Congreso de la I.S.S.S. celebrado en Madison, U.S.A. 1960 y defendida en una de las más apasionantes discusiones científicas de todos los tiempos. En conclusión lo que ocurre es que si bien las sistemáticas de suelos tienen por objeto el reconocimiento, clasificación, catalogación y cartografiado preciso de éstos, todo ello debe encaminarse no solo a su mejor ordenación y conocimiento, sino también a constituir la mejor base para su evaluación y empleo o aprovechamiento. La introducción diseñada por nuestro nuevo compañero académico representa una interesante aportación al conocimiento de este proceso científico.

El nuevo Académico ha prestado en su discurso una gran atención al análisis de los factores litológicos y climáticos y de la vegetación de la zona en que radican los suelos que constituyen el tema principal del mismo, sobre los cuales y sobre los factores que con ellos se relacionan ha dirigido cuatro Tesis doctorales y ocho trabajos de Licenciatura y publicado 23 artículos en revistas especializadas desde 1980 a 1988.

El resultado de este estudio riguroso es que los materiales sobre los que se formaron tales suelos pertenecen al ámbito subbético y que, en lo que concierne a las sierras del Pinar y de Zafalgar, consisten fundamentalmente en potentes series de dolomitas y calizas duras rheto-liásicas (jurásico inferior) que también dominan, aunque en menor extensión, en las sierras del Endrinal, de Ubrique y de Lfbar, así como en la de Las Nieves, acompañadas a veces de conglomerados y esquistos jurásicos y de calizas y margas del cretácico; y que la alteración de estos materiales y la formación de los suelos correspondientes ocurrió bajo clima húmedo, ya fuera el clima tropical del oligoceno terminal y comienzos del mioceno, el cálido, algo más seco que el tropical, del mioceno medio y superior, o en los derrubios arrastrados por las fuertes torrenceras del plioceno o en las pluvitaciones de las bajas latitudes durante el cuaternario, como ha discutido con precisión el recipiendario.

Sobre esta clase de materiales se instalaron en nuestro país los abetos de la especie *Abies pinsapo* Boissier contribuyendo a la génesis edáfica, como lo hizo también la *Abies Macroccana* Trebut de las montañas del Rif occidental en Marruecos, la *Abies Numídica* en las de Argelia, la de *Abies cilíctica* en Anatolia (Turquía) y la de *Abies cephalónica* en diversas áreas montañosas de Grecia, instaladas prácticamente todas ellas sobre rocas carbonatadas en las que no suelen faltar las calizas duras y las dolomías.

Con el respeto que merecen la brillante revisión y las aportaciones personales efectuadas por nuestro Académico, me atrevo a sugerir la existencia de una clara asociación del pinsapo con las rocas y suelos calcimagnésicos, sin que pueda, sin embargo, afirmarse que estos sean los únicos materiales litológicos adecuados para esta conífera, ya que, como el Profesor Paneque señala adecuadamente, la misma se encuentra también sobre las peridotitas y serpentinas de las cumbres de Sierra Bermeja (Málaga) (en la que, como él mismo reseña, se halla el primer pinsapar estu-

diado por Boissier), e incluso existen ejemplares aislados de pinsapos mezclados con alcornoques y pinos sobre algunos materiales silíceos de la zona.

La sugerida asociación *Abies*-materiales calcimagnésicos, concuerda con el carácter de rocas ricas en magnesio de dolomías, peridotitas y serpentinas y también con algunos datos nutricionales de estas coníferas estudiados y aportados por el Profesor Paneque.

La gran formación naturalista y edafológica del recipiendario se refleja también en el rigor y acierto con que trata los epígrafes sobre vegetación, sobre alteración de calizas y horizontes minerales y el de la humidificación de materiales orgánicos de los suelos.

Basándose en primer lugar en los estudios realizados por Ceballos y Vicioso (1933), en los llevados a cabo más tarde por Rivas Goday, Fernández-Galiano y Rivas Martínez (1962), por Barbero y col. (1971, 1975, 1981), por Rivas Martínez (1980, 1981, 1983) y por Delannoy (1986, 1987) y con base también en su profundo conocimiento de los abetales mediterráneos, el Profesor Paneque ha realizado una síntesis excelente de las características de estos bosques formados en nuestro país por la especie *Abies pinsapo* Boiss. que trepa por las pendientes de cañadas y barrancos de las umbrías de las sierras del Pinar, Zafalgar y otras del macizo de Grazalema (Cádiz) y por las de la Sierra de las Nieves y otras de Málaga, ocupando áreas de pluviosidad superior a 1.000 lm², desde los 1.000 m. a los 1.800 m. de altitud, dando lugar a formaciones edáficas del mayor interés y creando uno de los parajes naturales de mayor valor ecológico de España, que los recientes estudios del recipiendario han contribuido a revalorizar ante ciudadanos y autoridades administrativas, lo que está resultando esencial para la protección y conservación de estos bosques.

Aunque el nuevo Académico tenía ya información abundante sobre los suelos de la sierra del Pinar, del macizo de Grazalema y áreas próximas, desde los estudios que junto con el Prof. José Luis Mudarra y el Dr. Clemente Baños realizó para el Estudio Agrobiológico de la provincia de Cádiz (1963), son los llevados a cabo en los últimos años los que le han proporcionado un conocimiento profundo de la naturaleza, génesis y propiedades de todas clases de tales suelos, de los que puede decirse que en este momento representan un capítulo especialmente atractivo de la Edafología de nuestro país, gracias tanto a las especiales características que confluyen en los materiales originarios (calizas duras y dolomías jurásicas), como a la topografía de montaña de grandes pendientes rocosas, al clima frío y húmedo, con precipitaciones superiores a 2.000 mm. en las vertientes septentrionales y a la singularidad de la vegetación allí presente, en la que destacan los bosques de *Abies pinsapo*.

En el análisis y descripción de estos suelos, el Prof. Paneque ha utilizado toda clase de datos entre los que destacan los morfológicos y micromorfológicos, los que informan sobre el proceso de alteración de las rocas originarias, la evolución de los materiales orgánicos, el estudio preciso de la micro-mineralogía y de las formas de humus, todo lo cual le ha permitido establecer una gradación en el desarrollo y evolución de los suelos, que dentro del carácter general calcimagnésico, van desde los que se encuentran en las áreas de grandes pendientes (de 30 a 50 % o mayores) a

alturas entre 1.200 y 1.400 metros, suelos humo-calizos o suelos humíferos litocálcicos, de perfil $A_0A_1C_1$ ó A_0C_1 con modificaciones, de la clasificación francesa (C.P.C.S., 1967) afines a rendolls chrépticos, líticos y típicos, Haplumbrepts y Tropofolits (típicos y líticos), Leptosoles y cambisoles de las clasificaciones americana (U.S.D.A., 1975) y de la FAO (1974); a los suelos pardo calizos y pardo cálcicos desarrollados en alturas de 1.000 a 1.200 m. y a menores pendientes (20-30 %), de perfiles $A_0A_1C_1$ y $A_0A_1(B)C_1$ con variaciones, de la clasificación francesa, que se correlacionan con rendolls (eutrochrépticos y líticos), eutrochrepts (rendólicos, típicos y líticos), leptosoles y ustochrepts, de las clasificaciones más modernas, todas ya citadas, hasta los que se desarrollan a pequeñas altitudes (800 a 1.000 ó 1.100 m.) y pendientes inferiores al 20 %, suelos de perfil ABC_1 con variaciones (A_1B/C_1C_1 , $A_{11}A_{12}B/C_1C_1$, etc.) arcillosos (30-35 % en el horizonte B) y baja saturación en bases (36-40 % para C.I.C. del 64 al 74 %) y que son suelos pardos y pardo lavados (clasificación francesa), relacionados con rendolls eutrochrépticos, eutrochrepts líticos y rendólicos, Hapluxeralfs (líticos y móllicos) etc. de las clasificaciones francesa y más modernas respectivamente.

Naturalmente, es de advertir que por la variación e influencia de las condiciones locales (pendiente, clase y espesor de la vegetación, acumulación o no de humedad y de materia orgánica y otras), esta separación no es total, por lo que existen formas locales de suelos A(B)C (con modificaciones) a alturas de 1.200-1.300 m., o bien otros de perfil A_1A/C_1C_1 a alturas de 1.000 m., o de perfil A_0A_1/BC_1 a 1.300 m., etc., lo que es de toda lógica.

Discípulo directo de Kubiena y gran experto en las técnicas micromorfológicas, el Profesor Paneque ha tenido la suerte (la suerte, claro está, que alcanzan los investigadores tenaces y constantes, clase a la que pertenece nuestro Académico y sus colaboradores directos) de poder adornar su discurso con un logro científico del mayor interés: la demostración de que en la serranía de Grazalema (Sierra del Pinar y Sierra de Zafalgar) existen suelos de perfil $A_0A_1A_2/C_1C_2$, sobre calizas dolomíticas del Lías, a unos 1.200-1.400 m. de altitud, con exposición Norte y fuertes pendientes, que se corresponden morfológicamente con las «rendsinas de tangel» caracterizadas por vez primera por Kubiena (1953, 1970) en suelos de montaña, sobre calizas duras y dolomías, bajo bosque de *Pinus nigra*, en Austria, a 700-900 m. de altitud, con una cubierta de *Erica carnea*, *Rhododendron hirsutus*, *Juniperus communis* y otras especies de las llamadas «plantas de humus», hallados también más tarde por el mismo Profesor en algunas altas montañas españolas.

Lo más característico de estos suelos, encontrados también en otras montañas circunmediterráneas de clima húmedo o subhúmedo bajo coníferas, tanto sobre calizas como sobre materiales silíceos, además de poseer subhorizontes L, F, H y A macromorfológicamente diferenciados, es, tal vez el desarrollo de un «humus de tangel» de micromorfolología y dinámica especial al que corresponden importantes funciones en los ecosistemas de que aquellos forman parte. Las características de estos suelos se analizaron con todo pormenores y precisión por el Profesor Paneque y sus colaboradores directos en 1988 con motivo de celebrarse el cincuentenario de la

publicación del primer tratado sobre Micromorfología por Kubiena (*Micropedology*; Kubiena W.L., College Press Inc, Ames. Iowa, USA, 1938).

El preciso conocimiento de las propiedades de los suelos de sierra del Pinar y áreas próximas y la doble faceta de naturalista y de químico agrícola del nuevo Académico, le ha llevado también a acometer por vez primera en estos sistemas el estudio de las interacciones suelo-planta para el pinsapo y al establecimiento de relaciones precisas entre uno y otra que son de la mayor importancia para cualquier proyecto de reforestación, conservación y mejora de esta preciosa e interesantísima clase de bosques del sur de España, todo lo cual viene a completar un estudio acertado y excelente sobre los mismos.

Cumplido hasta aquí el encargo que recibí de nuestro Presidente, solo me resta felicitar al nuevo Académico, mi querido y gran amigo Profesor Don Guillermo Paneque, por su incorporación a la Real Academia Sevillana de Ciencias y agradecer a todos los asistentes la atención con que me han escuchado.

He dicho.