

Tesis doctoral

CALIDAD DE SUELOS EN AMBIENTES CALIZOS MEDITERRÁNEOS: PARQUE NATURAL DE SIERRA MARÍA- LOS VÉLEZ.

Memoria para optar al grado de Doctor presentada por la Lcdo.
en Ciencias Ambientales Isabel Miralles Mellado.

El trabajo de investigación que se expone en la presente memoria
ha sido realizado bajo la dirección de los doctores:

Dr. Rafael Delgado Calvo-Flores.
Catedrático de Universidad.
Dpto. Edafología y Q. Agrícola.
Facultad de Farmacia.
Universidad de Granada.

Dr. Miguel Soriano Rodríguez.
Profesor Titular de Universidad.
Dpto. Edafología y Q. Agrícola.
Escuela Politécnica Superior.
Universidad de Almería.

Dr. Manuel Sánchez Marañón.
Profesor Titular de Universidad.
Dpto. Edafología y Q. Agrícola.
Facultad de Ciencias.
Universidad de Granada.

Tesis doctoral

**CALIDAD DE SUELOS EN AMBIENTES CALIZOS
MEDITERRÁNEOS: PARQUE NATURAL DE SIERRA
MARÍA-LOS VÉLEZ.**

ISABEL MIRALLES MELLADO

UNIVERSIDAD DE GRANADA



FACULTAD DE FARMACIA

DEPARTAMENTO DE EDAFOLOGÍA Y QUÍMICA AGRÍCOLA

GRANADA, 2006.

Directores:

Dr. Rafael Delgado Calvo-Flores

Dr. Miguel Soriano Rodríguez

Dr. Manuel Sánchez Marañón

A mis padres y hermanos

A mi Raúl

AGRADECIMIENTOS

La realización de la presente tesis ha sido posible gracias a la concesión de la beca de Formación de Profesorado Universitario del Ministerio de Educación Cultura y Deporte, AP2002-3628, y al proyecto titulado “El color como estimador de la calidad del suelo en áreas protegidas mediterráneas” (Referencia: CGL2004-02282BTE), con el que se ha financiado la tesis. El desarrollo de la presente tesis ha resultado ser una experiencia única, tanto a nivel personal como profesional. Es por ello por lo que quiero expresar en estas páginas mi más sincera gratitud a todas aquellas personas que han hecho posible la finalización de este trabajo.

Mis directores: D. Rafael Delgado Calvo-Flores, D. Manuel Sánchez-Marañón y D. Miguel Soriano Rodríguez han supervisado este trabajo, participando activamente en el mismo. Durante estos cuatro años se han encargado de mi formación, y su apoyo ha sido de gran importancia para la culminación de este trabajo.

El profesor D. Rafael Delgado ha puesto a mi alcance todos los medios técnicos y materiales necesarios para el desarrollo de la tesis, y ha llevado el hilo conductor de capítulos de gran interés para la consecución de los objetivos de la misma, como es el estudio de la ultramicrofábrica mediante Microscopio Electrónico de Barrido, y el estudio mineralógico de suelos. Quisiera destacar la suerte que he tenido de conocer y mantener conversaciones con una persona como D. Rafael Delgado, sobre temas de actualidad y de gran interés científico. Para mí ha sido una inspiración durante todo este tiempo, no solo por su rigor científico, sino por sus férreos principios éticos y morales.

Al profesor D. Manuel Sánchez cuya intervención ha sido fundamental para marcar los objetivos de la tesis, en el trabajo de campo y en la corrección de la misma. Trabajador incansable, siempre se ha mostrado disponible para atender a mis dudas e inquietudes. Quiero destacar además, que gracias al profesor Manuel Sánchez Marañón, tuve la posibilidad de realizar una estancia en el Centro de Ciencias Medioambientales (CSIC-Madrid), financiada con cargo al proyecto “El color como estimador de la calidad del suelo en áreas protegidas mediterráneas” (Referencia: CGL2004-02282BTE), del cuál es el investigador principal.

D. Miguel Soriano no sólo ha aportado ideas determinantes para la realización de la tesis, sino que contagia vitalidad y entusiasmo, me ha ofrecido sabios consejos, tanto personales como profesionales, y me ha mostrado su apoyo incondicional en momentos de desánimo. Miguel ha sido para mí una persona muy especial..., generoso y amable, ha tratado a sus becarios como si formaran parte de su propia familia. Hago extensible mi agradecimiento a su mujer, Ana Lerma, por su amistad y hospitalidad durante todo este tiempo, y a la pequeña Ana Soriano, también por su amistad y simpatía. A la pequeña Ana le deseo que en su vida profesional encuentre a alguien como su padre.

Al Dr. D. Gonzalo Almendros, investigador del Centro de Ciencias Medioambientales (CSIC-Madrid), en cuyos laboratorios pude realizar el estudio detallado de la materia orgánica del suelo, obteniendo resultados muy fructíferos para la presente tesis. Estoy convencida de que la generosidad y sabiduría del profesor Almendros no dejaría a ninguna persona que le conozca indiferente.

Al profesor D. Fernando Gil Sotres, del Departamento de Edafología y Química Agrícola de la Universidad de Santiago de Compostela, al que he tenido la suerte de conocer durante mi primera estancia de movilidad del Ministerio de Educación Cultura y Deporte, tengo que agradecer su atención y amabilidad durante mi estancia en sus laboratorios. La sabiduría del profesor Gil Sotres y la profesionalidad del equipo de trabajo que éste dirige, me permitió familiarizarme, en un corto período de tiempo, con numerosas técnicas de estudio de propiedades bioquímicas de los suelos, así como la realización de uno de los capítulos que más me han motivado en el desarrollo de la tesis. Hago extensible mi agradecimiento a la Dra. Dña. Carmen Trasar Cepeda, y a todos mis compañeros de los laboratorios de la Universidad de Santiago de Compostela, por su ayuda y por hacer que mi estancia en Santiago fuera tan grata.

A las Doctoras Dña. Clare Power y Dña. Katerian Michaelides, les agradezco su labor didáctica y de formación en multitud de técnicas de teledetección durante mi estancia a la Escuela de Ciencias Geográficas de la Universidad de Bristol (Inglaterra).

A la profesora Dña. Yolanda Cantón por sus sabios consejos y el apoyo incondicional que me ha prestado durante el desarrollo de la tesis. Las palabras de ánimo de Yolanda cuando mi ánimo flaqueaba y su simpatía han sido un gran consuelo en multitud de ocasiones. Su ayuda también ha sido indispensable para la realización de algunos capítulos de la tesis, como el análisis topográfico mediante Sistemas de Información Geográfica.

Al profesor D. Cecilio Oyonarte le agradezco la amabilidad y la ayuda que me ha brindado siempre. En nuestras conversaciones me aportaba ideas que resultaron de gran utilidad para mi tesis. También ha sido para mí muy importante el gran interés que ha mostrado el profesor D. Gabriel Delgado en el desarrollo de mi tesis y su ayuda en el laboratorio.

Quiero hacer extensible mi agradecimiento a todos los miembros de los Departamentos de Edafología y Química Agrícola de las Universidades de Granada y Almería, por el ánimo y apoyo que me han ofrecido a lo largo de mi período como doctorando. Así como a los técnicos de laboratorio y personal de administración y servicios de dichos Departamentos (Marisol, Manolo, Marina, Jose Luis y Encarnita) por su ayuda en los aspectos técnicos y burocráticos que he tenido que llevar a cabo para lograr el buen fin de esta tesis. Quiero destacar la importante ayuda que me ha ofrecido Encarnita en el estudio de la mineralogía de mi tesis.

A la dirección y personal del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, especialmente a Adela, Jaime, Gines y Paco Pareja, les agradezco el haber puesto todos los medios técnicos y materiales disponibles en el Parque Natural a mi alcance. Su ayuda ha sido indispensable para la realización del trabajo de campo de mi tesis.

A Francisco Miralles, Director Multimedia de Neodis publicidad, y a Sergio Criado, Director Creativo de Neodis publicidad, por su esmero, originalidad y creatividad en el diseño de la portada y separadores interiores de la tesis.

A mi tía Ángela, a mi prima Antonia y a Toñi, les agradezco el haber podido contar con ellas en momentos difíciles. Sus consejos siempre han sido muy importantes para mí.

Finalmente, quiero expresar mi gratitud a las personas que en todo momento han permanecido a mi lado: mi familia... mis padres, mis hermanos y mi Raúl. Me resulta imposible expresar con palabras el valor que tiene para mí el sacrificio y esfuerzo que han hecho mis padres durante todos estos años, y que no ha terminado, ni mucho menos, con la realización de mi tesis, pues mis padres seguirán viviendo todos los momentos que acontecen en mi vida junto a mí. Para mí, el sacrificio que ha supuesto la realización de la presente tesis, está completamente justificado por ellos. Mis hermanos también han estado siempre a mi lado, especialmente mi hermano Francisco, que me ha apoyado y se ha interesado constantemente por mi trabajo, como si fuera suyo propio. Gracias por todo. Y mi Raúl, su ayuda ha sido indispensable para la realización de mi tesis doctoral. Su compañía, para mí, es insustituible. “Empezamos esto juntos y lo terminamos juntos..., y hasta el próximo proyecto...siempre juntos”. Gracias por estar siempre a mi lado.

ÍNDICE

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

I.1. EL CONCEPTO DE CALIDAD DEL SUELO Y SU DESARROLLO.....	1
I.2. INDICADORES DE CALIDAD.....	7
I.2.1. Textura y estructura.....	9
I.2.2. Densidad aparente.....	10
I.2.3. Capacidad de retención de agua.....	10
I.2.4. Profundidad de enraizamiento.....	10
I.2.5. Porosidad.....	10
I.2.6. Materia orgánica.....	11
I.2.7. pH y conductividad eléctrica.....	11
I.2.8. Nitrógeno, fósforo y potasio asimilables.....	12
I.2.9. Capacidad de intercambio catiónico.....	12
I.2.10. Microorganismos.....	12
I.2.10.1. Biomasa microbiana.....	13
I.2.10.2. Nitrógeno potencialmente mineralizable.....	14
I.2.10.3. Respiración microbiana.....	15
I.2.10.4. Actividad enzimática.....	15
I.3. MATERIA ORGÁNICA Y CALIDAD DEL SUELO.....	18
I.3.1. Definición, propiedades, origen y clasificación de la materia orgánica.	18
I.3.1.1. Concepto de materia orgánica.....	18
I.3.1.2. Importancia de la materia orgánica en la calidad del suelo.....	18
I.3.1.3. Origen de la materia orgánica.....	19
I.3.1.4. Clasificación de la materia orgánica.....	19
I.3.2. Las sustancias húmicas.....	20
I.3.2.1. Definición y naturaleza de las sustancias húmicas.....	20
I.3.2.2. Clasificación de las sustancias húmicas.....	20
I.3.2.3. Clasificación del humus.....	22
I.3.3. Procesos de humificación. Origen y formación de las sustancias húmicas.....	23
I.3.3.1. Procesos de humificación.....	24
I.3.3.2. Humificación directa.....	24
I.3.3.3. Humificación indirecta.....	25
I.3.3.4. Otros procesos.....	25
I.3.4. Acumulación, composición y propiedades de las sustancias húmicas	27
I.3.5. Mineralización de la materia orgánica.....	28
I.4. PROPIEDADES BIOQUÍMICAS Y CALIDAD DEL SUELO.....	30
I.4.1. Importancia de la actividad microbiana en la calidad del suelo. Parámetros bioquímicos indicativos de calidad del suelo.....	30
I.4.2. Aproximaciones para la obtención de indicadores de calidad basados en propiedades bioquímicas de los suelos.....	31

I.4.3. Propiedades bioquímicas de los suelos.....	32
<u>I.4.3.1. Parámetros bioquímicos generales.....</u>	32
I.4.3.1.1. <i>Carbono asociado a la biomasa.....</i>	32
I.4.3.1.2. <i>Respiración microbiana del suelo.....</i>	34
I.4.3.1.3. <i>Coeficiente metabólico.....</i>	35
I.4.3.1.4. <i>Capacidad de mineralización del nitrógeno.....</i>	36
<u>I.4.3.2. Actividades enzimáticas.....</u>	37
I.4.3.2.1. <i>Actividad deshidrogenasa.....</i>	37
I.4.3.2.2. <i>Actividad catalasa.....</i>	38
I.4.3.2.3. <i>Actividad fosfodiesterasa.....</i>	38
I.4.3.2.4. <i>Actividad proteasa-caseína.....</i>	39
I.4.3.2.5. <i>Actividad ureasa.....</i>	39
I.4.3.2.6. <i>Actividad β-Glucosidasa.....</i>	40
I.5. ESTRUCTURA Y CALIDAD DEL SUELO.....	41
I.5.1. Concepto de estructura del suelo y estabilidad estructural.....	41
I.5.2. Niveles de organización de la estructura.....	43
I.5.3. Origen de la estructura. Factores que influyen en la estabilidad de los agregados.....	45
<u>I.5.3.1. Agentes.....</u>	45
I.5.3.1.1. <i>La textura del suelo.....</i>	45
I.5.3.1.2. <i>Materia orgánica.....</i>	47
I.5.3.1.3. <i>Precipitados de minerales secundarios (Óxidos de hierro y aluminio y carbonatos).</i>	50
I.5.3.1.4. <i>Iones y sales solubles.....</i>	51
I.5.3.1.5. <i>Agua.....</i>	52
I.5.3.1.6. <i>Efecto de la vegetación en la estabilidad de los agregados.....</i>	52
I.5.3.1.7. <i>Organismos del suelo.....</i>	52
I.5.3.1.8. <i>Efecto de la topografía.....</i>	53
<u>I.5.3.2. Mecanismos.....</u>	53
I.5.3.2.1. <i>El empaquetamiento.....</i>	53
I.5.3.2.2. <i>Floculación-dispersión de arcillas.....</i>	54
I.5.3.2.3. <i>Mecanismos de estabilización de las unidades estructurales iniciales.....</i>	55
I.5.3.2.4. <i>Otros mecanismos.....</i>	55
<u>I.5.3.3. Procesos.....</u>	55
I.5.3.3.1. <i>Procesos de tipo físico.....</i>	55
I.5.3.3.2. <i>Procesos de tipo químico.....</i>	56
I.5.3.3.3. <i>Procesos de tipo biológico.....</i>	56
I.5.4. Estudio de la estructura del suelo.....	56
<u>I.5.4.1. Métodos directos.....</u>	56
I.5.4.1.1. <i>Métodos empleados a nivel macroscópico.....</i>	56
I.5.4.1.2. <i>Métodos empleados a nivel microscópico.....</i>	57
I.5.4.1.3. <i>Métodos empleados a nivel ultramicroscópico.....</i>	57
<u>I.5.4.2. Métodos indirectos.....</u>	63
<u>I.5.4.3. Modelos matemáticos.....</u>	64
I.5.5. Estudio de la estabilidad de los agregados.....	64
<u>I.5.5.1. Mecanismos de ruptura de los agregados.....</u>	64
I.5.5.1.1. <i>Desagregación por colapso o estallido de agregados (slaking) ...</i>	64
I.5.5.1.2. <i>Dispersión físico-química.....</i>	65
I.5.5.1.3. <i>Ruptura por hinchamiento diferencial.....</i>	65

I.5.5.1.4. <i>Ruptura mecánica por impacto de las gotas de agua</i>	65
I.5.5.2. <u>Métodos de estudio de la estabilidad estructural</u>	65
I.6. ÍNDICES DE CALIDAD	67
I.7. LA CALIDAD DEL SUELO EN AMBIENTES MONTAÑOSOS MEDITERRÁNEOS	71
I.8. OBJETIVOS	73
I.9. ZONA DE ESTUDIO. PARQUE NATURAL DE SIERRA MARÍA-LOS VÉLEZ	76
I.10. ANTECEDENTES SOBRE LA ZONA DE ESTUDIO	77

CAPITULO II. FACTORES FORMADORES

II.1. RELIEVE	82
II.1.1. Rasgos generales.....	82
II.1.2. Características topográficas.....	86
II.2. MATERIAL ORIGINAL	94
II.2.1. Enclave geológico.....	94
II.2.2. Historia geológica.....	94
II.2.3. Materiales Geológicos.....	96
II.2.3.1. <u>Penibético</u>	96
II.2.3.1.1. <i>Margas</i>	96
II.2.3.1.2. <i>Dolomías y calizas</i>	96
II.2.3.1.3. <i>Margas y radiolaritas</i>	97
II.2.3.1.4. <i>Margas y margocalizas</i>	98
II.2.3.2. <u>Subbético</u>	98
II.2.3.2.1. <i>Margas</i>	98
II.2.3.2.2. <i>Micritas arcillosas</i>	99
II.2.3.2.3. <i>Calizas margosas, margas y margocalizas</i>	99
II.2.3.3. <u>Zona Intermedia</u>	100
II.2.3.3.1. <i>Margas, arcillas y areniscas</i>	100
II.2.3.4. <u>Sedimentos Post-Mantos</u>	100
II.2.3.4.1. <i>Biomicritas de algas con cuarzo</i>	100
II.2.3.4.2. <i>Calizas arenosas</i>	100
II.2.3.4.3. <i>Conglomerados, areniscas, limos arenosos y margas</i>	101
II.2.3.4.4. <i>Conglomerados</i>	101
II.2.3.4.5. <i>Sedimentos cuaternarios de diferente naturaleza</i>	101
II.2.4. Hidrogeología	104
II. 2.4.1. <u>Sistema acuífero Sierra de María</u>	104
II.2.4.1.1. <i>Unidad de María</i>	104
II.2.4.1.2. <i>Unidad de Maimón-Sierra de Orce</i>	105
II. 2.4.2. <u>Sistema acuífero Sierras de Pericay-Gigante-Gabar</u>	105
II.2.4.2.1. <i>Unidad Pericay-Luchena</i>	105
II.2.4.2.2. <i>Unidad Sierra del Gigante</i>	106
II.2.4.2.3. <i>Unidad Sierra del Gabar</i>	106
II.3. VEGETACIÓN	107
II.3.1. Biogeografía	107
II.3.2. División biogeográfica del territorio	107
II.3.2.1. <u>Provincia Bética</u>	107

II.3.2.1. Provincia Castellano-Maestrazgo-Manchega.....	108
II.3.3. Vegetación potencial.....	109
II.3.4. Vegetación actual.....	110
II.3.4.1. Unidades de vegetación.....	110
II.3.4.2. Pisos bioclimáticos.....	114
II.3.4.3. Piso Oromediterráneo.....	114
II.3.4.4. Piso Supramediterráneo.....	115
II.3.4.5. Piso Mesomediterráneo.....	116
II.3.5. Evolución de la cubierta vegetal.....	117
II.4. FAUNA.....	121
II.5. CLIMATOLOGÍA.....	122
II.5.1. Análisis de los parámetros climáticos.....	122
II.5.1.1. Condicionantes del clima.....	124
II.5.1.2. Precipitaciones.....	124
II.5.1.3. Temperaturas.....	125
II.5.2. Estudio de relaciones estadísticas.....	134
II.5.3. Clasificaciones bioclimáticas.....	135
II.5.3.1. Clasificación bioclimática de Rivas Martínez.....	135
II.5.3.2. Clasificación bioclimática de Montero de Burgos y González Rebollar.....	141
II.5.3.3. Edafoclima.....	149

CAPÍTULO III. MATERIAL Y MÉTODOS

III.1. ANÁLISIS DE LAS PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS DE LOS SUELOS. CARTOGRAFÍA DE SUELOS.....	150
III.1.1. Trabajos preliminares de gabinete.....	150
III.1.2. Labores de campo.....	150
III.1.3. Análítica de laboratorio.....	153
<u>III.1.3.1. Determinaciones analíticas en las muestras de los perfiles.....</u>	153
III.1.3.1.1. <i>Propiedades físicas de los suelos I</i>	153
III.1.3.1.1.1. Análisis granulométrico.....	153
III.1.3.1.1.2. Separación de fracciones granulométricas.....	153
III.1.3.1.1.3. Determinación de la densidad aparente.....	153
III.1.3.1.1.4. Retención de agua, Cm y agua útil.....	154
III.1.3.1.1.5. Medida de color.....	154
III.1.3.1.2. <i>Propiedades químicas de los suelos I</i>	154
III.1.3.1.2.1. Determinación de pH y conductividad.....	154
III.1.3.1.2.2. Humedad.....	154
III.1.3.1.2.3. Carbono orgánico.....	154
III.1.3.1.2.4. Nitrógeno total.....	155
III.1.3.1.2.5. Carbonatos.....	155
III.1.3.1.2.6. Hierro libre.....	155
III.1.3.1.2.7. Fósforo asimilable.....	155
III.1.3.1.2.8. Capacidad de intercambio catiónico y bases de cambio.....	155
III.1.3.1.2.9. Medida de repelencia al agua.....	156
<u>III.1.3.2. Determinaciones analíticas en las muestras de capas arables.....</u>	156
III.2. INTERPRETACIÓN Y VALORACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS.....	156

III.2.1. Clasificación taxonómica de los perfiles.....	156
III.2.2. Cartografía de suelo.....	156
III.2.3. Análisis de la calidad ambiental de los suelos mediante estimadores de calidad.....	157
III.2.4. Análisis mineralógico por difracción de rayos x.....	158
<u>III.2.4.1. Diagramas de polvo cristalino desorientado.....</u>	159
III.2.4.1.1. <i>Análisis mineralógico cualitativo.....</i>	159
III.2.4.1.2. <i>Análisis Mineralógico Semicuantitativo.....</i>	159
<u>III.2.4.2. Diagramas de agregado orientado.....</u>	160
III.2.4.2.1. <i>Análisis mineralógico cualitativo.....</i>	160
III.2.4.2.2. <i>Análisis mineralógico semicuantitativo.....</i>	160
III.2.5. Estudio de la materia orgánica de los suelos.....	161
<u>III.2.5.1. Fraccionamiento cuantitativo de la materia orgánica.....</u>	161
<u>III.2.5.2. Fraccionamiento cualitativo de la materia orgánica.....</u>	163
<u>III.2.5.3. Métodos espectroscópicos:.....</u>	163
III.2.5.3.1. <i>Espectroscopía visible.....</i>	163
III.2.5.3.2. <i>Espectroscopía infrarroja.....</i>	164
III.2.6. Análisis de las propiedades bioquímicas de los suelos.....	164
<u>III.2.6.1. Propiedades bioquímicas generales de los suelos.....</u>	164
III.2.6.1.1. <i>Carbono asociado a la biomasa.....</i>	164
III.2.6.1.2. <i>Respiración microbiana del suelo.....</i>	165
III.2.6.1.3. <i>Capacidad de mineralización del nitrógeno.....</i>	166
III.2.6.1.4. <i>Actividad deshidrogenasa.....</i>	167
III.2.6.1.5. <i>Actividad catalasa.....</i>	168
<u>III.2.6.2. Propiedades bioquímicas específicas de los suelos.....</u>	169
III.2.6.2.1. <i>Actividad fosfodiesterasa.....</i>	169
III.2.6.2.2. <i>Actividad proteasa-caseína.....</i>	169
III.2.6.2.3. <i>Actividad ureasa.....</i>	170
III.2.6.2.4. <i>Actividad β-Glucosidasa.....</i>	170
III.2.7. Estudio de la estructura de los suelos.....	171
<u>III.2.7.1. Análisis de la micro y ultramicroestructura de los suelos con microscopio electrónico de barrido (SEM).....</u>	171
III.2.7.1.1. <i>Jerarquización.....</i>	172
III.2.7.1.2. <i>Esqueleto.....</i>	172
III.2.7.1.3. <i>Forma, tamaño y relación de dimensiones de las unidades jerárquicas.....</i>	172
III.2.7.1.4. <i>Unión de láminas.....</i>	172
III.2.7.1.5. <i>Anisotropía.....</i>	172
III.2.7.1.6. <i>Porosidad.....</i>	172
III.2.7.1.7. <i>Patrón morfológico general.....</i>	172
<u>III.2.7.2. Estudio de la estabilidad estructural mediante tamizado en húmedo.....</u>	173
III.2.8. Análisis estadístico.....	174
III.2.9. Análisis espacial con sistemas de información geográfica.....	174
<u>III.2.9.1. Extracción de los principales atributos topográficos.....</u>	175
III.2.9.1.1. <i>Atributos Topográficos Primarios.....</i>	175
III.2.9.1.2. <i>Atributos Topográficos Secundarios.....</i>	176
<u>III.2.9.2. Análisis geoestadístico.....</u>	177
III.2.9.2.1. <i>Datos de partida.....</i>	177
III.2.9.2.2. <i>Análisis exploratorio.....</i>	177

III.2.9.2.3. Selección de los parámetros y métodos geoestadísticos para cada variable.....	177
III.2.9.2.4. Creación de superficies de predicción.....	178

CAPÍTULO IV. RESULTADOS Y DISCUSIÓN

IV.1. CAPAS ARABLES Y PERFILES.....	179
IV.1.1. Capas arables.....	179
IV.1.2. Perfiles de suelos.....	184
IV.1.3. Clasificación de los perfiles.....	263
IV.1.3.1. Grupo de suelo: Calcisol (del L. calcis, calcio).....	265
IV.1.3.2. Grupo de suelo: Chernozem (del ruso chern, negro).....	266
IV.1.3.3. Grupo de suelo: Kastanozem (del L. castanea, castaño).....	268
IV.1.3.4. Grupo de suelo: Luvisol (del L. luere, lavar).....	269
IV.1.3.5. Grupo de suelo: Vertisol (del L. vertere, movimiento).....	270
IV.1.3.6. Grupo de suelo: Leptosol (del Gr. leptos, delgado).....	271
IV.2. CARTOGRAFIA DE SUELOS.....	273
IV. 2.1. Controles cartográficos.....	273
IV.2.1.1. Litología o material original.....	273
IV.2.1.2. Relieve.....	273
IV.2.1.3. Vegetación natural.....	274
IV. 2.2. Mapa básico de suelos.....	275
IV. 2.3. Descripción de las unidades cartográficas.....	276
IV.3. INFLUENCIA DE LOS FACTORES FORMADORES EN LAS PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS DE LOS SUELOS.....	302
IV.3.1. Espesor y horizontes.....	304
IV.3.2. Textura.....	305
IV.3.3. Estructura.....	307
IV.3.4. Materia orgánica.....	308
IV.3.5. Color.....	310
IV.3.6. Carbonato cálcico equivalente.....	310
IV.3.7. pH y conductividad eléctrica.....	312
IV.3.8. Parámetros del complejo de cambio.....	313
IV.3.9. Hierro libre.....	314
IV.3.10. Macronutrientes.....	315
IV.5. ANÁLISIS MINERALÓGICO.....	316
IV.6. CALIDAD AMBIENTAL DE LOS SUELOS. EFECTO DEL USO DEL SUELO.....	347
IV.6.1. Indicadores físicos y químicos de calidad de los suelos.....	350
IV.6.2. Análisis de la varianza.....	354
IV.6.3. Efecto del uso el suelo.....	359
IV.6.4. Estudio de la distribución espacial de los indicadores de calidad mediante geoestadística.....	361
IV.7. RELACIONES ENTRE VARIABLES.....	380
IV.7.1. Relaciones entre las propiedades físicas y químicas de los suelos.....	380
IV.7.2. Relaciones entre las propiedades físicas y químicas y las características topográficas de los suelos.....	382

IV.7.3. Análisis factorial.....	385
IV.7.4. Análisis de regresión.....	389
IV.8. ESTUDIO DE LA MATERIA ORGÁNICA.....	391
IV.8.1. Fracción humus del suelo.....	391
IV.8.2. Propiedades ópticas.....	394
IV.8.2.1. Estudios espectroscópicos.....	394
IV.8.2.1.1. Espectroscopía visible.....	394
IV.8.2.1.2. Espectroscopia infrarroja.....	402
IV.8.3. Origen de la variabilidad de las características de la materia orgánica en los suelos.....	410
IV.8.3.1. Fraccionamiento cuantitativo.....	410
IV.8.3.2. Aspectos cualitativos.....	410
IV.8.4. Factores relacionados con procesos de secuestro del carbono....	413
IV.8.5. Criterios de calidad de la materia orgánica del suelo basados en los procesos de formación de los ácidos húmicos.....	414
IV.9. ESTUDIO DE LAS PROPIEDADES BIOQUÍMICAS.....	418
IV.9.1. Carbono asociado a la biomasa.....	418
IV.9.2. Porcentaje de C asociado a la biomasa/C total del suelo.....	419
IV.9.3. Respiración microbiana del suelo.....	419
IV.9.4. Coeficiente metabólico.....	420
IV.9.5. Mineralización del nitrógeno.....	421
IV.9.6. Actividad deshidrogenasa.....	421
IV.9.7. Actividad catalasa.....	422
IV.9.8. Actividad fosfodiesterasa.....	423
IV.9.9. Actividad proteasa-caseína.....	423
IV.9.10. Actividad ureasa.....	424
IV.9.11. Actividad β -Glucosidasa.....	424
IV.9.12. Rango de valores de las propiedades bioquímicas en la zona de estudio respecto a otros suelos forestales españoles.....	427
IV.9.13. Influencia de la vegetación en las propiedades bioquímicas de los suelos.....	428
IV.9.14. Relaciones entre las propiedades bioquímicas y propiedades edáficas de los suelos de la zona de estudio.....	431
IV.9.15. Relación entre la altitud y las propiedades bioquímicas.....	434
IV.10. ESTUDIO DE LA ESTRUCTURA DEL SUELO.....	440
IV.10.1. Observaciones con SEM de la micro y ultramicrofábrica.....	440
IV.10.2. Factores que influyen en la formación y estabilización de la estructura de los suelos.....	496
CAPÍTULO V. CONCLUSIONES.....	501
CAPÍTULO VI. BIBLIOGRAFÍA.....	506

CAPÍTULO I: INTRODUCCIÓN

I.1. EL CONCEPTO DE CALIDAD DEL SUELO Y SU DESARROLLO

El suelo es un componente crítico de la biosfera no renovable a escala humana. La salud de los recursos de suelo y una correcta gestión de los mismos es vital, no solo para el correcto funcionamiento de los ecosistemas, sino también para que los suelos desempeñen sus múltiples funciones en la mejora de la productividad biológica, soporte para el crecimiento de la cobertura vegetal, regulación y almacenamiento del flujo hídrico en el medio ambiente, atenuación de los efectos nocivos de contaminantes mediante procesos físicos, químicos y biológicos, e incluso la mejora de la salud humana y los usos recreativos y estéticos de los paisajes (Glanz, 1995; Sojka and Upchurch, 1999; Singer and Sojka, 2001).

En condiciones naturales, los suelos alcanzan un estado de equilibrio tras un lento proceso de formación conocido como edafogénesis. El suelo en este estado climático se encuentra cubierto por una cobertura vegetal que le aporta nutrientes y materia orgánica contribuyendo a la mejora de su estructura, y a la protección frente a procesos erosivos. Los suelos, entonces desempeñan correctamente todas sus funciones y presentan una calidad adecuada (García et al., 2003). No obstante, el equilibrio de los suelos se puede perturbar por diversos motivos, entre los que destacan, indudablemente, los de origen antrópico.

En este sentido, las últimas décadas del siglo XX y los primeros años del S. XXI, han estado marcados por una progresiva concienciación acerca de los efectos de las actuaciones humanas sobre el medio ambiente, tanto a nivel local como global, así como los inminentes cambios medioambientales que se avecinan (Postel, 1994; Gore, 1993). El cambio climático global, la reducción de la capa de ozono, la seria disminución de biodiversidad de especies, la contaminación, y la degradación de los suelos y medio ambiente, constituyen las principales tensiones asociadas a la constante mejora de la calidad de vida de la creciente población humana (Islam, 2000; Sojka, 2003).

La explotación indiscriminada de los recursos naturales como consecuencia del incremento de la demanda de madera, pastos, alimentos, cosechas, etc., ha conducido a la degradación de los suelos naturales, particularmente los suelos forestales, que se transforman en suelos agrícolas a un ritmo alarmante (Hall et al., 1993). La agricultura actual ha evolucionado hacia la máxima productividad en una economía de mercado que prima la rentabilidad a corto plazo. El constante aumento de la superficie cultivada, el empleo de determinadas prácticas de gestión agrícolas, tales como el riego en condiciones inadecuadas, labranza, el cultivo extensivo de los suelos, y la enorme dependencia de fertilizantes y pesticidas químicos para mantener y mejorar el crecimiento de los cultivos, han llevado al deterioro de la calidad medioambiental, tanto a nivel de aguas (superficiales y subterráneas), con salinización y contaminación por pesticidas; como a nivel de suelos (pérdida materia orgánica, erosión, desertificación) (Gliessman, 1984; Hallberg, 1987; Reganold et al., 1987) e incluso a nivel atmosférico, a través de cambios en la capacidad de los suelos para producir o consumir gases atmosféricos tales como dióxido de carbono, óxidos de nitrógeno, y metano (CAST, 1992a; Rolston et al., 1993). Asimismo, se ha tomado conciencia de que el suelo es un componente crítico de la biosfera de la tierra, y de que la salud de los recursos del suelo y su correcto funcionamiento es vital, no sólo para la producción de alimentos, sino

también en el mantenimiento de la calidad medioambiental local, regional y global (Glanz, 1995; Sojka and Upchurch, 1999; Singer and Sojka, 2001).

Lal y Stewart (1990) definen la degradación del suelo como el descenso de la calidad del mismo, debido a su mal uso por los seres humanos. En este sentido, se entiende la pérdida de calidad de los suelos, como el descenso de su productividad a través de cambios adversos en el estado de nutrientes y de materia orgánica, pérdida de los atributos estructurales de los suelos y, concentración de electrolitos y productos tóxicos que perjudican el desarrollo de la cobertura vegetal. La UNEP (1982) define de forma más simplificada la degradación de los suelos, como la disminución de la capacidad actual y/o potencial de los mismos para producir bienes o servicios, debido al resultado de uno o mas procesos degradativos; entre los que destacan, como más acuciantes, la compactación y endurecimiento del suelo, la desertificación, la erosión y sedimentación del material erosionado, la laterización, y la degradación biológica y química.

Así, la degradación medioambiental originada por el uso inadecuado del suelo, ha revivido en los últimos años el debate sobre sostenibilidad de los actuales usos y sistemas de producción agrícolas. La concienciación pública acerca de a sostenibilidad del medioambiente y la preservación de los recursos de suelo se ha reflejado en numerosas conferencias internacionales tales como la Conferencia de Las Naciones Unidas sobre Medio Ambiente y Desarrollo (UNCED) en Río de Janeiro, Brasil, en 1992; el Simposio de la Capacidad de Recuperación del Suelo y Sostenibilidad de los Usos del Suelo en Budapest, Hungría, en 1992; Conferencia sobre la Gestión Sostenible de los Suelos en Lethbridge, Canadá, en 1993; el Congreso Internacional de las Ciencias del Suelo en Acapulco, Méjico, en 1994. Dichas conferencias se centraban en la amenaza de la creciente degradación del suelo y del medio ambiente, asociados a la intensificación de los usos del suelo para mejorar la calidad de vida de la población humana. La sostenibilidad de la energía, así como el modelo de agricultura industrial intensiva, son constantemente cuestionados por ecologistas y científicos (Jackson and Piper, 1989; Sagan, 1992; Bhagat, 1990). No obstante, el desarrollo de sistemas de gestión agrícolas sostenibles es una cuestión complicada, debido a la necesidad de considerar conjuntamente aspectos tales como la utilidad para los seres humanos, la eficiencia en el uso de los recursos, y la capacidad para mantener un balance con el medio ambiente que sea favorable tanto para seres humanos como para la mayoría de otras especies (Harwood, 1990).

Actualmente, se considera que el desarrollo sostenible es aquel basado en la adopción de prácticas, que permiten el mantenimiento a largo plazo de la capacidad productiva, de la viabilidad y calidad de vida, de la conservación del medio ambiente y de los recursos básicos. Así, el objetivo fundamental del desarrollo sostenible está constreñido a la necesidad de dejar a las generaciones venideras, como herencia, un planeta capaz de alimentarlas y permitirles vivir, en suma, en el planeta que todos quisiéramos heredar.

En este contexto, el concepto de calidad del suelo, entendido como la capacidad del mismo para realizar sus funciones (en general, de producción biológica, protección ambiental y mantenimiento de la salud humana), es básico desde la órbita del desarrollo sostenible, pues ha demostrado ser de gran utilidad para abordar cuestiones relativas a sostenibilidad productiva y medioambiental (Papendick y Parr, 1992).

El concepto de calidad del suelo emergió rápidamente durante la década de 1990, y fue evolucionando como resultado del incremento de la demanda mundial de alimentos, la creciente preocupación por la degradación medioambiental y la disminución de las reservas de energías no renovables y recursos minerales (Doran et al., 1996). Esto proporcionó el impulso necesario para cuestionar la sostenibilidad en la toma de decisiones sobre gestión del suelo (Pesek, 1994). En este sentido, el interés en la adopción de un concepto de calidad del suelo, como una herramienta para evaluar los efectos de los usos del suelo y la gestión del mismo en el mantenimiento de los recursos del suelo, aire y agua, fue rápidamente acogido entre conservacionistas de recursos naturales, granjeros, empresarios, ecologistas y otros grupos que apoyaban la agricultura sostenible en el mundo.

No obstante, la definición y la cuantificación de la calidad del suelo es bastante complicada, debido a las múltiples funciones que desempeñan los suelos en el mantenimiento de la productividad y en el buen estado del medio ambiente, convirtiéndose en un reto, la identificación e integración de los atributos químicos, físicos y biológicos de los suelos que definen las funciones de los mismos. Por otro lado, la calidad del suelo, a menudo, se ha interpretado como una característica abstracta de los suelos, que no se puede definir porque depende de factores externos tales como, usos del suelo y decisiones de gestión de los suelos, interacciones en los ecosistemas y medio ambiente y, prioridades políticas y socioeconómicas.

Warkentin y Flecher (1977) fueron los primeros en sugerir el desarrollo de un concepto de calidad del suelo y discutieron acerca de la evolución de dicho concepto en agricultura intensiva. El concepto más antiguo y más frecuentemente usado hasta entonces era el de “aptitud para escoger usos”, con énfasis en la capacidad para soportar el crecimiento de los cultivos. Este concepto evolucionó para un “rango de posibles usos” basados ecológicamente y reconoció la importancia de los suelos en el funcionamiento de la biosfera así como sus múltiples funciones en la mejora de la productividad biológica, disminución de la contaminación, e incluso su valía para mejorar la salud humana y los usos recreativos y estéticos de los paisajes. Consideraban también que, a causa de las diferencias inherentes entre los suelos, no existía un concepto que relacionara las cantidades de los componentes de los suelos con la calidad de los mismos. Por tanto, basándose en estas designaciones, Warkentin y Flecher (1977) argumentaron que el concepto de calidad del suelo empleado hasta la fecha presentaba importantes limitaciones y sugirieron cuatro criterios para la elaboración de un futuro concepto de calidad del suelo: (1) que los recursos del suelo están siendo constantemente evaluados para incrementar su rango de usos (ej. Producción de alimentos, áreas recreativas, áreas forestales, asimilación y reciclado de basuras, desarrollo urbano, etc), (2) que existen varios grupos de científicos diferentes a los que les concierne los recursos de los suelos, (3) que las prioridades y las demandas de la sociedad son cambiantes y, (4) que las decisiones acerca de los recursos y los usos del suelo se realizan en un contexto humano o institucional.

Un concepto más amplio de calidad del suelo no fue introducido en la literatura norteamericana hasta mediados de 1980. Hasta entonces, la calidad de muchos suelos declinó significativamente como consecuencia de la transformación de pastos y bosques, a suelos de cultivo (Campbell et al., 1976). Las labores mecánicas y la producción de constantes cosechas, desembocó en la pérdida de calidad de los suelos

como consecuencia de la erosión y disminución del contenido de materia orgánica, con liberación a la atmósfera de carbono orgánico en forma de CO₂ (Houghton et al., 1983). Así, la prensa especializada, publicó que algunos inventarios de la capacidad de producción de los suelos indicaban, que en la última década, se había producido una seria degradación de más del 10% de tierras arables de la superficie terrestre como resultado de la erosión, el aumento de la superficie cultivada, el lavado de suelos, la salinización y la desertificación (Sanders, 1992; World Resources Institute, 1992). No obstante, las primeras áreas de interés, en lo que respecta a la gestión de los recursos del suelo, se centraron, especialmente, en el control de los procesos erosivos y en la minimización de sus efectos en la productividad (Pierce et al., 1984). A partir de 1980, numerosos libros e informes centraron su atención en el incremento de la degradación de los recursos de los suelos agrícolas y en sus implicaciones en la agricultura sostenible y en la salud medioambiental. Durante la misma época en Canadá, unos informes del Comité del Senado para la Agricultura (Senate Standing Comite on Agriculture) proyectaron el tema de la degradación del suelo a esferas de interés político (Gregorich, 1996). Dichos informes, aunque tuvieron éxito en temas que conciernen a la administración de los recursos del suelo, fueron excesivamente escuetos en las evidencias científicas para apoyar sus peticiones (Gregorich, 1994). No obstante, un efecto positivo fue el desarrollo de un fuerte incentivo para dirigir la investigación científica de la calidad de los suelos de Canadá y, en 1990, el Programa Canadiense de Evaluación de la Calidad del Suelo (Canadian Soil Quality Evaluation Program) era establecido bajo el más amplio Programa Nacional de Conservación de Suelos.

Durante este mismo período Larson y Pierce (1991) definieron funcionalmente la calidad del suelo como la capacidad para funcionar dentro de los límites de los ecosistemas y para que el ecosistema interaccione positivamente con el medioambiente externo, sugiriendo maneras para evaluar los cambios de calidad debidos a las prácticas de gestión de los suelos. Fueron también unos de los primeros autores en proponer una fórmula cuantitativa para evaluar la calidad del suelo. Finalmente, Doran y Parkin (1994), consideraron que la definición más acertada de calidad del suelo sería la capacidad para funcionar correctamente dentro de los límites de los ecosistemas, para sostener una productividad biológica, mantener la calidad medioambiental y promover la salud de plantas y animales.

Rápidamente se impuso un nuevo paradigma acerca de la calidad del suelo, la cual era interpretada como la forma más sensitiva y dinámica de documentar una condición determinada del suelo, también como el medio para dar respuesta a los cambios de gestión en los suelos y, como la capacidad de recuperación de los mismos a las tensiones impuestas por las fuerzas naturales o los usos humanos (Arshad and Coen, 1992). Dicho paradigma proporcionó el foco de atención para la discusión en el workshop internacional “Assessment and Monitoring of Soil Quality” esponsorizado por el Rodale Institute Research Center in Emmaus, Pennsylvania (Haberern, 1992); cuya conclusión principal, consensuada entre los distintos participantes, fue que la calidad del suelo no sólo estaría limitada a la productividad de los suelos, sino que podría abarcar la calidad medioambiental, la salud humana y ambiental, así como la seguridad y calidad de los alimentos.

Otro principio fundamental asociado al concepto de calidad del suelo, como herramienta de evaluación de la sostenibilidad de los ecosistemas es, en primer lugar, el reconocimiento de la importancia de la escala espacial y temporal y, en segundo lugar,

que la calidad del suelo depende de los procesos y propiedades dinámicas e inherentes del mismo. Si bien las diferencias entre los procesos y propiedades dinámicas e inherentes de los suelos pueden ser en cierto modo muy sutiles, en general, las características inherentes son aquellas directamente asociadas a los factores formadores del suelo como material original, clima, topografía y vegetación (Jenny, 1941) y, por el contrario, las características dinámicas son aquellas fácilmente afectadas por las actuaciones y decisiones humanas. Esto ha sido recalcado repetidamente desde el primer concepto de calidad del suelo sugerido por Warkentin y Flecher en 1977 y posteriormente desarrollado durante la década de los 90 (Karlen et al., 1997). Así pues, las diferencias inherentes de los suelos son la razón de que no pueda existir un único valor o una expresión que describa la calidad de los suelos para todos sus usos. Ya que los suelos, debido a los diferentes factores formadores, presentan distintas aptitudes, por lo que no se pueden comparar directamente de forma significativa, sino considerando su capacidad para un uso del suelo específico sin intervención humana. Por el contrario, la calidad dinámica, refleja los cambios asociados con los usos del suelo, pasados y actuales, así como las decisiones de gestión antrópicas. La calidad dinámica de los suelos puede ser medida y usada para comparar diferentes prácticas en suelos similares o tendencias temporales en el mismo suelo, desarrollando una herramienta de evaluación que identifique tendencias positivas, negativas o neutrales.

El interés entre legisladores, conservacionistas de recursos naturales, científicos y granjeros se incrementó rápidamente después de que el U.S. National Academy of Sciences manifestara que había una necesidad definida para considerar un incremento en las investigaciones de calidad de los suelos y publicaron el libro titulado “Soil and Water Quality: An Agenda for Agricultura” (National Research Council, 1993). Este interés resultó en varios simposios y publicaciones (Doran et al., 1994; Doran and Jones, 1996), produciendo varias definiciones, identificando funciones críticas de los suelos, y sugiriendo aplicaciones para que la calidad de los suelos pueda ser evaluada (Doran and Parkin, 1994). En respuesta al incremento de interés en el concepto de calidad del suelo, L. P. Wilding, 1994, presidente de la Sociedad Americana de Ciencias del Suelo (SSSA), nombró un comité de 14 personas cuyo cargo era definir el concepto de calidad del suelo, examinar su razonabilidad y justificación, e identificar atributos de suelos y plantas que puedan ser usados para describir y evaluar la calidad del suelo. En Junio de 1995, en el ejemplar de *Agronomy News*, el comité informó que la definición más simple de calidad del suelo es “la capacidad (del suelo) para funcionar”. Una versión expandida del concepto de calidad del suelo era “la capacidad de un tipo específico de suelos para funcionar, dentro de los límites de ecosistemas naturales o dirigidos, para sostener la productividad de plantas y animales, conservar o mejorar la calidad del agua y el aire, y soportar la salud y la habitabilidad humana” (Karlen et al., 1997).

Por otro lado, el comité SSSA informó que se debía evitar reemplazar palabras diferentes como por ejemplo “capacidad” con “aptitud”. A consecuencia de la naturaleza interdisciplinaria del concepto de calidad del suelo, la elección de palabras se convierte en algo mucho más difícil de lo que se pueda imaginar. Una reacción similar ocurrió en respuesta a la utilización intercambiable de los términos de calidad del suelo y salud del suelo, como ocurrió en el informe titulado “The Health of Our Soils” (Acton and Gregorich, 1995). El concepto de calidad del suelo, a diferencia del de salud, ha sido ampliamente definido a través de la función o uso del suelo y representa un conjunto de propiedades físicas, químicas y biológicas que proporciona el medio para el

crecimiento de plantas y actividad biológica; regula y almacena el flujo de agua en el medio ambiente; y sirve como un amortiguador medioambiental en la formación y destrucción de compuestos peligrosos para el medio ambiente (Larson y Pierce, 1991, 1994). Por el contrario, la salud del suelo se define como la capacidad continuada del suelo para funcionar como un sistema vivo y vital, dentro de los límites de los ecosistemas y usos del suelo, para sostener la productividad biológica, mantener la calidad del aire y agua medioambientales, y promover la salud de plantas, animales y seres humanos. Tal conflicto en la terminología y en la comunicación, como se apuntó hace casi 20 años antes con respecto a la calidad del suelo (Warkentin and Flecher, 1977) y más tarde con respecto a la gestión de las plagas (Mayhew and Alessi, 1998), es muy típico para temas que están fuertemente influenciados por valores personales y expectativas institucionales o culturales. Estos desacuerdos semánticos pueden ser la base para continuas disputas acerca de la calidad del suelo. Durante el resto de la década de los 90, la investigación de la calidad del suelo y actividades de transferencia tecnológica en los Estados Unidos se incrementó rápidamente con distintas áreas de énfasis. Conjuntos de tests de calidad de suelos (Liebig et al., 1996; Sarrantonio et al., 1996), programas de gestión de recursos del suelo (Walter et al., 1997) centrados en el desarrollo de la calidad de los suelos. La evaluación de indicadores de calidad del suelo (Karlen et al., 1999a; Liebig and Doran, 1999) y técnicas de interpolación espacial (Smith et al., 1993) fueron estudiadas. Doran et al. (1996) examinaron las amplias uniones entre la calidad del suelo y sostenibilidad y, finalmente, fueron propuestas varias aproximaciones de índices de calidad del suelo (Andrews, 1998; Andrews et al., 1999; Hussain et al., 1999; Karlen et al., 1998; Karlen et al., 1999b; Wander and Bollero, 1999).

Otro hito con respecto a la evolución del concepto de calidad del suelo fue la reorganización en 1994 del USDA Soil Conservation Service. La agencia era renombrada Natural Resources Conservation Service (NRCS) para reflejar mejor su trabajo con todos los recursos naturales y no simplemente con la conservación del suelo. Esta reorganización también resultó en la creación del Soil Quality Institute (SQI). Su misión era “cooperar con socios en el desarrollo, adquisición y diseminación de información de calidad y tecnología para ayudar a conservar y sostener nuestros recursos naturales y el medioambiente”.

Singer and Swing (2000) destacaron que las discusiones contemporáneas acerca de la calidad de suelos incluyen cada vez más el coste de producción medioambiental y el potencial para la recuperación de suelos degradados. Ellos también manifestaron que las razones para evaluar la calidad del suelo en un sistema agrícola o gestionado pueden ser distintas a las razones para evaluar la calidad del suelo en un ecosistema natural. En un contexto agrícola, la calidad del suelo puede ser dirigida para maximizar la producción dentro de los efectos adversos medioambientales, mientras que en un ecosistema natural, la calidad del suelo puede ser observada como un valor lineal o un conjunto de valores contra los que futuros cambios en el sistema pueden ser comparados.

I.2. INDICADORES DE CALIDAD

La compleja integración de los recursos naturales primarios (suelo, agua y vegetación), es vital para el mantenimiento de las funciones y productividad de los ecosistemas terrestres. La evaluación cuantitativa de la calidad del suelo es necesaria para la determinación de la sostenibilidad de los sistemas de tierras gestionados, para poder identificar problemas de las áreas de producción, hacer estimaciones reales de producción de alimentos, controlar los cambios en la sostenibilidad y producción medioambiental, así como los relacionados con la gestión agrícola y utilización sostenible de los recursos de suelos (Acton, 1993; Granatstein & Bezdicek, 1992). La identificación de indicadores apropiados para evaluar la calidad de los suelos, depende de la habilidad de algunas aproximaciones para considerar los múltiples componentes de la calidad del suelo (funciones de los suelos), en particular, la productividad y el buen estado del medio ambiente. Por tanto, si la definición de calidad del suelo ha sido un problema arduo, mayor problema lo supone la identificación de indicadores y de aproximaciones de evaluación, como consecuencia de la multitud de factores físicos, químicos y biológicos que controlan los procesos biogeoquímicos, así como su variación en el espacio y el tiempo. Por tanto, la evaluación práctica de la calidad del suelo, requiere la consideración de las múltiples funciones de los suelos, su variación en el espacio y en el tiempo, y su relativa importancia de acuerdo con las necesidades ecológicas y de la sociedad (Larson and Pierce, 1991; Doran y Parkin, 1994; Bezdicek et al., 1996; Karlen et al., 1997; Eric, 2000).

Doran y Parkin (1994) identificaron nueve criterios para la evaluación de la calidad del suelo. Los tres criterios más importantes fueron, en primer lugar, la selección de aquellos parámetros que expresen mejor la calidad de un suelo; en segundo lugar, el establecimiento de umbrales de referencia para los indicadores de la calidad del suelo, que permitan la identificación de relaciones entre atributos medidos de los suelos y su función, tolerando, a su vez, comparaciones válidas a través de variaciones en el clima, suelo, usos del suelo, y sistemas de gestión; y, en tercer lugar, desarrollo de un índice práctico para la evaluación in-situ de la calidad de los suelos.

Con respecto al criterio de selección de atributos que expresen mejor la calidad del suelo, la mayor parte de los investigadores, convergen en la idea de utilizar aquellos parámetros que están más intrínsecamente relacionados con las funciones de calidad que debe desarrollar un suelo. De hecho, Acton y Padbury (1993) definieron los atributos de calidad de los suelos, como propiedades medibles de los mismos, que influyen la capacidad para realizar sus funciones de producción agrícola o medioambiental, y que se pueden utilizar para definir criterios de calidad y actuar como indicadores del cambio de calidad del suelo. En este contexto, Blum (1993) afirmó que el suelo desempeña tres grandes funciones de importancia ecológica (producción de biomasa; filtración mecánica, capacidad tamponadora de los suelos, a través de los procesos de adsorción y precipitación; y la capacidad de transformar los productos orgánicos a través de los procesos microbiológicos y bioquímicos), y otras tres funciones relacionadas con la actividad humana (soporte de estructuras técnicas, industriales y socioeconómicas; fuente de energía y de materias primas; y soporte de restos arqueológicos y paleontológicos, de gran valor para el conocimiento de la historia de la tierra y del hombre).

Respecto al problema que suponía establecer niveles de referencia, para asignar un grado de calidad determinado a un suelo concreto, Doran y Parkin (1994) propusieron

considerar como suelo de máxima calidad, y por tanto, como nivel de referencia, aquel suelo natural no distorsionado por el hombre, de forma que haya evolucionado libremente, alcanzando, a largo plazo, un estado de equilibrio entre sus propiedades físicas, químicas y biológicas (Doran et al., 1994). Esta idea ha sido barajada en numerosos estudios, donde se comparaban suelos cultivados con suelos naturales, para evaluar la pérdida de calidad del suelo (Fedoroff, 1987; Brookes y Verstraete, 1989; de Haan et al., 1993), o se utilizaban los suelos naturales para establecer niveles admisibles de contaminación por elementos tóxicos (Cook y Hundershot, 1996), o incluso para comparar diferentes sistemas de manejo (Rasmussen et al., 1989).

No obstante, en muchos lugares se plantea el problema de la desaparición de los suelos naturales; problema especialmente crítico en los ecosistemas mediterráneos, debido a sus peculiaridades climáticas, a la erosión y a la escasez de agua en los suelos. En estos casos, algunos científicos (Ball y Stevens, 1981; Kuhnt y Muntau, 1992; Howard, 1993) y en estudios financiados por la Unión Europea, se recomienda la conservación de los pocos suelos naturales que queden, como testigos de referencia futuros.

Larson y Pierce (1991) propusieron un conjunto mínimo de parámetros de suelos (MDS), para la evaluación de la calidad de los mismos, basándose en las funciones que éstos desempeñan; así como metodologías y procedimientos estandarizados para evaluar cambios en la calidad de esos factores. Sin embargo, dicho conjunto de indicadores básicos de suelos, no fue en gran parte aceptado, debido a la dificultad para definir el concepto de calidad del suelo, al amplio rango en el que pueden variar los indicadores de calidad, en magnitud e importancia, y al desacuerdo entre científicos y gestores de suelos acerca de lo que podrían medir dichos indicadores. Posteriormente, continuando con el MDS propuesto por Larson y Pierce (1991), Doran y Parkin (1994), y autores posteriores, desarrollaron una lista de propiedades básicas de suelos que satisfacen muchos de los requerimientos para constituir un buen indicador de calidad del suelo (Tabla I.1.2.1), pues abarcan la mayor parte de los procesos biogeoquímicos que se dan en un ecosistema, integran las propiedades físicas, químicas, biológicas, y bioquímicas de diferentes procesos, la mayor parte de ellas son accesibles a cualquier usuario y aplicables en condiciones de campo, son sensibles a diferentes condiciones de manejo y al clima, y se pueden incluir en bases de datos existentes (García et al., 2003).

Tabla I.1.2.1. Resumen de indicadores de calidad físicos, químicos y biológicos citados en la literatura y utilizados en sistemas agrícolas y forestales.

INDICADORES DE CALIDAD	RELACIÓN ENTRE EL ESTADO DEL SUELO Y FUNCIÓN	UNIDAD DE MEDIDA REFERENCIAS
<u>FÍSICOS</u>		
Textura	Controla la retención y transporte del agua y nutrientes y, retención, asimilación e intercambio de oxígeno.	% arena, arcilla y limos. Doran y Parkin, 1994.
Profundidad de enraizamiento del suelo	Influencia la mayoría de los recursos (agua, oxígeno y nutrientes) disponibles para las plantas por unidad de área.	Grosor del suelo (cm). Larson y Pierce, 1991. Doran y Parkin, 1994.
Densidad aparente	Controlar el porcentaje de compactación del suelo. Afecta a propiedades y procesos que influyen en el agua y suministro de oxígeno, productividad y erosividad.	Cilindro (g cm ⁻¹). Larson y Pierce, 1991. Doran y Parkin, 1994. Kay and Grant, 1996.

Capacidad de retención del agua	Relaciona la retención del agua, transporte y erosión; agua disponible.	Agua (cm), 33>1500kPa. Doran y Parkin, 1994. Kay and Grant, 1996.
Porosidad	Indicador de cambios físicos inducidos por gestión que conducen a desequilibrios en el aire y agua. Retención de agua. Crecimiento de las raíces.	% volumen del suelo. Powers et al., 1998.
Estabilidad estructural	Controla los desequilibrios en el aire y agua. Crecimiento de las raíces.	Método de tamiz húmedo. Kay and Grant, 1996.
<u>QUÍMICOS</u>		
Materia orgánica	Papel fundamental en estabilidad de agregados, porosidad, reacción con oxígeno intercambiable, agua disponible, reserva en el ciclo del carbono y reposición de nutrientes.	g kg ⁻¹ de C. Larson y Pierce, 1994. Doran y Parkin, 1994. Papendick, 1991.
pH	Define el umbral para la actividad química y biológica. Parámetro de disponibilidad de nutrientes para productividad de plantas y componentes medioambientales. Esencial en procesos de modelado.	Doran y Parkin, 1994. Larson y Pierce, 1994. Aune y Lal, 1997.
Capacidad de Intercambio Catiónico	Diferencias en la gestión de nutrientes entre suelos agrícolas y forestales.	Papendick, 1991. Larson y Pierce, 1994.
Conductividad Eléctrica	Define umbrales para la actividad microbiológica y de plantas.	dS/m. Larson y Pierce, 1994. Doran y Parkin, 1994.
N, F y K intercambiable	Nutrientes disponibles para plantas y potencial de pérdida de nitrógeno; indicador de calidad de productividad y medio ambiente.	Kg N/ha-30 cm. Aune y Lal, 1997. Larson y Pierce, 1994. Doran y Parkin, 1994.
<u>BIOLÓGICOS</u>		
Biomasa microbiana	Potencial catalítico microbiano y reposición de carbono y nitrógeno.	Kg de N o C/ha-30 cm
N potencialmente mineralizable	Productividad del suelo y N disponible. Procesos de modelado	Kg N /ha-30 cm/d. Doran y Parkin, 1994. Reganold y Palmer, 1995.
Respiración del suelo	Actividad relativa de biomasa microbiana.	Medida de actividad microbiana.
Actividades enzimáticas	Informan del cambio de calidad en los suelos debido a actividad antrópica.	Dick, 1994; Burns, 1982.

I.2.1. Textura y estructura

Entre las propiedades físicas de los suelos que más ampliamente han utilizado los científicos como indicadores de calidad se encuentran la textura y la estructura. La importancia de estas propiedades reside, en que de ellas depende el comportamiento del aire y del agua en el suelo. A su vez, ambas propiedades se relacionan con otros componentes de los suelos como por ejemplo, la materia orgánica. Así, la protección de la materia orgánica frente a los procesos de descomposición, puede ser atribuida a la absorción de la misma en superficies arcillosas (Oades, 1989), a la encapsulación por partículas de arcilla (Tisdall and Oades, 1982) o al entrapamiento de la materia orgánica en pequeños poros de agregados que la hacen inaccesible para microorganismos (Elliot and Coleman, 1988). El conocimiento de la textura del suelo también permite interpretar el comportamiento del mismo frente al laboreo, es interesante para conocer la relación agua-suelo, e incluso afecta a la retención de agua y nutrientes, ya que los suelos arcillosos son capaces de retener una mayor cantidad de agua y nutrientes (especialmente

si están cargados positivamente), que los suelos arenosos. Por otro lado, la formación de agregados estables desempeña un papel fundamental en la calidad del suelo, ya que también protegen la materia orgánica de la descomposición microbiana, favorecen el incremento del espacio poroso, y por tanto, el movimiento y almacenaje de agua en el suelo, disminuyen la erosionabilidad, y favorecen el desarrollo radicular y actividad de la comunidad microbiana (Tate, 1995). De acuerdo con esto, la estructura del suelo está relacionada en última instancia con la mayor parte de los indicadores de calidad descritos en la bibliografía (Larson y Pierce, 1991; Doran y Parkin, 1994).

I.2.2. Densidad aparente

Otra propiedad física de los suelos comúnmente usadas como indicadores de calidad es la densidad aparente (razón de la masa de suelo seco al volumen de dicho suelo en su estado natural, es decir, considerando el volumen ocupan las partículas sólidas y los poros), que obviamente determina los cambios que inducen a perturbaciones en los suelos, debido a las actividades antrópicas como el arado, el tráfico de maquinaria pesada, los cultivos, la compresión por animales, etc (Doran and Parkin, 1996). De esta forma, la densidad aparente puede servir como un indicador de la compactación del suelo y de las restricciones relativas al crecimiento de las raíces. De forma indirecta, influye en el ritmo de infiltración de los suelos, y por tanto, en la erosionabilidad de los mismos.

I.2.3. Capacidad de retención de agua

La capacidad de retención del agua puede cambiar lentamente a través de cambios que se producen en la materia orgánica de los suelos, aunque también puede cambiar rápidamente con eventos de arado que sean lo suficientemente vigorosos como para pulverizar el suelo, y que influyen en el transporte y retención de agua en los suelos, y de forma indirecta en los procesos de erosión.

I.2.4. Profundidad de enraizamiento

Otro indicador físico ampliamente utilizado en la bibliografía es la profundidad de enraizamiento, la cuál puede restringir el crecimiento radicular de la cobertura vegetal, afectando fuertemente a la producción agrícola. A su vez, la profundidad del suelo puede condicionar el almacenamiento de agua y el abastecimiento de nutrientes para la producción de plantas. Pierce (1991) recopiló una serie de publicaciones relacionando los efectos de la erosión y la profundidad del suelo en zonas cultivadas. Malhi et al. (1994) afirmaron que la eliminación artificial de la superficie de los suelos en campos cultivados con cereal, dando lugar a la disminución de la profundidad de los suelos, llevó consigo la pérdida de fertilidad de los mismos.

I.2.5. Porosidad

La porosidad del suelo nos da una idea del comportamiento del mismo frente al agua, indicándonos posibles fenómenos de encharcamiento, y por tanto, de asfixia radicular, pérdidas de nutrientes por lavado, etc., además de influir en el almacenamiento de agua, e influir indirectamente en la erosionabilidad de los suelos. La porosidad está muy relacionada con otras propiedades de los suelos como la estructura y textura. Así, los suelos que poseen una estructura migajosa, la porosidad total es máxima, y los que presentan una estructura masiva o inestable, presentan una porosidad total muy baja. Por

otro lado, los suelos arenosos favorecen la porosidad, frente a los suelos arcillosos, que suelen ser asfixiantes e impermeables. Desde el punto de vista de la calidad del suelo, los suelos de mayor calidad serán aquellos que posean un volumen equilibrado de microporos (volumen de poros ocupado por el agua después del drenaje de agua gravitacional, con un diámetro inferior a 8 μm) y macroporos (volumen de poros ocupados por aire después del drenaje de agua gravitacional, con un diámetro superior a 8 μm).

I.2.6. Materia orgánica

Respecto a propiedades químicas de los suelos, la materia orgánica ha sido considerada como un factor clave de calidad de los suelos, de hecho, Larson and Pierce (1991) sugirieron que la materia orgánica es el indicador más importante de calidad y productividad de los suelos. La materia orgánica favorece la infiltración del agua y la aireación del suelo, promueve la retención del agua, reduce la erosión y controla el destino de los pesticidas aplicados (Gregorich et al., 1993). Actúa como un almacén de nutrientes de plantas y de carbono, que son liberados lentamente, y ayuda a la solubilización de dichos nutrientes a partir de minerales insolubles presentes en el suelo. El incremento en materia orgánica de los suelos conduce además a una mayor, y más variada, población microbiana, incrementando, de este modo, el control biológico de enfermedades y plagas de la cobertura vegetal. La materia orgánica influye además en la erosión hídrica y en la conservación de agua de los suelos (Stevenson, 1994), así como en la estabilidad de los agregados del suelo (Tisdall and Oades, 1982). No obstante y pese a la gran importancia de este indicador, existen pocos estudios profundos sobre las relaciones entre la composición y tipo de materia orgánica y la calidad del suelo.

I.2.7. pH y conductividad eléctrica

Otros indicadores de calidad incluidos en el conjunto mínimo de datos presentado por Doran y Parkin (1996) son el pH y la conductividad eléctrica (CE). El pH puede variar en función del material original, la vegetación, el clima, la topografía, la estación del año, los cultivos y las prácticas de gestión de los suelos, el uso de fertilizantes amoniacales, la materia orgánica, la actividad biológica, etc. La mayoría de suelos bajo bosques húmedos y subhúmedos hasta zonas de matorral semiárido tienen valores de pH comprendidos entre 4.0 y 8.0. Los valores por encima y por debajo de este rango son generalmente debidos a un exceso de sales de Ca y Na, o a iones H^+ y Al^{3+} , respectivamente, en la solución del suelo. En el rango normal de pH (4.0-8.0) se encuentran disponibles elementos tales como Fe, Al, Mn, Mb, B, Cu, Cd, y otros, a plantas y microorganismos del suelo. La mayoría de los nutrientes de plantas están disponibles dentro del rango de pH de 6.0 a 7.5, y el rango óptimo de pH para la mayoría de los microorganismos se encuentra entre 5.0 y 8.0. El pH del suelo puede ser un importante determinante de la abundancia relativa y la actividad de diferentes grupos microbianos que están relacionados con procesos tales como el ciclo de nutrientes (nitrificación, denitrificación, y otros), afecciones de plantas, descomposición de sustancias orgánicas naturales y sintéticas, y la transformación microbiana de gases traza, importantes atmosféricamente, tales como el CH_4 . A su vez, las medidas estacionales del pH en suelos agrícolas, proporcionan, en tiempo real, información de los cambios que producen las prácticas de gestión agrícolas, en la disponibilidad de nutrientes y en las reacciones ácido-base de dichos suelos (Smith and Doran, 1996).

Respecto a la conductividad eléctrica (CE), que está generalmente asociada con la determinación de la salinidad del suelo, puede, sin embargo, utilizarse también para determinar los nutrientes (cationes y aniones) de los suelos. Así, dentro de un rango específico, la CE puede indicar una buena disponibilidad de nutrientes para las plantas, y por el contrario, los suelos con valores de CE por debajo de dicho rango, indicarían un suelo pobre en nutrientes, estructuralmente inestable y fácilmente dispersable; y aquellos suelos con valores de CE por encima de dicho rango, informarían de suelos problemas de salinidad (Smith and Doran, 1996).

I.2.8. Nitrógeno, fósforo y potasio asimilables

Otros indicadores químicos de calidad de los suelos son el contenido de formas de nitrógeno, fósforo y potasio asimilables (accesibles a las plantas), que son indispensables para el crecimiento vegetal, e indican la capacidad nutritiva del suelo, la necesidad de aplicar abonos, así como la dosis de los mismos, en los suelos, etc.

I.2.9. Capacidad de intercambio catiónico

La capacidad de intercambio catiónico (CEC), subraya la importancia de la composición del complejo de cambio en los suelos. Este atributo permite establecer la disponibilidad de bases esenciales para mantener y suministrar nutrientes en suelos agrícolas y forestales (Papendick, 1991. Larson y Pierce, 1994).

I.2.10. Microorganismos

Los microorganismos también desempeñan un papel fundamental en la ecología del suelo, por ello, la actividad de la población microbiana, es a menudo citada como un componente clave de una buena calidad del suelo, pues mediante la descomposición de restos de plantas y animales, los microorganismos reciclan nutrientes esenciales para la cobertura vegetal (Howard, 1947; Turco et al., 1994; Kennedy and Papendick, 1995), descomponen residuos orgánicos, sintetizan sustancias húmicas, favorecen la agregación y fijación del N, actúan como indicadores sensibles de la contaminación de los suelos, etc. Sin embargo, la perspectiva de que una elevada actividad microbiana, se considera como un indicador positivo de la calidad del suelo, es demasiado simplista, ya que además de las funciones positivas de los microorganismos en los suelos, éstos también pueden provocar algunos efectos negativos (Tabla I.2.10.1). En este sentido, la degradación de un pesticida, por ejemplo, debida a la actividad microbiana, puede representar una función positiva del suelo, ya que amortiguaria la contaminación medioambiental. Pero la degradación excesivamente rápida de dicho pesticida, después de su aplicación, conduce también a la pérdida de eficacia del mismo. Por otro lado, la actividad microbiana es responsable de la degradación del carbono orgánico del suelo, el cual influye de forma positiva en los suelos de formas muy diversas: favorece la estructuración del suelo, la circulación y almacenamiento de agua, desarrollo radicular, actúa como una reserva de nutrientes, etc. (Brady, 1984). En este sentido, la relación entre la actividad microbiana y la calidad de los suelos también podría ser negativa. Sin embargo, en términos de producción agrícola, la relación positiva entre la productividad agrícola y la materia orgánica del suelo, es debida, en parte, a la liberación de nutrientes para las plantas, como resultado de la degradación de dicha materia orgánica. Así, la actividad microbiana al favorecer la degradación de la materia orgánica del suelo, refleja dos procesos generales con efectos opuestos sobre la calidad de los suelos: pérdida del C

del suelo y reciclado de nutrientes. De tal forma, que a largo plazo, la degradación de la materia orgánica del suelo, se podría observar como un resultado negativo de la acción de los microorganismos edáficos, pero a corto plazo, permite la acumulación de nutrientes disponibles para las plantas (Parkin et al., 1996).

Por tanto, en términos generales, para aceptar que un valor elevado de las propiedades bioquímicas de los suelos, está asociado a una mayor calidad, debe asumirse que dicha propiedad implica solamente los efectos positivos que provocan los microorganismos en los suelos, y no los negativos (Parkin et al., 1996).

Tabla I.2.10.1 Efectos beneficiosos y perjudiciales de los microorganismos en los suelos.

EFFECTOS DE LOS MICROORGANISMOS EN LOS SUELOS	
POSITIVOS	NEGATIVOS
<ul style="list-style-type: none"> ❖ Reciclado de nutrientes. ❖ Favorece la estructura del suelo. ❖ Degradación de compuestos tóxicos. ❖ Formación de materia orgánica estable. ❖ Degradación de residuos de cultivos. ❖ Degradación de materia animal. ❖ Control de la actividad de poblaciones microbianas nocivas (a través de competición-inhibición-predación). ❖ Fijación de N atmosférico. ❖ Consumo de gases invernadero. ❖ Proporciona una reserva de material genético. ❖ Proporciona una reserva de nutrientes disponibles para las plantas. ❖ Favorece la asimilación de nutrientes y agua a las plantas. 	<ul style="list-style-type: none"> ❖ Libera nutrientes en momentos inoportunos. ❖ Degradación de la materia orgánica del suelo. ❖ Degradación de pesticidas (disminuyendo su eficacia). ❖ Patógenos de plantas. ❖ Patógenos para animales y seres humanos. ❖ Produce gases invernadero. ❖ Control de la actividad de poblaciones microbianas beneficiosas (a través de competición-inhibición-predación).

Extraído de Parkin et al. (1996); en Doran and Jones (1996).

Entre los indicadores bioquímicos más citados en la bibliografía destacan la biomasa microbiana, la mineralización potencial del nitrógeno, la respiración microbiana y la actividad enzimática de los suelos.

I.2.10.1. Biomasa microbiana

La biomasa microbiana es un componente vivo y dinámico de la materia orgánica del suelo. Muchos modelos de formación de la materia orgánica, incluyen la biomasa microbiana como un precursor de la fracción más estable de la materia orgánica (Parton et al., 1987). La biomasa microbiana está involucrada en la transformación y almacenamiento de nutrientes, los cuales, una vez liberados por la actividad microbiana, a menudo, se encuentran disponibles para la cobertura vegetal. En los ecosistemas terrestres nativos, donde predomina el ciclo interno del nitrógeno, la biomasa microbiana es responsable de la transformación de las formas orgánicas del N disponibles para las

plantas, y en los sistemas agrícolas, que dependen de fuentes internas de N, requieren la actividad de la biomasa microbiana para abastecer de nitrógeno a los cultivos. En los sistemas fertilizados, la biomasa microbiana también puede ser una fuente significativa de N. A su vez, el carbono contenido dentro de la biomasa microbiana, es un reservorio energético de procesos microbianos. Por lo tanto, el carbono de biomasa microbiana puede indicar la actividad microbiana potencial (Rice et al., 1996). En este sentido, si bien la materia orgánica del suelo es un indicador clave de calidad, ya que influye en otras propiedades del suelo, la biomasa microbiana puede ser un indicador precoz de la dirección del cambio en los niveles de materia orgánica del suelo. No obstante, los niveles de biomasa microbiana se pueden ver afectados por variables climáticas, tipos de suelo, y estaciones del año; por lo que, la interpretación directa de dichos valores, necesita ser tratada cuidadosamente. Sin embargo, el C y N de la biomasa microbiana puede ser un indicador más útil para la evaluación de la calidad del suelo (Rice et al., 1996).

Por otro lado, la biomasa microbiana también es un indicador muy sensible a los cambios climáticos (Insam et al., 1989; Insam, 1990), sistemas agrícolas (Lynch and Panting, 1980; Carter, 1991), y la toxicidad de contaminantes (Chander and Brookes, 1991a,b, 1993). El contenido de biomasa microbiana es función de otras propiedades de los suelos, incluyendo pH, textura y contenido de agua del suelo. La biomasa microbiana varía con la textura del suelo, debido probablemente al efecto de la textura en la formación de agregados, protegiendo, de esta forma, el carbono orgánico (Schimel, 1986; Burke, 1989; Gregorich et al., 1991; Zagal, 1993). Los microorganismos también juegan un importante papel en la formación y mantenimiento de la estructura y agregados de los suelos (Tisdall and Oades, 1982). El carbono de biomasa microbiana y la estabilidad de los agregados del suelo están fuertemente relacionados (Ross et al., 1982; Haynes and Swift, 1990; Robertson et al., 1991). Debido a que la biomasa microbiana integra propiedades físicas y químicas de los suelos, y responde a actividades antropogénicas, puede ser considerada como un adecuado indicador biológico de calidad de los suelos.

I.2.10.2. Nitrógeno potencialmente mineralizable

La transformación del N orgánico a formas minerales disponibles para las plantas, mediante un proceso de mineralización, es utilizado como un importante indicador bioquímico de calidad del suelo (Sprent, 1987; Paul and Clark, 1989), ya que casi todo el nitrógeno presente en la superficie de los suelos se encuentra en forma de compuestos orgánicos que no pueden ser usados directamente por las plantas, y tampoco son susceptibles de ser eliminados mediante lavado. El nitrógeno potencialmente mineralizable es utilizado, junto con el N y C total del suelo, como un indicador de la calidad de la materia orgánica. Mientras que algunas propiedades de los suelos, tales como la capacidad de intercambio catiónico, dependen de la fracción más estable de la materia orgánica, otras propiedades de los suelos se encuentran ligadas a la actividad biológica. Por ejemplo, propiedades como la estabilidad de los agregados y el nitrógeno disponible, están a menudo altamente correlacionados con indicadores de actividad biológica, como la biomasa microbiana, y a su vez, frecuentemente, se correlacionan muy poco con el N y C orgánico total (Tisdall and Oades, 1982; Kay, 1990; Robertson et al., 1991). Los suelos que han sido gestionados de formas diferentes, pueden tener concentraciones similares de N total, pero niveles muy distintos de nitrógeno potencialmente mineralizable, indicando, de esta forma, diferencias en la calidad de la materia orgánica del suelo (Drinkwater et al., 1996).

I.2.10.3. Respiración microbiana

En términos generales, la respiración del suelo es un proceso que refleja la actividad de los componentes bióticos del mismo, incluyendo la actividad microbiana (bacterias, actinomicetos, hongos, algas y protozoos), la actividad de invertebrados (nematodos, insectos, etc), y la actividad radicular de las plantas. Esta actividad biológica refleja la degradación de compuestos orgánicos de C en los suelos, los cuales pueden residir en una gran variedad de formas diferentes o como reservas de residuos de plantas y excreciones de raíces, materia orgánica del suelo, enmiendas de C orgánico, tales como estiércol, y residuos de micro y macronutrientes muertos. Así, la respiración de los suelos refleja la descomposición del C orgánico, indicando que se está produciendo en el suelo dos procesos de gran importancia: pérdida del C del suelo, y el reciclado (liberación y estabilización) de los nutrientes del suelo. Además, la respiración puede ser utilizada como un indicador sensible de la respuesta de los componentes bióticos del suelo a determinadas prácticas antrópicas, tales como empleo de abonos, fertilizantes, arado, tráfico, etc (Parkin et al., 1996).

I.2.10.4. Actividad enzimática

La actividad enzimática ha sido considerada como un indicador de calidad del suelo debido a que a menudo está estrechamente relacionada con parámetros de calidad del suelo de gran importancia como la materia orgánica, propiedades físicas y actividad microbiológica o biomasa (Dick, 1994). Los niveles de actividad enzimática pueden cambiar más rápidamente (1 a 2 años) que otros componentes de los suelos como la materia orgánica, proporcionando, de esta manera, una información temprana de la trayectoria de la calidad de los suelos, debido a cambios producidos por la gestión antrópica de los mismos. Por otro lado, los complejos húmico-enzimáticos pueden beneficiar algunos organismos de los suelos, mediante la hidrolización de sustratos que son demasiado grandes o insolubles para la asimilación microbiana (Burns, 1982). Desde este punto de vista, los enzimas pueden ser utilizados como un estimador de la calidad de los suelos, ya que aquellos suelos que han sido gestionados favoreciendo la calidad de los mismos (mínimo arado, rotación de cultivos, adición de abonos orgánicos, etc), deberán tener una mayor actividad biológica, que se verá reflejada en un aumento de la producción enzimática, y posiblemente, en un mayor potencial para estabilizar y proteger complejos enzimáticos de la matriz del suelo (Dick et al., 2003). Por lo tanto, las actividades enzimáticas pueden ser temporalmente sensibles, dentro del primer o segundo año, a los cambios de gestión de los suelos (Dick, 1994).

Los enzimas que están estrechamente correlacionadas con la actividad microbiana no suelen ser adecuadas para predecir, a largo plazo, los cambios o la trayectoria en la calidad de los suelos, ya que pueden reflejar procesos de manejo recientes o efectos estacionales que pueden ser transitorios. Por lo tanto, los enzimas que permanecen catalíticos después de exponerse al aire seco, o que están estrechamente relacionados con el contenido en materia orgánica de los suelos, pueden actuar como mejores indicadores de los cambios permanentes en la calidad de los suelos, ya que tales enzimas probablemente se encuentren protegidas en los complejos arcillosos o húmicos de los suelos (Dick et al., 2003).

Los suelos se pueden considerar como una mezcla heterogénea de compuestos vivos e inertes, incluyendo un conjunto muy complejo de organismos, y los productos expedidos por ellos. Los componentes vivos de los suelos (microbios, raíces de plantas, invertebrados), desempeñan un papel extremadamente importante en las características de los suelos, y por tanto, son de gran relevancia en la calidad de los mismos. Así, la evaluación de la calidad de los suelos debe incluir indicadores biológicos, tanto como otras propiedades físicas y químicas de los suelos. En este sentido, a pesar de que la mayoría de los estudios biológicos de los suelos se han centrado en las poblaciones microbianas o en su actividad, algunos estudios referidos a la ecología de los invertebrados del suelo (bacterias, hongos, nematodos, protozoos, etc.), han confirmado que los invertebrados afectan a la estructura de los suelos, cambian los patrones de la actividad microbiana, e influyen en la dinámica de la materia orgánica y el ciclo de nutrientes (Tabla I.2.10.2) (Schule and Money, 1994; Didden et al., 1994; de Ruyter et al., 1994; Heal et al., 1996), por lo que numerosos estudios apuntan a la utilización potencial de la micro y macrofauna edáfica, como indicadores de las perturbaciones físicas y químicas de los suelos (Store and Eggleton, 1992; Freckman and Ettema, 1993; Parmelee et al., 1993; Linden et al., 1994).

Tabla I.2.10.2. Influencia de la biota en los procesos de los suelos.

	CICLO DE NUTRIENTES	ESTRUCTURA DEL SUELO
MICROFLORA (Bacterias y hongos)	<ul style="list-style-type: none"> ❖ Catabolizan materia orgánica. ❖ Mineralizan e inmovilizan nutrientes. 	<ul style="list-style-type: none"> ❖ Producen compuestos orgánicos que ensamblan los agregados. ❖ Las hifas enlazan partículas dentro de los agregados.
MICROFAUNA (Protozoos, nematodos)	<ul style="list-style-type: none"> ❖ Regulan las poblaciones de bacterias y hongos. ❖ Alteran el ciclo de nutrientes. 	<ul style="list-style-type: none"> ❖ Pueden afectar a la estructura a través de las interacciones con la microflora.
MESOFAUNA (Microartropodos como ácaros, y pequeños insectos)	<ul style="list-style-type: none"> ❖ Regulan las poblaciones de hongos y microfauna. ❖ Alteran el ciclo de nutrientes. ❖ Descomposición de los residuos de plantas. 	<ul style="list-style-type: none"> ❖ Producen excretas. ❖ Creación de bioporos. ❖ Favorecen la humificación.
MACROFAUNA (Insectos y otros artrópodos como arácnidos, coleópteros, etc.)	<ul style="list-style-type: none"> ❖ Descomposición de los residuos de plantas. ❖ Estimulación de la actividad microbiana. 	<ul style="list-style-type: none"> ❖ Mezclan partículas minerales y materia orgánica. ❖ Redistribuyen la materia orgánica y los microorganismos. ❖ Creación de bioporos. ❖ Favorecen la humificación. ❖ Producen excretas.

Extraído de De Hendrix et al., 1990, en Blair et al., 2003.

Aunque muchos de estos indicadores físicos, químicos, bioquímicos y biológicos son similares para suelos agrícolas y forestales, existen, sin embargo, diferencias significativas entre los suelos agrícolas y forestales, y por tanto, también en el uso de dichos indicadores.

I.3. MATERIA ORGÁNICA Y CALIDAD DEL SUELO

Dada la importancia de la materia orgánica como indicador de calidad del suelo, se ha dedicado un apartado específico en la presente Tesis Doctoral al estudio detallado de la materia orgánica y su relación con la calidad del suelo.

I.3.1. Definición, propiedades, origen y clasificación de la materia orgánica

I. 3.1.1. Concepto de materia orgánica

El concepto de materia orgánica del suelo (MOS) hace referencia a todas las formas de carbono orgánico que lo constituyen. La materia orgánica edáfica representa un componente mayoritario de las reservas de C en la corteza terrestre (Kögel-Knabner, 1993). Su contenido, no obstante, puede ser muy variable, abarcando valores desde menos de un 10 g kg^{-1} en suelos semiáridos, hasta cerca del 800 g kg^{-1} en suelos orgánicos (Schnitzer, 1991). Bajo la denominación de materia orgánica se engloba tanto los restos orgánicos de plantas y animales en distintas etapas de degradación, como los compuestos de síntesis microbiológica y/o química, y los cuerpos de microorganismos y pequeños animales, vivos o muertos, del suelo (Schnitzer & Khan, 1972).

I.3.1.2. Importancia de la materia orgánica en la calidad del suelo

La materia orgánica ejerce una serie de acciones beneficiosas sobre el suelo que se pueden atribuir principalmente a las propiedades coloidales de las sustancias húmicas. Así, en el aspecto físico, la materia orgánica favorece la agregación de las partículas del suelo, cuya estabilidad depende más de la calidad de la materia orgánica que de su cantidad (Salomón, 1962; Guitián Ojea y Méndez, 1963). La existencia de agregados estables en superficie aumenta la resistencia del suelo frente a la erosión, ya que impide el arrastre de las partículas finas por el agua de escorrentía, y el volumen de ésta disminuye al incrementarse la permeabilidad edáfica. A su vez, el impacto de las gotas de lluvia produce una menor liberación de partículas muy finas que pudieran ser posteriormente arrastradas (Kononova, 1982). Así pues, debido el efecto cementante de la materia orgánica sobre las partículas minerales del suelo, y su gran poder absorbente, se favorece la capacidad de retención de agua en el suelo, la resistencia al encostramiento y la porosidad.

Por otra parte, el efecto tamponador, en un amplio rango de pH, de las sustancias húmicas, se encuentra asociado a su capacidad de formación de complejos y quelatos con metales, asociándose a óxidos metálicos, hidróxidos y arcillas. Debido a sus propiedades de intercambio iónico, la materia orgánica es capaz de disminuir la concentración de sales e iones tóxicos en la solución del suelo, contribuyendo a prevenir problemas de toxicidad en plantas (Müller-Wegener, 1988; Tate, 1987).

Los constituyentes más fácilmente biodegradables de la materia orgánica, procedentes del contenido celular de vegetales y microorganismos (azúcares libres, polisacáridos, proteínas, lípidos), suponen una fuente primaria de C para el desarrollo de las poblaciones microbianas en el suelo, promoviendo un aumento de la diversidad y número de especies microbianas edáficas, que proporcionan energía y nutrientes para la microflora del suelo (Ganuza, 2002). Asimismo, aporta energía a la microflora

edáfica, de forma que un gran número de bacterias y hongos en el suelo están relacionados directamente con el contenido de humus.

El oscurecimiento del suelo producido por las sustancias húmicas aumenta la absorción de la radiación solar y, por tanto, la temperatura edáfica, lo que en ocasiones puede adelantar la germinación de las semillas. Las sustancias húmicas intervienen también en la nutrición vegetal al retener y removilizar, en formas asimilables, los cationes imprescindibles para las plantas, generando unas condiciones adecuadas para su crecimiento y desarrollo (Stevenson, 1982), e influyen también en su resistencia al marchitamiento (Méndez y Lojo, 1972).

Por otro lado, la materia orgánica favorece el crecimiento de organismos saprofitos en relación a los parásitos, con lo que se reduce la población de estos últimos, y en segundo lugar, ciertos compuestos biológicamente activos en el suelo, tales como antibióticos y ciertos ácidos fenólicos, pueden incrementar la susceptibilidad de las plantas de resistir el ataque de patógenos (Whitehead, 1963).

La materia orgánica puede actuar también sobre los pesticidas reteniéndolos por medio de mecanismos en los que se incluyen fuerzas de van der Waals, enlaces hidrofóbicos, puentes de hidrógeno, intercambio iónico, o incluso enlaces covalentes; dependiendo la naturaleza y extensión de dicha sorción, de la composición del propio pesticida, del tipo y cantidad de materia orgánica presente, y de las condiciones ambientales del propio suelo. Una vez adsorbido por parte de la MOS, un pesticida puede ser fácilmente desorbido (Nearpass, 1971), parcialmente desorbido (Talbert, 1965) o unido irreversiblemente (Coffey, 1969).

La importancia, por tanto, de la materia orgánica en estudios ambientales proviene de su carácter integrador de las características del medio y de la biota, considerándose actualmente como fuente y almacén de C. Frecuentemente, el análisis del humus permite el diagnóstico precoz de cambios progresivos en el ciclo biogeoquímico, que se traducen en la compartimentación de nutrientes, la microestructura del suelo y, consecuentemente, en la estabilidad y producción primaria de los ecosistemas (Hayes, 1991).

I.3.1.3. Origen de la materia orgánica

Los componentes orgánicos del suelo proceden de la acumulación de restos y residuos de plantas y animales, de la descomposición de los tejidos orgánicos por acción mecánica de la fauna y microorganismos edáficos, de la degradación o biodegradación de moléculas orgánicas complejas a compuestos orgánicos más sencillos, y de la reorganización de algunos productos de degradación con síntesis microbiana de nuevos componentes orgánicos (Aranda, 1998).

I.3.1.4. Clasificación de la materia orgánica

Los componentes de la materia orgánica se pueden clasificar en tres fracciones según su grado de incorporación y transformación:

- *Materia orgánica no humificada:* Formada por bio- y necromasa vegetal y animal (raíces, tallos, hojarasca, deyecciones, gusanos, lombrices, insectos, etc.) y biomasa microbiana no incorporadas mediante enlaces de cierta estabilidad a

la fracción mineral del suelo.

- *Sustancias no húmicas*: Constituidas por materiales orgánicos cuyas características químicas resultan todavía identificables con los compuestos biológicos de partida, tales como péptidos, carbohidratos, proteínas, ácidos nucleicos, aminoácidos, purinas, pirimidinas, grasas, ceras, resinas, pigmentos y otras sustancias orgánicas de bajo peso molecular (Schnitzer y Khan, 1972). La mayoría de estos compuestos son fácilmente biodegradables y tienen un tiempo de residencia corto en los suelos.
- *Sustancias húmicas*: Constituyen una mezcla compleja de compuestos orgánicos de color marrón, pardo y amarillo, que pueden extraerse del suelo por soluciones de pH alcalino, sales neutras y disolventes orgánicos (Kononova, 1982).

La materia orgánica del suelo constituye un continuo que engloba la hojarasca fresca, las sustancias húmicas, los productos finales de la humificación, formados concomitantemente durante la descomposición microbiana de residuos vegetales aéreos y subterráneos (fuentes primarias), residuos microbianos (fuentes secundarias) y compuestos húmicos (Swift y Posner, 1971). Así, aproximadamente el 65% de la materia orgánica corresponde a sustancias húmicas, el 10% a carbohidratos, otro 10% a compuestos nitrogenados, y el 15% a compuestos liposolubles (alcanos, ácidos grasos, ceras, resinas, etc.), si bien la composición química de la materia orgánica pueden variar en función de las condiciones ecológicas del medio (Schnitzer, 1991).

I.3.2. Las sustancias húmicas

I.3.2.1. Definición y naturaleza de las sustancias húmicas

Las sustancias húmicas, son el resultado de complejas transformaciones que dan lugar a macromoléculas de estructura caótica, peso molecular elevado ($\sim 10^3-10^5$), color oscuro, y sin características físicas y químicas específicas. Son sustancias de carácter ácido, con propiedades de superficie y carga variable, con elevada capacidad de intercambio catiónico, de naturaleza mayoritariamente hidrofílica y relativamente oxidadas (Schnitzer, 1978, 1991). Además, por lo general, las sustancias húmicas son muy resistentes a la degradación química y biológica, con periodos de residencia media en el suelo que puede alcanzar varios miles de años. Dicha resistencia es debida, posiblemente, a su heterogeneidad estructural y al gran número de puentes intramacromoleculares de distinta estabilidad química (enlaces covalentes, puentes de hidrógeno, interacciones polares) (Bartha, 1980; Almendros y Dorado, 1999; Wershaw, 1985). Dicha estabilidad frente a la biodegradación no sólo se debe a la complejidad estructural de las sustancias húmicas, sino también a que la mayoría de éstas se encuentran unidas en diversas formas a la fracción mineral del suelo (Tinoco 2000).

I.3.2.2. Clasificación de las sustancias húmicas

Dada la dificultad para caracterizar correctamente la naturaleza química de las sustancias húmicas, se recurrirá a criterios de solubilidad para su clasificación (Schnitzer y Khan, 1972). De este modo, entre las fracciones extraíbles mediante reactivos alcalinos, se pueden diferenciar: ácidos fúlvicos (solubles en ácidos y en

álcalis), ácidos húmicos (solubles en álcalis e insolubles en ácido) y las huminas (insolubles a todos los valores de pH).

- *Materia orgánica libre (MOL)*: Con este término nos referimos a la materia orgánica menos alterada del humus (partículas vegetales de tamaño variable) que aun no se ha incorporado establemente a la fracción mineral del suelo. Su naturaleza es fundamentalmente lignocelulósica, formadas por ligninas, poliésteres (cutinas y suberinas), y carbohidratos (celulosas y hemicelulosas) químicamente alteradas y en estados mas o menos avanzados de degradación. Presentan una reducida actividad fisicoquímica, e influyen principalmente en las propiedades hídricas y estructurales de los suelos (Aranda, 1998).
- *Ácidos Húmicos*: Son sólidos amorfos de color marrón muy oscuro, en general no solubles en agua y en casi todos los disolventes no polares. La fracción de ácidos húmicos se engloba dentro de las materias que se extraen del suelo por soluciones de pH más o menos alcalino (Kononova, 1982). Presentan una naturaleza distinta a la los constituyentes de los vegetales, con una estructura muy compleja, y con una composición química elemental que varia según el tipo de suelo. Los valores más frecuentes son: 50–60% C, 2–6% N, 30–35% O, 4–6% H y 0–2% S (Kumada, 1987). No obstante, a medida que transcurre la “maduración” de los ácidos húmicos, aumenta el porcentaje de carbono y, al mismo tiempo, disminuye el del hidrógeno y nitrógeno (Kumada, 1955).

Los ácidos húmicos se unen con gran facilidad a los constituyentes minerales del medio (cationes, arcillas y óxidos de hierro y aluminio) formando derivados organominerales cuyas características se traducen en la mayor parte de las propiedades físicas y fisicoquímicas de los suelos. Además, las moléculas de los ácidos húmicos no son rígidas, sino que poseen una estructura flexible, “esponjosa”, con multitud de poros internos. Estos niveles de organización estructural determinan de forma significativa su capacidad de retención de agua y sus propiedades de sorción (Greta, 2002).

- *Ácidos Fúlvicos*: Son compuestos sólidos o semisólidos, amorfos, de color amarillento y naturaleza coloidal. De fácil dispersión en agua, y con una alta capacidad de cambio. A largo plazo, actúan destructivamente sobre los minerales. Al igual que los ácidos húmicos, su composición química no es específica, y depende del tipo suelo, de la vegetación de que proceden y del método de extracción. Los valores de composición elemental son igualmente muy variables y encontramos entre un 40–50% de C, < 4% de N y entre un 44–48 % de O.

En general, tanto los ácidos húmicos como los ácidos fúlvicos, poseen características similares, consistiendo la principal diferencia en la insolubilización en ácido y peso molecular mucho más elevado de los primeros. En cuanto a su composición elemental, el porcentaje de carbono es significativamente mas bajo y el de hidrógeno supera el de los ácidos húmicos. Por otro lado, su unión a la fracción arcilla es menos eficaz que en los ácidos húmicos, pudiendo ser arrastrados mas fácilmente a lo largo del perfil, y son menos resistentes a la biodegradación.

- *Humina*: Es el grupo de las sustancias húmicas que no se puede extraer del suelo con soluciones ácidas y básicas. Por ser insolubles a todos los valores de pH y en la mayor parte de los solventes orgánicos, son muy difíciles de aislar. Existen diferentes tipos de humina: Humina microbiana (restos de microorganismos y compuestos alifáticos derivados de ellos, generalmente carbohidratos, glicolípidos o peptidoglicanos), la Humina heredada (constituida por componentes de las membranas parcialmente oxidados y ligados a las arcillas por enlaces poco estables: es relativamente similar a la materia orgánica fresca), Humina neoformada o de insolubilización extraíble (formada por coloides fuertemente ligados a la fracción mineral del suelo, principalmente arcillas, óxidos de hierro y aluminio). Puede resistir el proceso de extracción en el laboratorio mientras no se proceda a la destrucción de los constituyentes minerales del suelo a los que se encuentra ligados (Toutain, 1974; Almendros, 1979), Humina de insolubilización no extraíble o residual (constituye la fracción irreversiblemente asociada a los minerales del suelo y no puede ser extraída mediante reactivos alcalinos ni siquiera después de destruir los minerales) y Humina estabilizada (una evolución lenta de los ácidos húmicos produce una polimerización de los núcleos aromáticos y un descenso de su solubilidad frente a los reactivos de extracción).

I.3.2.3. Clasificación del humus

Duchaufour (1984), recoge las bases para una clasificación del humus según su grado de evolución y sus condiciones de evolución. En esta se distinguen cuatro categorías principales:

- *Humus poco evolucionados*. Dentro de esta primera categoría se diferencian en función de criterios morfológicos y, especialmente, bioquímicos: el humus mor, que es el menos evolucionado, con una relación C/N es muy elevada (>20) y el pH muy bajo por la abundancia de precursores húmicos de elevada acidez. El humus moder se forma en zonas donde la vegetación dominante son las coníferas. La actividad biológica es elevada, el pH bajo y la relación C/N < 20. El humus mull carbonatado aparece en materiales calizos, en zonas de alta montaña. En este tipo de humus, la insolubilización de los precursores es rápida, pues el exceso de calcio intercambiable precipita parte de los precursores húmicos y ácidos fúlvicos formados (Herbauts, 1981) retardando la evolución de la materia orgánica. En ocasiones también se produce un recubrimiento de carbonatos en las fracciones orgánicas del suelo, que contribuye al efecto anteriormente indicado. Se puede decir que el humus mull puede poseer un fuerte contenido en humina de insolubilización, a diferencia del humus moder, que contiene sobre todo, humina heredada. La relación C/N es mas baja que en los anteriores casos, aunque nunca inferior a 15, el pH neutro o básico, ya que el calcio compensa la acidez de las sustancias húmicas, favoreciendo la actividad biológica (Souchier, 1971; Vedy, 1973; Toutain, 1974; Guillet et al., 1975).
- *Humus evolucionados de neoformación*. En función del clima, material original y vegetación se distinguen: el humus mull ácido, propio de zonas con clima templado o cálido, pero con vegetación acidificante (plantas resinosas como las coníferas que aportan una hojarasca de lenta biodegradación). La relación C/N oscila entre 11 y 16 en la mayoría de los casos, el pH es ácido y dominan ácidos húmicos poco condensados. En zonas templadas bajo bosque caducifolio o en

zonas cálidas sobre rocas ácidas aparecen los humus mull eutróficos. La relación C/N oscila en torno a 9, el pH es próximo a la neutralidad. El humus mull ándico aparece en medios con ciclos biogeoquímicos relativamente lentos, con bajos valores en la relación C/N y pH algo ácido.

- *Humus evolucionados bioclimáticos.* Se distinguen el humus mull forestal boreal, propio de reductos de bosques caducifolios en áreas limítrofes entre la zona boreal y la templada. La relación C/N presenta valores intermedios, el pH presenta tendencia a la acidez y se forman abundantes ácidos húmicos y fúlvicos. El humus mull chernosémico se forma preferentemente en zonas con una densa cubierta vegetal arbustiva, con pH neutro o algo básico. La abundante actividad biológica genera un tipo de humus con una relación C/N baja y una fuerte liberación de CO₂ que, junto con el calcio del suelo, produce una recarbonatación secundaria que, durante los períodos de lluvias, se lixivian acumulándose en los horizontes subyacentes del perfil, formando horizontes cálcicos o petrocálcicos. El humus mull vértico aparece principalmente en zonas llanas, donde el material original dominante son las esmectitas.
- *Humus con evolución modificada por hidromorfía.* Se caracterizan fundamentalmente por una proporción apreciable de materia orgánica poco transformada consecuencia de las fases anaeróbicas predominantes. En condiciones deficitarias de temperatura o aireación, la actividad biológica y la mineralización pueden verse sumamente dificultadas. Si a esto, añadimos un aporte de materia orgánica suficiente por parte de una vegetación adaptadas a estas condiciones, se produce una progresiva acumulación de ésta, formándose las llamadas turberas (Aranda, 1998). El humus muck aparece en valles que han estado encharcados y que por causas naturales o artificiales se han drenado, o que la zona deprimida se colmata por restos vegetales acumulados por la débil transformación. Una vez que el ambiente se hace aerobio, se inicia el proceso de transformación de la materia orgánica (mucho mayor respecto a las turbas). El humus anmoor se presenta en zonas pantanosas de clima suave en las que se produce una transformación, todavía superior que en el caso anterior, de los restos orgánicos, ya que al estar sometidos a periodos sucesivos de humectación y desecación parcial (hidromorfía alternante), experimentan una evolución con una intensa humificación (Schaefer, 1975; Almendros et al., 1980).

I.3.3. Procesos de humificación. Origen y formación de las sustancias húmicas

Los mecanismos de humificación no constituyen procesos aislados en el espacio y en el tiempo, como sería el caso de las vías metabólicas de compuestos de síntesis biológica, sino que engloban un gran número de procesos, de tal forma que en un suelo en particular, se desarrollan simultáneamente varios procesos de humificación, dependiendo del material precursor, de los cambios estacionales, de las condiciones ambientales, variables en el tiempo y en el espacio, y del mecanismo específico predominante en la formación de las sustancias húmicas (Ertel et al., 1988; Oades, 1989).

I.3.3.1. Procesos de humificación

Los restos vegetales de cualquier naturaleza (hojas, ramas muertas, raíces) que se incorporan al suelo constituyen la fuente principal de la materia orgánica del mismo. Estos restos forman la hojarasca, la cual experimenta reacciones químicas (oxidación, condensación y polimerización), y procesos biológicos de alteración y síntesis microbiana, con formación de compuestos de bajo y alto peso molecular, que son constituyentes típicos del suelo. Este proceso recibe el nombre de humificación (Flaig et al., 1975), el cual implica cambios en la complejidad química de la materia orgánica y un aumento de su estabilidad, que hace aumentar su resistencia a la biodegradación y mineralización (Tate, 1987).

Entre los procesos que se dan durante la formación del humus, se distinguen la **humificación directa**, donde hay una formación de estructuras preexistentes, y la **humificación indirecta**, donde se forman macromoléculas de complejidad progresiva. Los productos finales en ambos casos son los ácidos fúlvicos, ácidos húmicos y huminas, cuyas proporciones relativas dependerán de la composición química de los materiales aportados, su velocidad de descomposición (Swift et al., 1979), y de las características ecológicas del medio (tipo, cantidad y actividad de microorganismos, textura, pH, humedad relativa, régimen de temperatura, régimen de humedad, alternancia desecación/humectación, manejo del suelo, etc.).

I.3.3.2. Humificación directa

Se trata de un proceso continuo en el que se modifica gradual y selectivamente el carácter químico de los suelos y sedimentos. Los mecanismos que tienen lugar en la diagénesis de biomacromoléculas implican transformaciones o modificaciones de las macromoléculas orgánicas procedentes de los vegetales superiores y los microorganismos (fundamentalmente ligninas, hemicelulosas, suberinas, cutinas, taninos y macromoléculas lipídicas) a consecuencia de la acción microbiana o de agentes externos físicos y químicos, incluido el fuego (Hatcher y Spiker, 1988).

La lignina es uno de los precursores mayoritarios de las sustancias húmicas de los suelos por encontrarse en todas las plantas vasculares, incluyendo las especies herbáceas, donde confiere consistencia y sostén a los tejidos. El papel precursor de la lignina se ve favorecido por la complejidad de su estructura molecular. La biodegradación de la lignina se atribuye principalmente a la acción de los hongos basidiomicetos denominados de la podredumbre blanca, aunque se ha comprobado que bacterias, hongos imperfectos y actinomicetos, también son capaces de degradarla (Fengel y Wegener, 1984; Schoemaker et al., 1991). Dicha biodegradación requiere múltiples actividades enzimáticas y mecanismos de despolimerización.

Otros precursores potenciales de las sustancias húmicas son los taninos. Estos se encuentran, por ejemplo, en las hojas y cortezas de distintos tipos de árboles (Wilson y Hatcher, 1988; Benner et al., 1990) y se han identificado en fracciones de ácidos húmicos extraídas de suelos forestales (Kögel-Knabner et al., 1991). Algunos taninos son hidrolizables y, por tanto, se pueden biodegradar fácilmente mientras que otros, por el contrario, resisten a la biodegradación y pueden subsistir en el suelo durante mucho tiempo. Este es el caso de los taninos condensados y los difenoles (Zucker, 1983), que en los medios biológicamente poco activos apenas evolucionan. Estos compuestos

forman complejos polifenol-proteína muy resistentes a la biodegradación, pudiendo provocar un efecto adverso en el crecimiento de las plantas, conocido como “hambre de nitrógeno” del suelo, al bloquear la mineralización de este elemento (Ganuza 2002).

I.3.3.3. Humificación indirecta

Al igual que la lignina, existen otras macromoléculas que también actúan como precursores húmicos, como son los distintos tipos de productos de autólisis formados durante la senescencia o la necrosis de los tejidos de las plantas. Durante la muerte celular, las enzimas digestivas actúan sobre las estructuras y metabolitos de los tejidos. Los productos de condensación formados, se incorporan rápidamente al suelo y son posteriormente despolimerizados y degradados durante el transcurso de la maduración (Aranda, 1998).

Así pues, otro mecanismo fundamental en la formación de las sustancias húmicas es la polimerización no biológica o enzimática de los compuestos de bajo peso molecular libres en el suelo. La presencia de estas moléculas orgánicas de bajo peso molecular en el suelo es debida a los procesos de biodegradación de los restos vegetales, la biomasa microbiana y los productos de excreción de los microorganismos, y microfauna del suelo. Una parte de estos compuestos será utilizada por los microorganismos como fuente de carbono y energía, y otra fracción considerable experimenta reacciones de heteropolicondensación favorecidas por la presencia de agentes catalíticos presentes en el suelo, tales como enzimas (Suflita & Bollag, 1981), arcillas, óxidos metálicos, etc, transformándose los compuestos orgánicos simples en macromoléculas de composición indefinida y elevado tamaño molecular (Carballas et al., 1971; Stevenson, 1982; Saiz-Jiménez y de Leeuw, 1987; Hempfling y Schulten, 1989).

Los fenoles procedentes de la degradación de la lignina (por "podredumbres blancas", bacterias lignolíticas, etc.) parecen ser los principales materiales de partida en la síntesis y formación de las sustancias húmicas. Estos fenoles se pueden descomponer por la acción de bacterias, hongos y actinomicetos, o transformarse en quinonas y condensarse de manera aleatoria entre sí o con distintos compuestos orgánicos (Aranda, 1998).

I.3.3.4. Otros procesos

Una importante vía para la formación de sustancias húmicas en el suelo, es a través de síntesis de macromoléculas similares a las sustancias húmicas por los microorganismos del suelo. La capacidad de sintetizar biomacromoléculas aromáticas resistentes a la biodegradación se encuentra ampliamente representada en los seres vivos, si bien su participación en los procesos de formación del humus se manifiesta preferentemente en determinadas especies de hongos, actinomicetos y bacterias.

Las sustancias de color oscuro sintetizadas por estos organismos, conocidos como *melaninas fúngicas o microbianas*, se diferencian del resto de las sustancias húmicas del suelo a través de diversas características físicas y químicas, aunque es cierto que sus propiedades se incluyen dentro de los límites de variabilidad propios de las sustancias húmicas del suelo (Schnitzer, 1974), asemejándose en su análisis elemental, acidez total, tamaño molecular, resistencia a la biodegradación y características de solubilidad en álcali e insolubilidad en ácido. Las melaninas fúngicas también muestran espectros

similares de ^{13}C RMN (Lüdemann et al., 1982; Knicker et al., 1996), de infrarrojo (Filip et al., 1974; Senesi et al., 1987; Paim et al., 1990) y de visible-UV (Valmaseda et al., 1989), e incluso son comparables a los ácidos húmicos tras la aplicación de técnicas degradativas o pirólisis/GC/MS (Haider et al., 1977; Meuzelaar et al., 1977; Almendros y Dorado, 1985).

Así pues, las melaninas son biomacromoléculas producidas por microorganismos, animales y plantas. Están compuestas por unidades de tipo fenólico o indólico y se encuentran frecuentemente unidas a proteínas y carbohidratos. Según el organismo que las produzca, las unidades estructurales cambian, por lo que la estructura de estas macromoléculas melanoidínicas no es bien conocida (Bell y Wheeler, 1986; Butler y Day, 1998). Éstas se concentran principalmente en los propágulos del hongo o en sus formas de resistencia (esporas, esclerocios, etc.), desempeñando diversas funciones como protección frente a las condiciones adversas (radiación solar, protección frente a la desecación, etc.), elevada resistencia a la biodegradación o contribuir a la nutrición mineral en virtud de su elevada capacidad de intercambio catiónico, lo cual contrarresta el efecto de la lixiviación de dichas sustancias, facilitando su acumulación en el suelo.

Las melaninas más estudiadas en los suelos son las derivadas del 1,8-dihidroxinaftaleno (DHN), que tras experimentar una serie de transformaciones, dan lugar a estructuras del tipo dihidroxiperilenquinona (DHPQ) (Sato y Kumada, 1967). Hay que destacar los pigmentos dihidroxiperilenquinónicos (DHPQ) que acompañan a las melaninas y son producidos por géneros fúngicos tales como *Cenococcum*, *Alternaria*, *Aureobasidium*, *Cladosporium*, *Daldinia*, *Ulocladium*, etc. (Kumada & Sato, 1980; Almendros et al., 1985).

Este tipo de pigmentos policíclicos se detectan por presentar máximos, en solución alcalina, en el espectro visible a 450, 570 y 615 nm (Kumada, 1955; Kumada y Hurst, 1967; Kumada y Sato, 1962 y 1980). Las fracciones húmicas enriquecidas con estos pigmentos se pueden identificar, sin necesidad de su aislamiento total de la fracción húmica, y en proporciones relativamente bajas, mediante técnicas de espectroscopía derivatográfica visible-UV.

Los ácidos húmicos que presentaban máximos espectrales a las longitudes de onda mencionadas se les denominó de **tipo "P"**, y la fracción purificada se le conoció como **ácidos húmicos verdes**.

Ninguna de las teorías expuestas explica de forma completamente satisfactoria la naturaleza y presencia de los ácidos húmicos y fúlvicos en los diversos ecosistemas. Los procesos de formación de las sustancias húmicas antes comentados, tienen lugar en todos los suelos, pero no en la misma intensidad. Además, el número de precursores moleculares de los ácidos húmicos, y las posibles combinaciones entre ellos conduce a una enorme heterogeneidad en el material húmico. Por otro lado, la propia estructura química de las sustancias húmicas está determinada por diversos factores como la composición de la matriz inorgánica del suelo, el clima, la vegetación y la actividad específica de la biomasa (Schulten, 1995).

I.3.4. Acumulación, composición y propiedades de las sustancias húmicas

La diversidad en la composición y propiedades de las sustancias húmicas en los diferentes ecosistemas, viene dada por la naturaleza del material de partida, la velocidad de descomposición de los distintos tipos de compuestos de las sustancias húmicas, y la influencia de los agentes ambientales (humedad, temperatura, vegetación, etc.) durante sus procesos de síntesis y transformación (Swift et al., 1979).

Según los modelos de distribución vertical en el suelo, la materia orgánica tiende a acumularse en el epipedón. La fragmentación de la hojarasca por parte de la fauna edáfica afecta fuertemente a la liberación de C orgánico soluble (Gunnarsson et al., 1988) y este proceso se repite en diferentes etapas de la descomposición (Eijsackers y Zehnder, 1990), dando lugar a la acumulación de la materia orgánica en los horizontes superficiales. Así, en un mismo suelo, según las condiciones del medio y la edad del mismo, los horizontes superficiales van recibiendo materia orgánica de forma mas o menos continua, por lo que su humus será mas joven que el situado en horizontes más profundos, y su traslocación en el perfil dependerá de los condicionamientos climáticos, el tipo de vegetación, la naturaleza de la biomasa senescente aportada, de los complejos organometálicos, el régimen de humedad suelo, etc (Aranda, 1998).

La humificación desempeñará un papel esencial en el ciclo de los elementos que son liberados por la hojarasca al descomponerse. Éstos se incorporan al humus en forma de complejos organometálicos pseudosolubles, como ocurre con elementos como aluminio, hierro, manganeso, calcio y magnesio (Vedy, 1973), o son liberados a la solución del suelo y, a partir de aquí, adsorbidos sobre el complejo de cambio. Así, estos elementos evolucionan mineralizándose (con lo que el catión complejado adquiere forma libre o de cambio), y pasan a una forma policondensada insoluble, que se acumula en el horizonte superficial. O bien, se transforman en una forma policondensada de un modo más progresivo, después de su lixiviación al horizonte subyacente, la acción de la fauna edáfica y raíces de las plantas, etc, que los transportan en profundidad a lo largo del perfil, hasta su pérdida con el agua de drenaje, o su retención junto con los sesquióxidos o las arcillas. Por lo tanto, a medida que la materia orgánica profundiza en el perfil, experimentará gradualmente procesos de humificación y mineralización, obteniéndose una mezcla de residuos de plantas macromorfológicamente identificables y compuestos húmicos sin estructura identificable.

La naturaleza de las sustancias húmicas también depende de la velocidad de descomposición de la materia orgánica acumulada, la cual está controlada por factores ambientales (factores climáticos como la temperatura y humedad, composición mineralógica del suelo y la naturaleza de la cobertura vegetal), que conducen a una determinada calidad de la composición química de la hojarasca, y ambos factores, a su vez, controlan la naturaleza de la comunidad descomponedora (Swift et al., 1979; Anderson, 1988).

Así, la cantidad de la materia orgánica acumulada en la superficie del suelo está fuertemente influenciada por las características climáticas del medio, aumentando con la precipitación y disminuyendo con la temperatura. En fases iniciales de la edafogénesis, el contenido de materia orgánica, aumenta progresivamente en los horizontes superiores, y posteriormente, tiende a acumularse hasta alcanzar un virtual estado estacionario con contenidos característicos en los distintos horizontes, dependiendo del

tipo de suelo. La materia orgánica se distribuye con gran homogeneidad en zonas de clima húmedo, pues la vegetación cubre todo el suelo. Por el contrario, en climas semiáridos, donde la vegetación se encuentra muy dispersa, la materia orgánica presenta una gran heterogeneidad espacial. En los climas con estaciones contrastadas, la alternancia humectación/desecación intensifica la maduración y la estabilización de ciertos compuestos húmicos pudiendo llegar a tener un efecto opuesto sobre los compuestos húmicos más lábiles (materia orgánica fresca, humina heredada, biomasa microbiana, etc.), donde su descomposición y mineralización se aceleran (Paul & Van Veen, 1978).

La concentración de materia orgánica que se acumula en los horizontes superficiales, también depende de la textura y naturaleza del mismo. Los suelos minerales de textura gruesa almacenan generalmente una menor cantidad de materia orgánica (Pritchett y Fisher, 1987).

Según Pritchett y Fisher (1987), la acumulación de los restos orgánicos también está influida por la edad de la hojarasca o el tiempo transcurrido desde cualquier perturbación ambiental (p. ej. incendios). Así, los bosques templado-fríos, poco productivos, presentan altos niveles de acumulación de materia orgánica, mientras que los bosques tropicales, que son altamente productivos, presentan bajas reservas de carbono, como consecuencia de sus altas velocidades de descomposición e incorporación de la materia orgánica, salvo excepciones en las que las cantidades de materia orgánica pueden superar las esperadas debido a la formación de complejos organometálicos (p. ej. con aluminio), o reducción de la actividad microbiana, deficiencia en el suelo de determinados elementos (p. ej. fósforo), que pueden actuar como un factor limitante en la mineralización de la materia orgánica (Mutatkar y Pritchett, 1967; Munevar y Wollum, 1977).

Las condiciones edáficas y edafoclimáticas, la actividad biológica, y ciertos usos del suelo, serán los factores que determinen, en cierta medida, el grado de estabilización y maduración de los compuestos húmicos formados. De igual forma, la mayor o menor influencia de uno u otro factor, dará lugar a distintos tipos de medios geoquímicos, que se caracterizarán por la predominancia de un tipo de humus específico.

I.3.5. Mineralización de la materia orgánica

La materia orgánica no humificada se descompone liberando a la atmósfera, en forma de CO₂, el 60–80% del C orgánico del suelo mediante un proceso de mineralización, que puede tener lugar en un año. Así, el término *mineralización* implica la formación de compuestos minerales, generalmente gaseosos (CO₂, H₂O y NH₃), o solubles (fosfatos, nitratos, sulfatos, etc.) por la acción de los microorganismos que biodegradan activamente los restos de vegetales, animales y microorganismos; por tanto, la mineralización es un término opuesto al de humificación. El C orgánico que no se ha mineralizado de forma rápida, se oxida mas lentamente hasta formar parte de la biomasa microbiana, o quedar estabilizado en forma de sustancias húmicas (Tate, 1987).

La mineralización de la materia orgánica desempeña un papel fundamental en el ciclo biogeoquímico de los cationes, pues implica el retorno anual de los elementos minerales, que han sido tomados por las raíces de las plantas, a la superficie del suelo. Por lo tanto, el proceso de mineralización mantiene la fertilidad de los suelos y la nutrición de la

cobertura vegetal, compensando las pérdidas de elementos en formas más solubles, que pueden ser arrastradas con el lavado, abandonando de esta forma el suelo hacia los mantos freáticos. No obstante, desde el punto de vista de la capacidad de conservación del ecosistema, las bajas tasas de mineralización informan de una mayor estabilidad de los compuestos húmicos, los cuáles son responsables de la mayor parte de las propiedades favorables que poseen los suelos.

La mineralización de la materia orgánica puede ser rápida o lenta dependiendo de los microorganismos edáficos, de la fauna, de las reacciones químicas y las condiciones ambientales, por lo que existe una gran diferencia entre unos suelos y otros, y dentro de un mismo suelo, de una época del año a otra, etc. Cuando la mineralización es rápida, como corresponde a una mayor eficacia de los ciclos biogeoquímicos, los minerales resultantes de este proceso se acumulan bajo forma asimilable para la cobertura vegetal en los horizontes superficiales. Si por el contrario, la mineralización es lenta, en concisiones de menor eficacia de los ciclos biogeoquímicos, los elementos minerales quedan retenidos en los horizontes del suelo (Toutain, 1981).

La mineralización primaria afecta preferentemente a la materia orgánica fresca que no esta todavía incorporada a la matriz del suelo, y la mineralización secundaria, que afecta a los compuestos húmicos, es mucho más lenta debido a que, los enlaces con los compuestos minerales, retrasan los procesos de mineralización. La mineralización también se puede retardar debido a la resistencia de determinados compuestos frente a la biodegradación, como consecuencia de la aromaticidad, la desorganización estructural por desnaturalización, la producción de compuestos alelopáticos o antibióticos, que tienen un efecto tóxico sobre los microorganismos, o bien por la microencapsulación por recubrimiento de carbonatos, óxidos de hierro o aluminio, o la formación complejos arcilla-humus estables. Por lo tanto, los procesos de mineralización rápidos son propios de un humus mas joven, y se ralentizan en los humus mas evolucionados donde los microorganismos y enzimas tienen mas dificultades para degradar las estructuras húmicas, o bien porque éstas se encuentren complejadas, o porque están protegidas dentro de agregados de elevada densidad aparente (Aranda, 1998).

I.4. PROPIEDADES BIOQUÍMICAS Y CALIDAD DEL SUELO

I.4.1. Importancia de la actividad microbiana en la calidad del suelo. Parámetros bioquímicos indicativos de calidad del suelo

Dentro del estudio de la calidad de los suelos, la actividad microbiana de los mismos actúa como un excelente indicador de su fertilidad biológica y bioquímica; pues es indiscutible la importancia del papel que desempeñan los microorganismos en los ciclos biogeoquímicos del suelo. Dichos microorganismos son responsables de la inmovilización y mineralización de la materia orgánica, y por ende, de la disponibilidad de N, P, C y S para la cobertura vegetal (García et al., 2003; Harris and Birch, 1989; Balloni and Favilli, 1987). Esto resulta imprescindible para que los suelos posean buena calidad y conserven su fertilidad natural.

Entre los parámetros físicos, químicos, biológicos y bioquímicos comentados en el apartado I.2, indicativos de la calidad del suelo, los indicadores de la actividad microbiana (carbono de biomasa microbiana, respiración del suelo y algunas actividades enzimáticas), son los que resultan más sensibles a los cambios temporales, que se producen en el suelo, generados por acción antrópica o por estrés medioambiental (Dick y Grupta, 1994; Vanhala y Ahtianen, 1994). Así pues, el estudio del estado biológico del suelo, puede ser utilizado como un indicador de calidad muy útil para detectar posibles procesos degradativos, que no podrían estimarse con otros métodos, como cambios en el carbono orgánico total, estado de la cubierta vegetal, etc.

En este caso, los indicadores bioquímicos cobran especial importancia cuando se manejan suelos de clima semiárido, principalmente aquellos destinados a un uso eminentemente agrícola, como son la mayor parte de los suelos ubicados en el sudeste de la Península Ibérica, salvo aquellos pocos relictos de bosques conservados en los parques nacionales, parques naturales o reservas. Estos suelos agrícolas presentan un elevado nivel de degradación, como consecuencia de un uso antrópico inadecuado, que conlleva, en ocasiones, al abandono de los mismos, y a la pérdida de su fertilidad a corto o medio plazo. En este caso, los parámetros bioquímicos permitirían, debido a su elevada sensibilidad, conocer de una forma rápida y eficaz los cambios que se producen ante una puntual modificación de la calidad de dichos suelos (García et al., 2003).

En este sentido, la falta de datos sobre propiedades bioquímicas de los suelos, especialmente los suelos montañosos mediterráneos, no deja de ser llamativa si consideramos que la salubridad medioambiental depende, en gran parte, de la capacidad de los suelos para desarrollar una de sus funciones ecológicas primordiales, tales como el ciclo biogeoquímico de los elementos (De Kimpe and Warkentin, 1998; Shaxson, 1998; Pierzynski et al., 2005). Además, la descomposición y la transformación de los residuos orgánicos (principal función de la microbiota del suelo) son también importantes, ya que influye en otras propiedades físicas y químicas de los suelos (Liebig and Doran, 1999; Brejda et al., 2000), de las que depende el funcionamiento ecológico total de dichos suelos.

Hasta hace relativamente poco tiempo era difícil caracterizar la actividad bioquímica del suelo, pero actualmente la actividad microbiana de los suelos y la actividad de las enzimas hidrolíticas extracelulares, que están involucradas en el ciclo de nutrientes y en

los procesos de formación del humus, pueden ser fácilmente cuantificadas. Por esta razón, la mayoría de los científicos considera las propiedades bioquímicas como un indicador relevante de la calidad de los suelos, desde un punto de vista medioambiental (Vanhala and Ahtiainen, 1994; Yakovchenko et al., 1996; Pankhurst et al., 1997). De este modo, debido a la ausencia casi general de datos, de suelos forestales mediterráneos y cordilleras de las zonas semiáridas, es necesario el estudio de las propiedades bioquímicas de dichas zonas, con el objetivo de cumplir con las recomendaciones de la International Scientific Community de compilar bases de datos de propiedades bioquímicas de los suelos en diversas zonas geográficas y bajo diferentes condiciones ecológicas (Burger and Kelting, 1998; Gil-Sotres et al., 2005).

No obstante, no siempre resulta fácil el estudio de la actividad biológica del suelo, pues una característica importante de los procesos microbiológicos es su alta variabilidad en función de los parámetros climáticos, la vegetación y la situación en el perfil, que condicionan el contenido en carbono de un suelo, es decir, la fuente de alimento que pueden utilizar los microorganismos (Insam, 1990; Wardle, 1992; Burke et al., 1995; Jarvis et al., 1996; Rastin et al., 1988; Maraun y Scheu, 1996; Friedel et al., 1996).

Así pues, las propiedades bioquímicas varían en función de la temperatura y la humedad del suelo y, por tanto, cambian a lo largo del año. Este evento exigía determinar la época del año mas adecuada para llevar a cabo la toma de muestras, de forma que la caracterización de las propiedades bioquímicas fuera lo mas correcta posible. En este sentido, estudios realizados por Leirós et al. (1997) y Trasar-Cepeda et al. (1997 y 1998), demostraron, que pese a la gran variabilidad anual que presentaron diferentes propiedades bioquímicas en suelos naturales gallegos, bajo vegetación clímax, y ubicados en zonas climáticas distintas, el valor obtenido durante el otoño era similar al valor medio anual; por lo que, el muestreo debería ser realizado durante dicha estación.

Otro problema a la hora de estudiar las propiedades bioquímicas de los suelos, se debe a la velocidad con la que dichas propiedades se pueden modificar durante el período de almacenamiento previo a su análisis (Trasar-Cepeda et al., 2003). En este caso, era imprescindible encontrar métodos de conservación, que preservaran las propiedades bioquímicas de los suelos a niveles similares a los que mostraban en el suelo in-situ. De los diversos procedimientos estudiados, para la conservación de los parámetros bioquímicos (refrigeración, congelación, secado al aire, etc.), fueron la refrigeración a 4°C y la congelación a -20°C los que influían menos sobre las propiedades bioquímicas de los suelos (Ross et al., 1965, 1970, 1982 y 1994).

I.4.2. Aproximaciones para la obtención de indicadores de calidad basados en propiedades bioquímicas de los suelos

La bibliografía muestra como un elevado número de autores (Biederbeck et al., 1996; Deng and Tabatabai, 1996a y b; Liebig et al., 1996; etc.), utilizaban una única propiedad bioquímica de los suelos (carbono o nitrógeno asociados a la biomasa microbiana, respiración basal y diferentes actividades enzimáticas) como indicador de su calidad. No obstante, debido a la compleja dinámica que presentan los ecosistemas del suelo, es muy difícil que la medida de un solo parámetro bioquímico resulte satisfactoria para reflejar la actividad microbiológica del mismo (García et al., 2003). Es

decir, no se debe usar una única propiedad bioquímica del suelo como indicador absoluto de su calidad, sino como un indicador relativo que compare el estado de un suelo degradado respecto de otro próximo sin degradar (Trasar-Cepeda et al., 2003). En este caso, para llevar a cabo este tipo de estudios, sería más aconsejable utilizar varios parámetros bioquímicos, y analizar conjuntamente la información de los mismos (Beck, 1984).

Otros autores, (Anderson and Domsch, 1985; Brookes et al., 1986; Barriuso et al., 1988; Kandeler and Eder, 1993, etc.), utilizan la relación de dos propiedades bioquímicas como un índice de calidad, como son el cociente metabólico (qCO_2), carbono o nitrógeno asociados a la biomasa entre el carbono total o nitrógeno total, actividad enzimática por unidad de carbono o actividad específica, y actividad enzimática por unidad de carbono microbiano. Si embargo, a pesar de que se han encontrado elevadas correlaciones entre la mayor parte de propiedades bioquímicas de los suelos, y el contenido en carbono o nitrógeno total de los mismos (Trasar-Cepeda et al., 1996 y 1998); estos índices sencillos de calidad también presentan una gran variabilidad, y por tanto, no pueden ser considerados como indicadores absolutos de la calidad del suelo.

Finalmente, en la bibliografía, también se hacen alusiones a expresiones complejas en las que intervienen más de dos propiedades bioquímicas como indicadores de calidad del suelo (Beck, 1984; Stefanic et al., 1984; Perucci, 1992; Stefanic, 1994; Karlen et al., 1994; Yakovchenko et al., 1996; Trasar-Cepeda et al., 1998). Estas expresiones más complejas, procuraban una mayor confianza en el diagnóstico de la calidad de los suelos, pues explicaban un mayor porcentaje de la varianza total.

I.4.3. Propiedades bioquímicas de los suelos

Existe un amplio espectro de propiedades bioquímicas que se pueden determinar para cada muestra de suelo; y que se clasifican, según Nannipieri et al. (1995), en parámetros bioquímicos generales, que son aquellas propiedades íntimamente relacionadas con el número y la actividad de los microorganismos: carbono y nitrógeno asociados a la actividad microbiana, respiración basal, mineralización del nitrógeno y actividad catalasa; y parámetros bioquímicos específicos, que son aquellos relacionados directamente con la actividad enzimática de tipo hidrolítico: actividades enzimáticas del ciclo del fósforo (fosfomonoesterasa, fosfodiesterasa, deshidrogenada, amonificación de arginina y, nivel de adenosintrifosfato o ATP), actividades enzimáticas del ciclo del azufre (arilsulfatasa), actividades enzimáticas del ciclo del nitrógeno (proteasa-caseína, proteasa-BAA, ureasa) y, actividades enzimáticas del ciclo del carbono (CM-celulasa, β -glucosidasa e invertasa).

I.4.3.1. Parámetros bioquímicos generales

I.4.3.1.1. Carbono asociado a la biomasa

Aunque la biomasa microbiana del suelo representa solo una pequeña parte del “pool” de la materia orgánica, es el componente más activo del mismo, y se considera una pieza fundamental en el ciclo del carbono, y del conjunto de nutrientes del suelo (Jenkinson, 1977; Insam, 1990). Los materiales orgánicos que llegan al suelo son transformados por los microorganismos con el fin de generar energía y producir nuevos

metabolitos celulares que permiten el desarrollo de las poblaciones microbianas (Martens, 1995). Dichos microorganismos están influenciados por diversos factores, tales como humedad, temperatura, luz, contenido en materia orgánica, etc. (Ocio, 1990). Por tanto, esta propiedad desempeña un papel muy importante en el flujo de nutrientes y energía del suelo, por lo que es necesario una correcta cuantificación de la misma; especialmente en los suelos de ambientes semiáridos, afectados de manera importante por muchos de los factores anteriormente citados.

Las medidas a corto plazo de la biomasa microbiana pueden marcar la tendencia de la materia orgánica a largo plazo (Powlson et al., 1987). De hecho, el carbono de biomasa microbiana puede utilizarse, de forma más efectiva que la materia orgánica, como un indicador de los cambios de calidad en un suelo, pues responde de forma más rápida y sensible a los cambios que se pueden producir en el mismo (degradación, contaminación, usos del suelo, etc); e incluso puede emplearse como un índice de comparación entre sistemas naturales y degradados (Ross et al., 1982).

Existen distintas metodologías para estimar directamente el tamaño de la población microbiana del suelo: el método de fumigación-incubación (FI), el método basado en la medida de la respiración inducida por sustrato (SIR) y el método de fumigación extracción (FE).

El primero de los métodos citados es el más antiguo, y fue desarrollado a través de un conjunto de cinco trabajos: Jenkinson y Polwson, 1976a y b; Polwson y Jenkinson, 1976; Jenkinson et al., 1976; Jenkinson 1976. Dicho método, se basa en que la respiración de un suelo, inmediatamente después de ser fumigado, debe ser menor que la del suelo no fumigado. No obstante, al cabo de unos momentos, la respiración del suelo fumigado alcanzaba valores superiores que los del suelo no fumigado, manteniéndose este flujo durante un cierto período de tiempo. En 1966, Jenkinson ya había considerado que dicho flujo podría resultar de la descomposición de células microbianas muertas por la fumigación, por lo que su medida podría indicar el tamaño aproximado de la biomasa edáfica (Parkinson y Paul, 1982).

El uso de este método, tal como lo han reconocido Jenkinson y Ladd (1981) se basa en las siguientes asunciones, que en parte, deben poseer también los otros métodos considerados:

- a) la materia orgánica procedente de los organismos muertos se mineraliza más rápidamente que la de los organismos vivos.
- b) La fumigación conduce a una muerte completa de la microflora edáfica.
- c) La muerte de microorganismos en el suelo no fumigado es prácticamente nula en relación con la de los suelos fumigados.
- d) El único efecto de la fumigación es la muerte de la biomasa.
- e) La fracción de carbono mineralizado procedente de la biomasa muerta no difiere entre suelos.

Este método fue sometido a diversas críticas; aunque el mayor problema que planteaba esta técnica, se encontraba en el factor de transformación del flujo de carbono, generado por la fumigación en valores de biomasa microbiana, ya que, aunque inicialmente se había considerado este factor como constante para todos los suelos,

investigaciones posteriores pusieron de manifiesto que dependía de las poblaciones microbianas del suelo y del pH.

El método de determinación de la biomasa edáfica a través del incremento de respiración generada por la adición de un sustrato (SIR) surge a partir de una serie de experiencias de Anderson y Domsch (1978), quienes observaron que la adición de glucosa al suelo incrementaba la respiración antes de producirse el crecimiento microbiano.

Respecto a los antecedentes del método FE (fumigación-extracción) se encuentran en Jenkinson (1966), que mencionaba que la fumigación del suelo con cloroformo incrementaba la cantidad de carbono extraído con una solución 0.5M de K_2SO_4 , y en Voroney (1983), que indicó que existía una clara relación entre el C soluble en sulfato potásico y la biomasa microbiana del suelo.

Las anteriores observaciones fueron utilizadas por Vance et al. (1987b), que propusieron que la biomasa del suelo podría ser calculada fácilmente a través del flujo del C soluble en K_2SO_4 antes y después de la fumigación del suelo con cloroformo y a través del uso de un factor. Joergensen en 1995, a través de datos bibliográficos y experimentales, consideraba que el valor del factor 0.45, indicado inicialmente por Vance et al. (1987) y por Wun et al. (1990), podía seguir siendo considerado como correcto.

I.4.3.1.2. *Respiración microbiana del suelo*

Un parámetro ampliamente utilizado para medir la actividad microbiológica en los suelos ha sido la respiración. El término respiración del suelo hace referencia a la actividad biológica global de la biota del suelo, incluyendo los microorganismos (bacterias, algas, hongos y protozoos), macroorganismos (lombrices de tierra, nematodos e insectos) y las raíces de las plantas (Parkin et al, 1996), mientras que la respiración microbiana refleja exclusivamente la actividad metabólica de los microorganismos.

La respiración microbiana, al igual que otras actividades metabólicas, depende del estado fisiológico de las células y se encuentra influida por diferentes factores en el suelo, como la humedad, temperatura, disponibilidad de nutrientes y estructura del suelo (Alef, 1993).

La respiración del suelo se produce a través de compuestos mineralizables de la materia orgánica, que contribuyen al reciclado de nutrientes y actúan como interfase entre organismos autótrofos, que sintetizan a partir de compuestos inorgánicos y orgánicos complejos, y heterótrofos, que descomponen compuestos orgánicos tales como celulosa, proteínas, nucleótidos y compuestos humificados; obteniendo así la energía necesaria para su desarrollo, y permitiendo la reutilización de compuestos inorgánicos. En estas reacciones de oxidación de la materia orgánica, el oxígeno actúa como aceptor final de electrones, obteniéndose como producto final del proceso CO_2 y agua (García et al, 2003).

Existen distintas aproximaciones para evaluar la mineralización del carbono del suelo, aunque la falta de métodos estándares dificulta mucho las comparaciones de los

resultados obtenidos. Así, la actividad metabólica de los microorganismos del suelo se puede medir a través del CO₂ desprendido o del O₂ consumido durante el proceso de respiración (Anderson, 1982). Normalmente, la medida de la respiración basal, sin adición de sustrato orgánico, suele llevarse a cabo a través de incubaciones de una cantidad conocida de suelo en un sistema cerrado, en condiciones de temperatura, humedad y aireación controladas (Anderson, 1982; Gregorich et al., 1994). En dicha incubación, el carbono mineralizado se cuantifica como CO₂ acumulado en una trampa alcalina, que se incluye en la misma cámara que la muestra del suelo (Guitián y Carballas, 1976).

Aunque las incubaciones a tiempos cortos pueden utilizarse para estimar la fracción mineralizable del suelo, normalmente, y con el fin de poder apreciar las fluctuaciones que sufren las poblaciones microbianas, las incubaciones suelen prolongarse durante varios días y, evidentemente, la cantidad mineralizada es función de la duración de la incubación.

La respiración de los microorganismos que viven en el suelo es uno de los índices de actividad microbiana del suelo usados con mayor frecuencia (Reiners, 1968; Bond et al. 1976; Insam y Haselwandter, 1989). La medida del desprendimiento de CO₂ se ha empleado para estimar la biomasa microbiana del suelo que realmente es activa (West et al., 1988). La medida de respiración del suelo puede ser utilizada para evaluar los daños producidos por productos tóxicos en suelos agrícolas (Nannipieri et al., 1990). La evolución de CO₂ también se está usando actualmente como técnica estándar para medir la biodegradabilidad y grado de mineralización de compuestos orgánicos del suelo (El-Din Sharabi y Bartha, 1993; Hess y Schmidt, 1995).

I.4.3.1.3. *Coficiente metabólico*

Anderson y Domsch (1985) propusieron un índice de respiración específica de la biomasa o coeficiente metabólico microbiano (q_{CO_2}), para estudiar la eficiencia metabólica de la microflora edáfica. Dicho índice, fue incluso utilizado como indicativo de desarrollo del ecosistema, ya que Insam y Haselwandter (1989) observaron que el valor de q_{CO_2} disminuía durante los primeros 100 años de la sucesión primaria, así como de la sucesión secundaria (Insam y Domsch, 1988; Santruckova, 1992). Anderson y Domsch (1990) apuntaron también la sensibilidad que mostraba dicho índice a los cambios del uso del suelo, así como a la polución de los suelos (Ohtoven, 1994).

Anderson y Domsch (1985) derivan el coeficiente metabólico microbiano de la teoría de Odum (1969, 1985), según la cual la relación entre la respiración total y la biomasa total de un ecosistema debe disminuir progresivamente a medida que el ecosistema alcanza el estado de equilibrio. Dichos autores, reemplazaron la respiración microbiana basal y la biomasa microbiana por la respiración total y la biomasa total del ecosistema, por lo que el índice metabólico queda expresado como cantidad de C-CO₂ respirado por unidad de C microbiano y por unidad de tiempo. El valor de este índice disminuye a medida que progresa el ecosistema, es decir, el valor de q_{CO_2} debe ser elevado en ecosistemas jóvenes (inmaduros), y bajo en ecosistemas maduros (Anderson y Domsch, 1993). Así, en un ecosistema en equilibrio, donde los microorganismos son más eficientes, la cantidad de CO₂ es cada vez menor, ya que se pierde durante el proceso de respiración (Insam, 1990).

No obstante, el uso del índice qCO_2 ha sido criticado por Wardle and Ghani (1995), quienes consideraban que este índice es insensible a los procesos de degradación del suelo, y que no es capaz de diferenciar entre situaciones de estrés o de distorsión medioambiental. Pese a sus limitaciones, el coeficiente metabólico microbiano sigue usándose hoy en día asiduamente.

I.4.3.1.4. *Capacidad de mineralización del nitrógeno*

Otro modo de medir la actividad metabólica de los microorganismos es mediante la estimación de su capacidad para mineralizar los compuestos orgánicos de nitrógeno. De hecho, esta propiedad bioquímica, debido a la importancia de los procesos en los que interviene el nitrógeno, suele incluirse en todos los índices que intentan definir la calidad del suelo.

La mayoría del nitrógeno en el suelo se encuentra bajo formas orgánicas, y sólo una pequeña fracción se encuentra en formas minerales directamente utilizables por las plantas y la flora microbiana, pudiendo, de esta manera, convertirse en el factor limitante de los procesos biológicos en el medio edáfico (García et al, 2003). Por tanto, la disponibilidad de formas inorgánicas de nitrógeno controla, tanto la capacidad de degradación del suelo, como su función productiva, ya que la concentración de nitrógeno disponible regula la actividad de los microorganismos, y es un nutriente esencial para el crecimiento vegetal (Scarbrook, 1965). La mineralización del nitrógeno orgánico, también es un proceso fundamental en ecosistemas naturales y forestales, ya que son ecosistemas pobres tanto en amonio como en nitratos, debido a la escasez de leguminosas, y a que la entrada de fertilizantes es nula.

La mineralización del nitrógeno comprende dos procesos diferentes: amonificación (transformación de nitrógeno orgánico en amonio) y nitrificación (oxidación del amonio en nitrato). Mientras que la amonificación tiene lugar bajo la acción de un elevado número de microorganismos heterótrofos, la nitrificación es llevada a cabo fundamentalmente por bacterias autótrofas de los géneros *Nitrosomonas* y *Nitrobacter* (García et al, 2003).

Los microorganismos del suelo liberan sólo alrededor del 10% de todo el nitrógeno orgánico, aunque la proporción de nitrógeno mineralizado varía anualmente (Zak y Grigal, 1991; Zak et al., 1993). La asimilabilidad del nitrógeno depende de las características químicas del sustrato mineralizado, de las interrelaciones entre el sustrato orgánico y el clima y del microclima edáfico (Nadelhoffer et al., 1991; Fisk y Schmidt, 1995; Burke, 1989).

Se han propuesto numerosos métodos para cuantificar la mineralización del nitrógeno en el campo y en el laboratorio (Gregorich et al., 1994), pero todos ellos tienen notables limitaciones debido a la naturaleza dinámica del ciclo del nitrógeno, y a que el proceso se ve afectado por numerosos factores ambientales, siendo los principales temperatura, humedad, aireación, tipo de sustrato orgánico y pH. Las experiencias de laboratorio, a diferencia de las de campo, permiten controlar algunos de estos parámetros tales como temperatura, humedad o lixiviación (Stanford y Smith, 1972; Cabrera et al., 1994). No obstante, la falta de un método estándar dificulta la comparación entre diferentes estudios (Campbell et al., 1993).

I.4.3.2. Actividades enzimáticas

Los enzimas del suelo son catalizadores biológicos de gran cantidad de reacciones que tienen lugar en el mismo. Éstas pueden proceder de plantas, animales, y principalmente de microorganismos. El nivel de actividad de los enzimas del suelo depende de factores como pH, clima, presencia o ausencia de inhibidores, propiedades edáficas, cultivos, tipo de enmendantes, etc. (Burns, 1978; Skujins, 1976). Por ello, el estudio de la actividad enzimática de los suelos se ha utilizado como índice de su estado de fertilidad, o para comprobar el efecto de determinados pesticidas, herbicidas o enmiendas orgánicas (García et al., 1994b). Además, las enzimas del suelo intervienen en los ciclos del nitrógeno (ureasa y proteasa), fósforo (fosfatasa) y carbono (β -glucosidasa), y son responsables de la formación de moléculas orgánicas estables que contribuyen a la estabilidad del ecosistema (García et al., 2003).

Los enzimas del suelo pueden ser extracelulares, liberadas durante el metabolismo y muerte celular, intracelulares, constituyendo una parte de la biomasa microbiana, o inmovilizadas, que son aquellas que mantienen un nivel constante de la actividad enzimática del suelo, y son bastante resistentes a los procesos de desnaturalización, pudiendo permanecer unidas a coloides minerales (arcilla) u orgánicos (sustancias húmicas) (García et al., 2003).

Al igual que ocurre con el resto de propiedades bioquímicas, no se debe utilizar un solo valor de actividad enzimática para determinar el índice de actividad biológica de un suelo, o el estado general de nutrientes del mismo. Pero medidas simultáneas de varias enzimas, pueden actuar como marcadores de bioactividad o índices de fertilidad del suelo (Stefanic et al., 1984; Gil-Sotres et al., 1992).

I.4.3.2.1. *Actividad deshidrogenasa*

Los procesos de deshidrogenación son los responsables de la oxidación biológica de compuestos orgánicos. Estos procesos se llevan a cabo por las enzimas deshidrogenadas, las cuales, junto con los sistemas de citocromos, transfieren los electrones liberados durante la oxidación de los sustratos orgánicos introducidos en el suelo, a través de una cadena de portadores intermedios hasta el oxígeno. El oxígeno, en medios aerobios, actúa como aceptor final de electrones, y una vez que éste se haya reducido, se combina con los protones para formar agua.

Los sistemas deshidrogenada constituyen parte de los microorganismos, por lo que su estudio podía ser utilizado como indicador de la actividad microbiológica del suelo (Skujins, 1976, García et al., 1997b). La actividad deshidrogenada también se ha empleado para comparar suelos naturales y cultivados, distintos suelos cultivados o incluso para evaluar la incorporación de residuos frescos al suelo (Cochran et al., 1989; Beber et al., 1993; Reddy and Faza, 1989). No obstante, su uso como indicador de actividad biológica del suelo ha sido criticado por algunos autores, ya que la enzima deshidrogenada depende del pH, contenido en carbono orgánico total, tipo de suelo y potencial redox, por lo que estos factores pueden afectar a su medida y no reflejar el valor real de actividad microbiológica del suelo (Nannipieri, 1984, Nannipieri et al., 1990; Beyer et al., 1993)

Existe una gran variabilidad de protocolos experimentales para estudiar la actividad deshidrogenada en los suelos. Lenhord (1956), Stevenson (1959) y, Casida et al. (1964) emplearon como aceptor artificial de electrones, para medir la actividad deshidrogenasa, cloruro de trifeniltetrazolio (TTC), que se reducía a un compuesto clorado (trifenilformazan) en condiciones anaerobias, que se podía determinar colorimétricamente. Sin embargo, el TTC no resulta igual de efectivo que el oxígeno para capturar electrones (Nannipieri et al., 1990). Además, también surgieron considerables discrepancias entre la actividad deshidrogenasa observada y la esperada a partir de los valores de respiración (Howard, 1972), lo que llevó a considerar el empleo de otros aceptores de electrones en la evaluación de la actividad deshidrogenasa del suelo.

Actualmente, se suele utilizar el procedimiento de Von Mersi y Schiner (1991) en la determinación de la actividad deshidrogenasa del suelo, en el que se utiliza como aceptor de electrones el cloruro de 2-p-iodofenil-3-p-nitrofenil-5-fenitratrazolio (INT). A pesar de que este compuesto se comporta como un mejor aceptor de electrones que el TTC (Trevors, 1984b), Nannipieri et al. (1990) consideraba que no puede sustituir al oxígeno como aceptor de electrones. Por lo que, con los actuales procedimientos, solo se determina una parte de la actividad deshidrogenada del suelo.

I.4.3.2.2. *Actividad catalasa*

La catalasa es un enzima intracelular del grupo de las peroxidasas que se encuentra en todas las bacterias aeróbicas y en la mayor parte de los organismos anaerobios facultativos, y no en los organismos anaerobios obligados, que se ha utilizado usualmente como índice de biomasa edáfica (Weetall et al, 1965). No obstante, esta enzima puede permanecer activa en la solución del suelo siempre que sea adsorbida sobre superficies de arcillas o coloides húmicos (Stotzky, 1974; Pérez-Mateos y González-Carcedo et al., 1987; Pérez-Mateos et al, 1988). La catalasa no necesita la presencia de cofactores y es activa dentro del rango de temperaturas 4 – 25°C, y a un amplio rango de pH (Trevors, 1984a).

Esta enzima se ha utilizado principalmente en diferentes índices de fertilidad de los suelos, pues su nivel es sensible a las prácticas agrícolas, como por ejemplo el monocultivo sostenido durante largos períodos de tiempo (Stefanic, 1984; Beck, 1984; Gawronska et al., 1992). Otras investigaciones determinaron que esta enzima puede verse afectada por la contaminación del suelo debida a hidrocarburos (Weissman y Kune, 1994).

I.4.3.2.3. *Actividad fosfodiesterasa*

La fosfodiesterasa, conocida también como ortofosfórico diester fosfohidrolasa, cataliza la reacción de hidrólisis de los diesterfosfatos a monoesterfosfatos. Desempeña un importante papel en el ciclo del fósforo en el suelo, debido a su capacidad para degradar ácidos nucleicos (Tabatabai, 1982). La fosfodiesterasa se relaciona con la concentración del C del suelo, y su actividad varía con la profundidad (de Prado et al., 1982), con los cambios estacionales (Rastin et al., 1988), y aumenta a medida que aumentan las condiciones de reducción del medio y ante la presencia de residuos en el suelo (Perucci 1988 y 1992).

I.4.3.2.4. *Actividad proteasa-caseína*

El nitrógeno es un elemento fundamental para el crecimiento de la cobertura vegetal. En los ecosistemas naturales, el nitrógeno disponible para las plantas, procede de la mineralización del nitrógeno orgánico. El nitrógeno se libera en el suelo en forma de amonio, el cual, puede ser retenido en el complejo de cambio, ser lavado o permanecer en la solución del suelo. En este caso, el nitrógeno se oxidaría por bacterias específicas hasta nitrito y nitrato. Las enzimas encargadas de catalizar la transformación del nitrógeno proteico a peptídico y, posteriormente, a N aminoácido; para, finalmente, ser transformado a amonio y a nitrato, son las proteasas y peptidasas.

La actividad proteásica del suelo proviene de distintos tipos de residuos de plantas, microorganismos y animales edáficos (Bonmati, 1988). Así, la actividad de esta enzima es mayor en suelos cultivados que en suelos sin vegetación, y cuando los suelos agrícolas se convierten en prados (Speir et al., 1980; Kandeler y Eder, 1993). También es mayor en suelos no arados frente a suelos arados, con la rotación de cosechas y con la incorporación al suelo de residuos (Perucci, 1992; Kandeler et al., 1994; Díaz-Marcote et al., 1995; Klein y Koths, 1980; Friedel et al., 1996).

El grupo de las proteasas es muy amplio, existiendo distintos tipo de clasificación de las mismas. Desde el punto de vista bioquímico, las proteasas se clasificarían dependiendo del tipo de sustrato sobre el que actúan (Ladd y Butler, 1972). Así, existirían proteasas capaces de degradar sustratos proteicos (ej. caseína) y proteasas que degradan sustratos mas sencillos (ej. derivados dipeptídicos).

La actividad proteasa caseína se refiere a las proteasas del suelo que degradan la caseína hasta tirosina. Esta enzima varía con las estaciones del año, presentando los valores más altos durante el verano (Watanabe y Hayano, 1995; Wenzel et al., 1995), y al igual que el resto de las proteasas, el nivel de esta enzima, aumenta también con la presencia de plantas (Watanabe y Hayano, 1995).

I.4.3.2.5. *Actividad ureasa*

La ureasa es el enzima que cataliza la hidrólisis de la urea o sustratos tipo ureico (hidroxiurea, dihidroxiurea y semicarbazidas) para dar CO₂ y NH₃ como productos de reacción (Alef y Nannipieri, 2003). Las ureasas son enzimas exocelulares de origen microbiano y, bajo este término, se aglutinan todas las hidrolasas capaces de actuar sobre los enlaces C-N (no peptídicos) de amidas lineales (Ceccanti and García, 1994).

La ureasa ha sido ampliamente estudiada en los últimos años, ya que su síntesis puede producir grandes pérdidas de nitrógeno en forma de amoniaco. La estimación de esta enzima implica, en la mayoría de los métodos, la cuantificación del amonio liberado en ensayos de incubación de suelos con una solución de urea, tamponada o no, bien en ausencia o presencia de tolueno. Otras técnicas implican la estimación del grado de hidrólisis de la urea residual o del ¹⁴CO₂ liberado después de la incubación (Alef y Nannipieri, 2003).

La distribución de ureasa en el suelo depende de la distribución de la materia orgánica (Kawaguchi et al., 1995; Deng y Tabatabai, 1996), oscilando, al igual que otros enzimas, con las estaciones del año, y alcanzando los valores mas elevados

durante los meses de verano (García-Alvarez and Ibáñez, 1994; Dormaar et al., 1984). El nivel de actividad de esta enzima en el suelo, también depende de la cobertura vegetal, siendo su nivel de actividad superior en suelos forestales y en suelos bajo prado que en suelos agrícolas (Cochran et al, 1989; González-Carcedo et al., 1990, O'Toole et al., 1985).

El nivel de ureasa, en suelos agrícolas, depende, en gran parte, de las prácticas agrícolas que se realicen. Así, la actividad de la enzima es superior en suelos cultivados que en aquellos dejados en barbecho (Speir et al., 1980), disminuye con el arado (Klein y Koths, 1980; Dick y Daniel, 1987), y aumenta con la rotación de cultivos (Friedel et al., 1996).

I.4.3.2.6. *Actividad β -Glucosidasa*

La enzima β -glucosidasa cataliza la hidrólisis de determinados productos de degradación de la celulosa (β -glucósidos) a glucosa. La hidrólisis de estos productos desempeña un papel muy importante en la obtención de energía para los microorganismos del suelo (Eivazi and Zakaria, 1993). Esta enzima permite además detectar contaminación por metales pesados y otros componentes tóxicos (Eivazi and Zakaria, 1990).

Los métodos propuestos para el estudio de esta actividad tienen en común el sustrato utilizado, un β -fenilglucósido, aunque difieren en las condiciones de extracción y cuantificación del producto de la reacción enzimática (García et al, 2003).

I.5. ESTRUCTURA Y CALIDAD DEL SUELO

Al igual que la materia orgánica y las propiedades bioquímicas, se ha dedicado en el presente trabajo un apartado específico al estudio de la estructura del suelo y su relación con la calidad.

I.5.1. Concepto de estructura del suelo y estabilidad estructural

Una de las características más importantes de la naturaleza es que no está constituida por una simple mezcla desordenada de entidades dispuestas completamente al azar, sino que presenta una compleja organización jerárquica que tiene su reflejo en el suelo. Tal vez este orden se manifiesta a distintos niveles, desde la distribución de los suelos en el paisaje, hasta organización de las partículas del suelo a nivel microscópico o submicroscópico. En este sentido, hablamos de estructura del suelo para referimos a aquella propiedad física, derivada de la existencia de fuerzas entre los elementos constitutivos del suelo, responsable del ordenamiento de las partículas a nivel de pedón, que está sometida a una evolución permanente en el tiempo y en el espacio, en función de diversos factores, principalmente la humedad y el manejo del suelo (Lal and Shukla, 2004).

Una estructura bien desarrollada, sería aquella que es favorable para el crecimiento vegetal, es decir, que presente características tales como una adecuada porosidad, que favorezca el crecimiento radicular, retención y transmisión del agua y la difusión de gases, con unidades estructurales estables en el tiempo, frente a la acción de diferentes agentes desestabilizantes como esfuerzos mecánicos, hidratación, etc (Lal and Shukla, 2004). Además, las unidades estructurales no deben ser demasiado duras en seco, ni adherentes en húmedo, para poder trabajarse con aperos o herramientas de labranza, y deben tener un carácter jerárquico, rompiendo en unidades más pequeñas y no desmoronándose completamente en material no agregado tras la ruptura (Kemper, 1986). Así, la estructura está relacionada con gran número de propiedades inherentes del suelo como son: textura, mineralogía de arcillas, naturaleza del catión intercambiable, naturaleza y calidad de la fracción del humus, consistencia, porosidad, aireación, retención de agua, permeabilidad, etc, estando muy ligada a los procesos biológicos, por lo que, tiene un interés práctico de primera magnitud para aspectos tan importantes como la calidad y fertilidad del suelo, erosión, desertización, degradación no erosiva, etc. (Quirk and Panabokke, 1962; Giovannini and Sequi, 1978; Greenland, 1981; Chaney and Swift, 1984; Lal, 1987; Payne, 1988; Lal and Shukla, 2004).

La estructura es, pues, una propiedad compleja que puede definirse desde distintos puntos de vista y teniendo en cuenta diferentes aspectos de la misma. Así, Brewer (1976) la define como la constitución física del material del suelo, expresada como forma, tamaño, colocación y grado de desarrollo de las partículas primarias de suelo y los poros, hacia unidades estructurales naturales o artificiales; Yong and Warkenting (1975) como una propiedad del suelo que proporciona o confiere integridad al sistema, y que es responsable de la respuesta a fuerzas y flujos inducidos internamente o aplicados externamente, e influye en la organización de las partículas, la porosidad, agentes e interacciones entre partículas del suelo. Foth (1978) afirmó que la estructura del suelo se refiere a la agregación de las partículas primarias del suelo (arena, limo y arcilla) en partículas compuestas o clusters, los cuales están separados de los agregados adyacentes por superficies de debilidad; Hausenbuiller (1981), que es la forma en la que

las partículas del suelo se ensamblan para formar agregados; y Schroeder (1984), se refería a la estructura como la forma en la cual están organizadas las partículas minerales y las partículas orgánicas en el suelo. Otras definiciones fueron las aportadas por la FAO (1990), según la cual la estructura es la organización natural de las partículas del suelo en unidades discretas o peds, los cuales están separados por superficies de debilidad permanentes; Wild (1992) la definió como la naturaleza y distribución por tamaños de los agregados del suelo, y recíprocamente del espacio de poros; la Soil Survey Div. Staff (1993), como aquellas unidades compuestas de partículas primarias, y cuya cohesión, dentro de estas unidades, es mayor que la adhesión entre unidades. Morel en 1996 definió la estructura como el modo de organización de los elementos constitutivos del suelo: elementos minerales y sustancias orgánicas; la SSSA (1997) como la combinación u organización de las partículas primarias del suelo en unidades secundarias o peds, que se caracterizan en base a su tamaño, forma y grado de distinguibilidad, y Scott (2000), como el tamaño, la forma y organización de agregados y poros del suelo.

Finalmente, una definición general consensuada, que recoja los principales aspectos mencionados en estas definiciones, se referiría a la estructura como la organización (u ordenamiento) espacial de los materiales del suelo (minerales primarios y secundarios, materia orgánica, sales, fase líquida) por causas naturales y/o artificiales, formando o no, unidades estructurales jerarquizadas de diferentes tamaños, formas y persistencia en el tiempo, separadas de las adyacentes por superficies de debilidad, consecuencia de fuerzas internas de cohesión, más fuertes que las existentes entre unidades adyacentes; y constituida a su vez por el espacio de poros o huecos situados entre las unidades estructurales.

Existen otros términos como son “fábrica o contextura” que se emplean a menudo como sinónimos del término estructura, si bien existen algunos matices diferenciadores. El término estructura es más amplio o general, refiriéndose normalmente a caracteres morfológicos aunque también se incluyen aspectos genéticos y se utiliza más frecuentemente en los niveles de reconocimiento macroscópico y microscópico. El término fábrica incluye además de los morfológicos, caracteres mineralógicos y genéticos, empleándose frecuentemente para hacer referencia a la organización de las partículas a niveles microscópico y ultramicroscópico. Algunos autores consideran el término fábrica como una parte de la estructura, centrada en los niveles de menor tamaño (Yong and Warkenting, 1975), sin embargo otros consideran ambos términos como totalmente equivalentes (Hillel, 1980; Smart, 1979; Drees, 1992).

El carácter dinámico de la estructura ha llevado a la necesidad de definir o establecer el concepto de estabilidad estructural que mida la permanencia de la estructura en distintas circunstancias. La estabilidad estructural hace referencia a la resistencia de los agregados a perder su forma y tamaño cuando se someten a fuerzas deformadoras o acciones de degradación (Monnier, 1965). La pérdida de estabilidad de la estructura implica condiciones desfavorables para el crecimiento vegetal, como son pérdida de porosidad, aparición de estructuras masivas asfixiantes, encostramientos, etc. El ordenamiento microscópico jerárquico de los materiales edáficos, posibilita la reorganización estructural macroscópica cuando ésta se destruye por alguna circunstancia, como por ejemplo el laboreo, el riego, etc (Baver, 1956; Tisdall and Oades, 1982; Elliot, 1986). Pero la reconstrucción de una adecuada estructuración a nivel microscópico o ultramicroscópico, es mucho más difícil o resulta imposible. Sin

embargo, en general, existen numerosos agentes que contribuyen a la estabilidad estructural, como por ejemplo, la materia orgánica, que promueve la estabilización de los agregados por una reducción del hinchamiento del agregado, la disminución de la permeabilidad del agregado, por reducir las fuerzas destructivas del fenómeno de estallido y por incrementar la fuerza intrínseca de los agregados.

Las principales causas de pérdida de la estabilidad de la estructura están relacionadas con la acción humana, mediante el cultivo o un manejo inadecuado que afectan de forma negativa a otras propiedades edáficas como la textura, consistencia, porosidad, permeabilidad, etc. (Oades, 1984; Capriel et al., 1992). Un manejo inadecuado puede inducir la pérdida de materia orgánica, destrucción de los macroagregados por el arado, también aparecen fuerzas de compresión tangenciales debidas a la cuña de arado, y en profundidad motivadas por el peso de la maquinaria agrícola (compactación) (Payne, 1973 y 1988; Chan; 1989). Si se emplea siempre la misma profundidad de laboreo puede aparecer justo por debajo de la zona arada lo que se denomina “suela de arado” que es una zona compactada, de baja porosidad que puede dar problemas de permeabilidad al agua o de limitación física para el crecimiento radicular, problemas de aireación. etc. También el agua de riego puede aportar iones monovalentes dispersantes (Little, 1989; Dexter and Chan, 1991; Levy and Torrento, 1995).

I.5.2. Niveles de organización de la estructura

La estructura del suelo puede establecerse y estudiarse a distintos niveles de organización (Figura I.5.2.1), que están relacionados con el tamaño o dimensiones de las entidades observadas, y por tanto, con el grado de magnificación y las técnicas de observación empleadas para establecer los patrones de reconocimiento morfológico estructural (Tabla I.5.2.1).

Tabla I.5.2.1. Niveles de reconocimiento estructural, técnica de observación utilizada y la denominación de la estructura estudiada a cada nivel de organización.

Nivel de Reconocimiento	Denominación	Técnica de observación
Macroscópico	(Macro) Estructura (Fábrica)	Visual directa
Microscópico	Microestructura (Microfábrica)	Microscopía óptica
Ultramicroscópico	Ultramicroestructura (Ultramicrofábrica)	Microscopía electrónica

Autores: Yong and Warkenting, 1979; Bisdom, 1983; Bullock et al. 1985.

Las unidades estructurales básicas del suelo pueden clasificarse en un sistema jerárquico de acuerdo con el nivel de reconocimiento empleado para su estudio (Tabla I.5.2.2). La jerarquización es necesaria para poder comprender la organización de cada tipo de fábrica. Dentro de la fábrica se diferencian, según su tamaño, distintas unidades organizativas: “*dominios*” (Figura I.5.2.2), que se definen como la unidad mínima de fábrica, formada por láminas de arcilla, y para cuya observación, a nivel ultramicroscópico, se requieren técnicas de SEM, TEM, etc. (Aylmore y Quirk, 1960), “*grupos o clusters*” (Figura I.5.2.2), que son unidades de fábrica que se conforman a partir de agrupaciones de dominios, y que deben observarse también a nivel ultramicroscópico mediante microscopía de barrido o de transmisión, “microagregados” formados por la unión de clusters, pueden observarse a nivel microscópico (microscopía

óptica o electrónica) (Yong y Warkentin, 1975; Smart, 1979) y “peds”, unidades de fábrica que se observan a simple vista, es decir, a nivel macroscópico (Yong y Warkentin, 1975; Bullock et al., 1985). No obstante, el nivel de “microagregado” (Figura I.5.2.2) no es considerado por todos los autores, que extienden el tamaño de los cluster hasta los 200 μm . Algunos autores introducen también niveles superiores al ped, por ejemplo mayores de 1 cm (Wild, 1992). También hay que hacer la salvedad de que determinados autores diferencian entre agregados de origen natural, que serían los “agregados” (peds) propiamente dichos, y los de origen artificial (generados por ejemplo por arado en húmedo) que se denominan “terrones” (clods) (SSSA, 1997).

Tabla I.5.2.2. Clasificación de las unidades estructurales del suelo (adoptada).

Unidad Estructural	Tamaño (Orientativo)	Descripción	Nivel de Reconocimiento	Orden
Agregado o ped*	> 250 μm	Formado por la unión de microagregados.	Macroscópico	Primer orden
Microagregado	50-250 μm	Formado por la unión de cluster	Microscópico	
Cluster o flóculo	5-50 μm	Formado por la unión de dominios	Ultramicroscópico	
Dominio	< 5 μm	Formado por la unión de partículas de arcilla		Segundo orden

Autores: Hadas, 1987; Dexter, 1988; Oades and Waters, 1991; Tisdall and Oades, 1982; Yong and Warkentin, 1975.

* Cuando son de origen artificial se denominan terrones (clods) según algunos autores (SSSA, 1997).

Algunos autores denominan a las tres primeras unidades estructurales (cluster, microagregados y peds) como unidades o estructuras de “primer orden”. Estas unidades pueden estar formadas por unidades del mismo nivel, por ejemplo los ped, que normalmente se forman por la unión de otros peds de menor tamaño. Los dominios se consideran estructuras de “segundo orden”, formadas por la unión de partículas de arcilla (Yong and Warkentin, 1975). En determinados tipos de estructuras no se encuentran representados todos los niveles jerárquicos, muchos de estos casos son los menos favorables para el crecimiento vegetal.

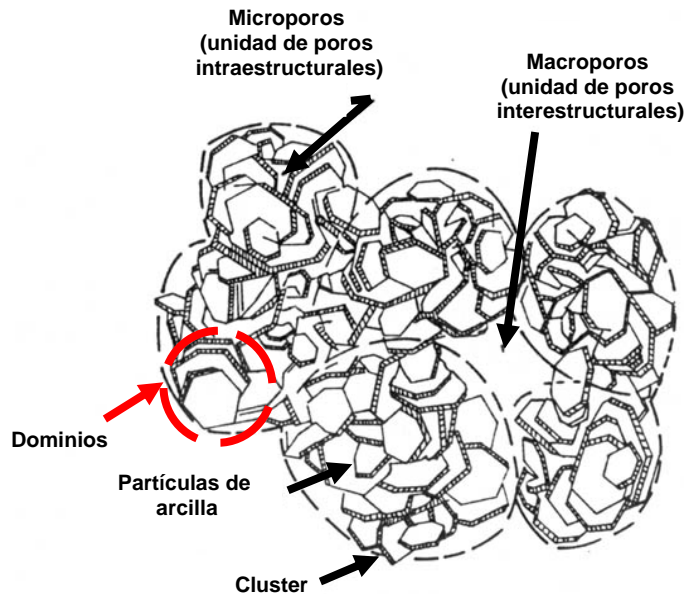


Figura I.5.2.1. Niveles de organización estructural. Adaptado de Yong and Warkenting, 1975

I.5.3. Origen de la estructura. Factores que influyen en la estabilidad de los agregados

La formación de unidades estructurales se conoce también como agregación. Es un fenómeno complejo, que guarda algunos aspectos aún no totalmente resueltos y por tanto objeto de discusión e investigación en la actualidad. En la presente Tesis aportaremos algunos datos referentes a los puntos en estudio. Existen diferentes teorías e hipótesis, a veces incluso contradictorias, referentes a la influencia de los distintos agentes, mecanismos y procesos edafogénicos responsables de formación de la estructura. De ellas vamos a recoger aquellos aspectos más importantes y mejor establecidos sobre la génesis de la estructura del suelo.

I.5.3.1. Agentes

Hacen referencia a los componentes, materiales del suelo o propiedades derivadas de los mismos responsables de la formación de estructura. Entre los más importantes se encuentran:

I.5.3.1.1. La textura del suelo

La textura es uno de los factores más importantes en la creación y mantenimiento de la estructura. Una composición granulométrica equilibrada conduce a una buena estructura y máxima estabilidad (Terreros, 1985).

Arenas y limos. Dado su gran tamaño y baja carga, en relación a la arcilla, la influencia de las fuerzas superficiales entre partículas es despreciable o muy pequeña. El mecanismo de unión entre partículas en estas condiciones se denomina empaquetamiento, dado que no existen otras fuerzas entre ellas que las debidas al peso o presión litostática de los materiales del suelo. Tan solo las fuerzas de tensión superficial debidas a películas de agua en la superficie de los granos son capaces de contribuir a la cohesión. De ahí los suelos arenosos son algo más estables cuando están húmedos. No

obstante, algunos autores (McGill and Paul, 1976; Ahmed, 1981; Ahmed and Oades, 1984; Anderson and Paul, 1984) afirmaron que las partículas de limos desempeñan un papel más importante en la formación de agregados, posiblemente debido a la acumulación sustancial de materia orgánica en la fracción limo. Emerson (1959) y Mokhtaruddin and Norhayati (1995) hipotetizaron que son necesarias una cierta cantidad de partículas de limo y arena muy fina, junto con las partículas de arcilla, para formar y estabilizar agregados. Por el contrario, otros autores (Soong, 1977; Mbagwu et al., 1993) hallaron una correlación negativa entre el contenido de limo y arena fina, y la estabilidad de los agregados.

Arcilla. De acuerdo con la mayoría de los autores es el agente más importante para la formación de la estructura del suelo (Payne, 1988), siendo el principal responsable de la aparición de fuerzas, principalmente de tipo eléctrico, entre los materiales constitutivos del mismo, además de ser los componentes más importantes del suelo que resisten al colapso de la estructura (Payne, 1992). Su abundancia, pequeño tamaño, gran superficie específica, carácter coloidal, y la presencia de carga eléctrica son las principales características responsables de su efecto. En general se considera que, cuando la fracción de limo o de limo más arena muy fina aumenta y la arcilla disminuye, disminuye paralelamente la estabilidad estructural y por tanto la erosionabilidad es mayor (Wischmeier y Mannering, 1969).

Las propiedades coloidales de la arcilla son de gran importancia para la formación de estructura, determinando los mecanismos de floculación-dispersión de las arcillas. Gollany y colaboradores (1991) encontraron que la estabilidad de los agregados aumenta con el contenido en arcilla, siendo el efecto más pronunciado con un contenido inicial de agua elevado. En medio acuoso las partículas de arcilla tienen normalmente carga neta negativa y se encuentran rodeadas de una doble capa de cationes fijados a la superficie con diferente intensidad (Russell, 1934), a este conjunto partícula-cationes de hidratación se le denomina “micela”.

Existen interacciones entre la textura y otros parámetros, como la mineralogía de las arcillas y el contenido en materia orgánica. Estas interacciones influyen en la ruptura de los agregados de forma diferente dependiendo del proceso. Las características mineralógicas de las arcillas pueden modificar el efecto de las mismas sobre la agregación y estabilidad estructural, aunque su efecto es muy difícil de valorar porque, con frecuencia, los suelos contienen una mezcla de minerales de arcilla (Ortigosa, 2004). Así, Emerson (1964) demostró que las arcillas como caolinita o illita resultan más afectadas por la desagregación por colapso que otras arcillas expansibles como la montmorillonita, donde la presión generada por el aire atrapado disminuye por el hinchamiento de las arcillas. No obstante, la montmorillonita se puede fisurar, debido a la combinación de la presión del aire atrapado y el hinchamiento de los agregados. Así, Young y Mutchler (1977) determinaron que el contenido en montmorillonita estaba altamente correlacionado con la estabilidad de los agregados y muy poco con la erosionabilidad. Sin embargo, El-Swaify y Dangler, 1977 demostraron que los suelos con caolinita eran menos erosionables que los que contenían montmorillonita. Por otro lado, las arcillas esmectíticas se consideran más eficientes en la agregación que otro tipo de arcillas debido a su gran superficie específica y elevada capacidad de interacción físico-química. Aunque, las interacciones arcilla-arcilla corresponden, para las esmectitas, a fuerzas de cohesión menores que interacciones hierro-caolinita que dan lugar a fuerzas de cohesión muy elevadas. Por tanto, el efecto de la mineralogía de las

arcillas sobre la formación y estabilidad de la estructura es ambivalente; pues, si bien las arcillas como la caolinita, con baja capacidad de intercambio catiónico, dan lugar a agregados menos resistentes que la montmorilonita, debido a su menor área superficial; la asociación de caolinita con los óxidos de hierro generan agregados bastante resistentes (Ortigosa, 2004).

También destaca el papel que ejercen los **complejos arcillo-arenosos y arcillo-húmicos** en la agregación del suelo (Schnitzer, 1981; Haider, 1992). Así, a veces, cuando el humus se encuentra suficientemente evolucionado, puede dar lugar a complejos órgano-minerales, situándose éste en espacios interlaminares en arcillas expansibles, o protegido en el interior de agregados de elevada densidad aparente. El humus, en estas circunstancias, es muy resistente a la degradación por microorganismos y enzimas, y por tanto, muy estable frente a los procesos de mineralización (Scott & Martin, 1990). En resumen, estas asociaciones órgano-minerales actúan como agentes enlazantes en los agregados (Hamblin and Greenland, 1977) y, además de su importancia en la formación de la estructura del suelo, los complejos arcillo húmicos influyen en la propia estabilidad de la materia orgánica, siendo de gran importancia por su interacción con pesticidas, metales pesados, etc.

Los compuestos alifáticos tales como proteínas, sacáridos y aminoazúcares pueden penetrar y estabilizarse en las interlaminares de arcillas expansibles o semiexpansibles dando lugar a complejos muy estables llamados **Huminas órgano-arcillosas**. En el *mull* silicatado ácido (suelos ácidos naturales), también se forman complejos entre los compuestos húmicos y arcillas, unidos a la superficie de las mismas mediante cationes de enlace, tales como hidróxidos de hierro y aluminio. En estas condiciones, la unión sería del tipo: R - COO - Al³⁺ (Fe³⁺) - Arcilla. En los *mull* carbonatados también se forman complejos que aparecerían bajo la forma genérica: R - COO - Ca²⁺ - Arcilla. En este caso, la interacción entre las cargas negativas de grupos funcionales, tales como carboxilos y fenólicos de los ácidos húmicos, y las cargas negativas de los minerales arcillosos, se compensa con un catión polivalente, el ion Ca²⁺, que actúa como puente (Greenland and Hayes, 1978; Flaig et al, 1975, Stevenson, 1982; Kononova, 1966). En ambos casos, el humus puede ser fijado directamente en las partículas de arcilla, gracias al efecto de la protonización en la superficie de los minerales de arcilla, a la presencia de Al³⁺ y Ca²⁺, y al las cargas negativas del humus, especialmente los grupos COO⁻ y SO₃⁻.

I.5.3.1.2. *Materia orgánica*

La materia orgánica del suelo es uno de los agentes estabilizadores de los agregados más conocidos e importantes, que actúa a nivel de la formación de macro y microagregados, y desempeña un papel fundamental en la génesis de la estructura del suelo (Edwards & Bremner, 1967; y Harris & col., 1966). Así, los suelos con elevados contenidos de materia orgánica presentan en general una estructura más estable y favorable para el crecimiento vegetal.

Por tanto, si para algunos autores, la arcilla es el principal agente enlazante en la agregación del suelo, los materiales orgánicos modifican las fuerzas por las cuales las partículas de arcilla se atraen entre sí. En este caso, los minerales de arcilla actuarían como la fuerza enlazante entre las partículas, y las moléculas orgánicas se comportarían como cementos en la agregación de dichas partículas (Martín et al., 1970). Los

compuestos húmicos cementan las partículas minerales y las agrupan en forma de agregados, lo que provoca la aparición de estructuras grumosas, de gran porosidad, con una adecuada distribución del tamaño de poros, y con gran capacidad de retención de agua. Así, cuando la cantidad de materia orgánica en los agregados es elevada, la presencia de poros grandes e irregulares, algunas veces interconectados, es más frecuente. Los suelos bien estructurados presentan unos contenidos de este tipo de poros particularmente altos. Estos serán responsables de los incrementos en la porosidad total (Metzger & Yaron, 1967; Pagliai et al., 1981), la cual favorece la infiltración y la fertilidad de los suelos, influyendo, por tanto, en el desarrollo de la cobertura vegetal, y dificultando la acción de los agentes erosivos sobre el suelo.

Los agentes orgánicos de unión han sido clasificados por Harris et al (1966), Tisdall y Oades (1982) y Hamblin (1985) en transitorios, temporales y persistentes, dependiendo de su longevidad. **Los agentes (orgánicos) enlazantes transitorios**, incluyen algunos materiales orgánicos que se descomponen rápidamente por la acción de microorganismos, como polisacáridos o mucopolisacáridos vinculados a raíces y biomasa microbiana de la rizosfera. Estos exudados microbianos y radiculares de polisacáridos están asociados a grandes agregados (>250 μm) transitoriamente estables, y se descomponen rápidamente. La celulosa contribuye tan sólo a una pequeña fracción de agregación, pero es más persistente (Oades, 1984). Los **agentes enlazantes temporales** son raíces e hifas fúngicas, particularmente hifas micorrizas vesicular-arbusculares, que persisten durante unos pocos meses, y se ven afectados por procesos de cultivo (Tisdall & Oades, 1979) y se asocian, probablemente, con macroagregados jóvenes. Las raíces proporcionan residuos orgánicos (raíces muy finas, pelos de raíces, células muertas y mucílago) que sostienen a importantes poblaciones microbianas en la rizosfera, y además pueden actuar por sí mismas como agentes cementantes. Las hifas son pegajosas y están encrustadas con partículas de arcilla, favoreciendo la estabilización de los agregados. Las hifas fúngicas son relativamente grandes y usualmente cementan microagregados mayores de 250 μm . Los hongos saprofiticos incluyen hongos de colores oscuros que son más persistentes en los suelos, y los hongos micorrizas vesicular-arbusculares son abundantes en los suelos, incluso en aquellos con niveles desequilibrados o bajos de nutrientes (Lal and Shukla, 2004). Por ultimo, los **agentes enlazantes persistentes** incluyen compuestos orgánicos aromáticos ligados por cationes metálicos polivalentes a las superficies de arcilla (Edwards and Bremner, 1967), y también otros polímeros fuertemente adsorbidos. Estos constituyen del 52 al 98 % de la materia total presente en los suelos, y a menudo son responsables de la estabilidad de microagregados (Hamblin, 1977; Tate & Churchman, 1978; Turchenek & Oades, 1978).

Así pues, la materia orgánica desempeña un papel muy importante en la agregación y en la estabilidad estructural de los suelos, por lo que no es de extrañar la existencia de numerosos estudios en todo el mundo que han demostrado elevadas correlaciones entre el contenido en materia orgánica y la agregación de los suelos (Chaney and Swift, 1984; Christensen, 1986). Sin embargo, también existen algunos estudios que muestran una baja o nula correlación entre el contenido en materia orgánica de los suelos y el porcentaje de agregación. Estas correlaciones no indican necesariamente que la materia orgánica no sea importante en la agregación de los suelos, ya que pueden ser debidas a numerosos factores: (i) sólo parte de la materia orgánica es responsable de la agregación, como ocurre en los suelos con un elevado contenido en materia orgánica, (ii) existe un valor límite a partir del cuál el contenido en materia orgánica no causa

efecto en la agregación, (iii) la agregación del suelo depende principalmente de la naturaleza de los constituyentes orgánicos más que de la cantidad de materia orgánica (Dormaar, 1983; Hamblin and Greenland, 1977; Hamblin and Davies, 1977), (iv) existen otros mecanismos de unión entre partículas que son tan buenos o más efectivos que la materia orgánica, y (v) la agregación y la estabilidad de los agregados también se ve afectada por factores pedológicos y antropológicos (Lal and Shukla, 2004).

Tisdall y Oades (1982) estudiaron los mecanismos de unión dentro y entre agregados de una tierra parda, y llegaron a la conclusión de que los agregados más grandes se construyen a partir de los más pequeños y estables. Encontraron además, que los agregados con alto contenido en materia orgánica y mayores de 2mm, se mantenían unidos principalmente por raíces finas e hifas. Así, los micelios de hongos ejercen un atamiento mecánico, y si además el suelo contiene CaCO_3 libre, se contribuye a un mejor mantenimiento de la estructura del suelo (Clapp & Emerson, 1965). No obstante, también se puede producir el efecto contrario cuando las raíces secretan quelatos de hierro y aluminio, que rompen las uniones entre los componentes húmicos y los coloides inorgánicos, donde los microagregados se rompen en la rizosfera de algunas raíces de plantas (Aranda, 1998). Drozd & Kowalinski (1972), señalaron que los tamaños de los agregados en un suelo podzólico, dependen, en gran medida, de la calidad del humus que interviene en su formación. Así, los ácidos fúlvicos determinarían la formación de microagregados; mientras que la fracción de ácidos húmicos o de los compuestos que están fuertemente unidos a la parte mineral del suelo, serían decisivos en la formación de los agregados grandes o macroagregados. A su vez, encontraron que la formación de macroagregados, en un suelo pardo, es función de los coloides minerales y, principalmente, de los compuestos de hierro. Estos macroagregados no son muy estables ya que las moléculas húmicas no puedan proveer los largos y estables puentes entre los macroagregados, al haber predominancia de macroporos, e incluso podrían estar expuestos al ataque de microorganismos en los poros (Turchenek & Oades, 1979). Mehta et al (1960), Acton et al (1963) y Roberson y colaboradores (1991) demostraron que la estabilidad de los agregados aumentaba al hacerlo los polisacáridos, aunque el contenido orgánico total no varíe. Estos polisacáridos surgirían como exudados de raíces, o como polisacáridos microbianos exocelulares, o de los contenidos en paredes celulares de bacterias y hongos. Los polisacáridos, solubles en agua, pueden penetrar en los agregados y ser absorbidos por arcillas, encadenando partículas e incluso dominios, y contribuyendo, de esta forma, a una buena estructura de suelo (Martín, 1945 y 1946). Por otro lado, Chaney and Swift (1984, 1986) demostraron la existencia de una fuerte correlación positiva entre los ácidos húmicos y la estabilidad de los agregados. Fortun et al (1989), sin embargo, encontraron que la combinación de ácidos húmicos y ácidos fúlvicos es más eficaz en el incremento de la estabilidad de los agregados. Otros estudios demuestran que los ácidos fúlvicos son mejores que los ácidos húmicos, ya que combinados con sesquióxidos de Fe y Al tienen gran facilidad para formar agregados en el suelo (Drozd & Kowalinski, 1972; Soong, 1980; Tajuddin, 1992). También se pueden formar microagregados y agregados a partir del atrapamiento de las arcillas en gomas y muscílago (Foster, 1981 y 1982; Killbertus, 1980).

Turchenek & Oades (1979) demostraron que las asociaciones arcilla-humus pueden variar de un suelo a otro, e incluso dentro de un mismo suelo. Así, las sustancias húmicas más alifáticas se asociaban preferentemente con las arcillas finas más pesadas, y las sustancias húmicas aromáticas se asociaban a las fracciones de arcilla más ligeras.

También observaron que los puentes de iones Ca, Fe y Mn unían las sustancias húmicas más oxidadas a las fracciones mas ligeras de arcilla.

Los suelos cultivados de una forma frecuente e intensiva, sufren un deterioro de su estructura, que se refleja en una disminución de la estabilidad de los agregados, ya que, si bien estos agregados protegen a las sustancias húmicas del ataque de los enzimas, al romperse, debido a las prácticas agrícolas, comienza la degradación biológica de los mismos, aunque en una tasa considerablemente mas lenta que la que acontece para la materia orgánica fresca. Por tanto, esta ruptura física de los agregados expone la materia orgánica, no accesible previamente, al ataque microbiano dando lugar, indirectamente, a una disminución de la estabilidad de los agregados (Rovira & Greacen, 1957).

En este sentido, el efecto de la materia orgánica varía en el tiempo debido a diferencias en los grados de descomposición de la misma (Monnier, 1965), a las variaciones climáticas estacionales y anuales (Alberts et al., 1987) y a la actuación antrópica. Una simple incorporación de materia orgánica al suelo no conduce a un incremento en la agregación y la estabilidad, solo una subsecuente transformación biológica de esta materia orgánica es la que conduce a mejoras estructurales de los suelos (Tisdall et al., 1979). La estabilidad estructural también aumenta al hacerlo la biomasa radicular (Perfect et al., 1990b) y la actividad microbiológica del suelo, que, a través de secreciones polisacáricas, y con el crecimiento de las hifas fungoideas y mucílago bacteriano, aumenta la estabilidad de los agregados del suelo (Metzger et al., 1987; Levy et al., 1991; Roberson et al., 1991). La abundancia y distribución de microorganismos productores de polisacáridos en los suelos (*Azotobacter sp.* y *Beijerinckia indica*), sirven como indicadores de una potencial erodibilidad, y por tanto, de la calidad de los suelos, en ecosistemas de especial fragilidad. Por tanto, las condiciones que favorecen la actividad microbiana en los suelos favorecen la formación de agregados, debido a que la materia orgánica del suelo se transforma rápidamente en cementos orgánicos, pero una actividad microbiana elevada, también contribuye a una rápida degradación de los agregados, puesto que acelera la descomposición de las sustancias agregantes orgánicas (Aranda, 1998).

I.5.3.1.3. *Precipitados de minerales secundarios (Óxidos de hierro y aluminio y carbonatos)*

Los oxihidróxidos de hierro y aluminio, carbonatos y otros minerales como sulfatos (yeso) o filosilicatos neoformados, etc, precipitan en el medio edáfico en formas de cristalinidad variable, originando frecuentemente recubrimientos sobre otras partículas del suelo y modificando, por tanto, su reactividad. Estas películas pueden actuar como cementos que estabilizan las uniones entre partículas (Kroth & Page, 1946; Shainberg & col., 1987), pero si las cantidades precipitadas son muy elevadas pueden producir una disminución de la porosidad o incluso pueden llegar a originar compactación o endurecimiento del horizonte.

El hierro y aluminio pueden actuar de distinta forma bajo diferentes condiciones, tales como pH, tipo de minerales de arcilla, clima, materia orgánica y composición de la solución del suelo. Existe una cierta controversia acerca de si el hierro es más importante que el aluminio en la agregación del suelo o viceversa. Parece que el aluminio es mas eficiente debido a su mayor solubilidad en un amplio rango de pH

aunque, normalmente, se encuentra en el suelo en cantidades inferiores a las del hierro (Ortigosa, 2004).

La presencia de carbonatos en el suelo es favorable para la estabilidad de los agregados y la tasa de infiltración debido a los cationes calcio. El carbonato cálcico induce, en general, a que haya un exceso de Ca^{2+} en el medio, por lo que, en aquellas zonas áridas, semiáridas y subhúmedas, las arcillas permanecerán saturadas, siendo muy resistentes a la dispersión, salvo si hubiera exceso de sodio en el medio. Por el contrario, en los climas húmedos, el calcio se lixivia y las arcillas pueden estar desaturadas en mayor o menor grado, y por tanto, sujetas a dispersión (Ortigosa, 2004). Así, para que el efecto del carbonato cálcico en un suelo sea beneficioso, éste debe presentar suficiente cantidad de arcilla (Le Bissonnais, 1995). Según Williams (1935) y Peterson (1947) la presencia en los suelos de ciertos componentes orgánicos permite que el Ca^{2+} actúe como agente enlazante más eficiente en la formación de agregados estables, ya que los materiales orgánicos cargados negativamente, tales como polisacáridos, son absorbidos sobre la superficie de las arcillas por el Ca^{2+} u otros cationes polivalentes (Fe^{3+} , Al^{3+}).

1.5.3.1.4. *Iones y sales solubles*

La solución del suelo, fase líquida que rellena los espacios interparticulares, contiene iones y gases disueltos. Los iones disueltos afectan de forma muy importante al comportamiento coloidal del suelo y en consecuencia a la estructura. Así, la naturaleza y cantidad de cationes intercambiables influyen en la estabilidad estructural a través de su efecto sobre los procesos de dispersión/floculación de la arcilla.

La estabilidad de los agregados depende del tamaño y valencia de los cationes, debido al efecto puente de los cationes, y teniendo en cuenta que la estabilidad de los coloides depende de la interacción entre las fuerzas de atracción de Van der Waals y la repulsión de la doble capa difusa. Por lo que, los iones de baja carga y elevado radio hidratado provocan un aumento del espesor de la doble capa difusa. Por el contrario, los cationes de alta carga y bajo radio hidratado inducen una disminución del espesor de la doble capa difusa. Así, la serie de los cationes en función de su efecto sobre el espesor de la doble capa difusa es la siguiente: $\text{Na} > \text{K} > \text{Mg} > \text{Ca}$, si bien el efecto del magnesio puede variar, de acuerdo a diferentes factores. El magnesio es menos eficiente en la agregación que el calcio (Shainberg et al., 1988), aunque mucho más eficiente que el sodio (Levy et al., 1988). Le Bissonnais (1995) afirmó que el incremento de sodio intercambiable aumenta la dispersión del suelo, estando su efecto influenciado por la cantidad y mineralogía de arcillas. Fe y Al sólo van a tener efecto en suelos ácidos, ya que en condiciones de neutralidad o basicidad su solubilidad está muy limitada. Un aumento de la concentración induce una disminución del espesor de la doble capa difusa. Los iones K experimentan fijación interlaminar fácilmente, mediante silicatos laminares que penetran entre las capas tetraédricas de las laminas de arcilla. Por métodos de fraccionamiento de los cationes intercambiables, se ha obtenido, además, que el K pasa, debido a los materiales húmicos, de las fracciones internas del complejo de intercambio del suelo a las externas.

I.5.3.1.5. *Agua*

El estado de humectación también desempeña un papel fundamental en la estructura del suelo, de forma que esta se define de acuerdo al nivel de humedad del suelo. El agua altera las concentraciones de solutos y, por tanto, el comportamiento de los coloides del suelo, también altera la constante dieléctrica del medio afectando a las fuerzas de tipo eléctrico entre partículas, además se generan fuerzas de tipo hidrofóbico y de tensión superficial. También se produce el hinchamiento de algunos tipos de arcillas que originan fuerzas de compresión en el interior de la masa del suelo (Rosenquist, 1959; Michaels, 1959; Lambe, 1960). Todo esto afecta a la estabilidad de la estructura, destruyéndola incluso en algunos casos. De hecho, algunos ensayos de estabilidad estructural se realizan en húmedo, por mojado, inmersión en agua, etc.

I.5.3.1.6. *Efecto de la vegetación en la estabilidad de los agregados*

La vegetación es un factor muy importante en la génesis de la estructura del suelo, ya que produce residuos que son fuente de energía para la actividad microbiana en la formación de compuestos de humus en el suelo. A su vez, debajo de la cobertura vegetal existe un mayor aporte de materia orgánica, y las fluctuaciones en la temperatura y humedad del suelo son menos marcadas, lo cual permite que los agregados del suelo sean más estables (Sanroque et al., 1990; Ternan et al., 1994; Cerdá et al., 1995; Cerdá, 1996; Cerdá, 1998). El sistema radicular también favorece la formación de agregados estables, aunque aun no se comprende completamente el mecanismo exacto de formación de dichos agregados. Algunos autores pensaban que las raíces, durante su crecimiento, presionaban las partículas de suelo adyacentes, comprimiéndolas unas con otras para formar los agregados (Baver et al., 1991). Otros estudios mostraron que la rizosfera era rica en bacterias productoras de mucílago, y que las pequeñas raíces muertas parecen mantener unidos pequeños grupos a su alrededor (Payne, 1992), lo que se explicaría porque dichos grumos se mantienen unidos gracias a que estas raíces crecen a través de agregados existentes o a hifas fúngicas y mucílagos bacterianos. Por otro lado, la cubierta vegetal protege los agregados de la erosión hídrica y del impacto de las gotas de lluvia (Baver et al., 1991; Fuentes, 1997).

I.5.3.1.7. *Organismos del suelo*

Los microorganismos desempeñan un papel fundamental en la estabilidad de los agregados al transformar la materia orgánica fresca en humus, el cual es fundamental para la formación de agregados. Como ya se ha comentado, los microorganismos también segregan mucílago y otros productos orgánicos como polisacáridos, que permiten la formación de agregados estables en el suelo (Black, 1968; Kandler and Murer, 1993; Fuentes, 1997).

Las lombrices de tierra también son importantes agentes de estabilización de la estructura del suelo, ya que ingieren y mezclan la tierra y materia orgánica parcialmente descompuesta, que devuelven al suelo con una mejor estructuración (lombrigueras). Además, favorecen la porosidad del suelo desarrollando un sistema de galerías o túneles que facilitan el paso de las raíces, el agua y el aire (Baver et al., 1991).

I.5.3.1.8. *Efecto de la topografía*

La topografía no es exactamente un agente pero actúa sobre algunos agentes como el contenido en materia orgánica y textura, ejerciendo un efecto indirecto sobre la estabilidad estructural. A pesar de que existen muy pocos trabajos que estudien los efectos de la topografía sobre la estabilidad de los agregados, Pierson y Mulla (1990), determinaron que los suelos ubicados al pie de las laderas, mostraban mayor contenido de carbono orgánico, una mayor estabilidad de los agregados y menor concentración en arcillas, que aquellos ubicados en zonas de mayor altitud. Singer and Munns (1996) afirmaron que aquellos suelos ubicados en la cima de las montañas estaban menos desarrollados que aquellos que se localizaban en la mitad o al pie de las montañas. El efecto de la topografía sobre la estabilidad de los agregados es especialmente importante en el sureste de la Península Ibérica, donde la abrupta orografía condiciona pérdidas importantes de suelo, y por ende, de materia orgánica, ya que ésta se acumula principalmente en los horizontes superficiales del suelo, por erosión hídrica (García et al, 2003).

I.5.3.2. Mecanismos

Los mecanismos de formación de la estructura hacen referencia a la interacción de los distintos agentes. Estos mecanismos, en general, están condicionados por la aparición de fuerzas entre las partículas del suelo, así como por la precipitación (cristalización) de diferentes sales y minerales.

En términos generales se pueden considerar como fuerzas que actúan entre partículas, y que son responsables de la formación de estructura, la fuerza gravitacional o litostática, que es debida a la presión litostática de los materiales del suelo y que aumenta con la profundidad, originando una compactación de las capas profundas del suelo; la tensión superficial, que también es responsable de las fuerzas atractivas en las interfases sólido-líquido de las películas de agua, situadas en la superficie de las partículas del suelo; y las fuerzas eléctricas, que pueden ser de tipo electrostático o de Coulomb, cuando las partículas están cargadas, y de Van der Waals. Por otro lado, algunos tipos de minerales y de materia orgánica, que presentan superficies hidrofóbicas, tienden a unirse en medio acuoso expulsando el agua de su interior y originando una fuerza de cohesión entre ellas debida a la repulsión hidrofóbica (Lal and Shukla, 2004).

La existencia de estas fuerzas entre partículas implica la formación de unidades estructurales, donde existen interacciones entre partículas minerales, agua y materia orgánica principalmente. Entre los mecanismos que son responsables de la formación de unidades estructurales destacan:

I.5.3.2.1. El empaquetamiento

Está originado por fuerzas gravitacionales y de tensión superficial. Es el mecanismo de interacción dominante entre las partículas de mayor tamaño como arena y limo. El empaquetamiento está muy influenciado por la forma y tamaño de las partículas.

El empaquetamiento óptimo, desde el punto de vista de la estabilidad estructural, será aquel que proporcione mayor número de contactos entre partículas, y por tanto,

mayor estabilidad o resistencia a los desplazamientos de la masa. Si este empaquetamiento óptimo se pierde por acción de alguna fuerza externa, tales como algunas prácticas agrícolas y ganaderas: laboreo, riego, paso de la maquinaria, pisoteo del ganado, etc. (Fuentes, 1997; Porta et al., 2003), existe una tendencia de las partículas a reajustarse en nuevas posiciones y alcanzar el mínimo de energía potencial. Estos reajustes inducen cambios de volumen que provocan fenómenos de subsidencia y compactación, sobre todo en las capas profundas del perfil donde la presión litostática es mayor. Con la compactación se reduce el volumen de huecos, y como consecuencia, disminuye la capacidad del suelo para almacenar y transmitir el agua y, sobre todo, la capacidad de aireación. La compactación también dificulta seriamente el crecimiento radicular (Ortigosa, 2004).

Las partículas de arena y limo, mediante empaquetamiento más o menos compacto, forman lo que se ha denominado clásicamente el “esqueleto del suelo” sobre el cual se adhieren las partículas de menor tamaño (arcillas) para formar las unidades estructurales iniciales. Este mecanismo de formación de estructura, pierde importancia a medida que disminuye el tamaño de partícula, adquiriendo un papel dominante otros tipos de fuerzas como las eléctricas.

1.5.3.2.2. *Floculación-dispersión de arcillas*

De acuerdo con la mayoría de los autores, los mecanismos de floculación de las arcillas se consideran responsables de la formación de las unidades estructurales de menor tamaño (dominios y cluster) mediante fuerzas de tipo eléctrico en una primera fase de la agregación.

En aquellos suelos con condiciones de humedad elevada y en los que existen suspensiones coloidales de arcilla, cuando dos micelas de arcilla se aproximan aparecen un conjunto de fuerzas repulsivas y atractivas, que están en función de la distancia existente entre ellas. Las fuerzas repulsivas son debidas a la interpenetración de las dobles capas difusas, y las atractivas son debidas a fuerzas de Van der Waals cuya intensidad aumenta a cortas distancias y es función del número de átomos implicados (que en las arcillas puede ser muy elevado). El balance de fuerzas resultante, se denomina potencial neto de interacción, y presenta un valor máximo de atracción a una cierta distancia, de forma que si dos micelas se aproximan lo suficiente (por efecto de su energía cinética) se supera la barrera de repulsión y pueden unirse floculando. Dicho balance de fuerzas está influenciado, fundamentalmente, por el espesor de la doble capa difusa de las micelas de arcilla, el cual a su vez depende, fundamentalmente, del tipo y concentración de iones adsorbidos sobre la superficie de las partículas. Así, el sodio, en medios diluidos presenta siempre un balance repulsivo, originando dispersión de las suspensiones coloidales de arcilla. Las partículas de arcilla floculadas originan dominios con morfologías variadas dependiendo del tipo de arcilla y de las condiciones de floculación. Las condiciones de floculación pueden variar en función, fundamentalmente, de las condiciones de humedad del medio, pero también hay que tener en cuenta el efecto de la materia orgánica y seres vivos, (plantas, microorganismos y fauna del suelo). Los dominios se unen entre ellos para originar estructuras mayores, que van depositándose o adhiriéndose sobre el esqueleto del suelo, dando estabilidad al conjunto.

I.5.3.2.3. *Mecanismos de estabilización de las unidades estructurales iniciales*

Se realiza gracias a la acción de distintos agentes cementantes, entre los que se encuentran, como más importantes, los carbonatos, oxihidróxidos de hierro y aluminio, materia orgánica y arcillas.

I.5.3.2.4. *Otros mecanismos*

Los mecanismos anteriores son modelos idealizados, más o menos cercanos a la realidad, donde se considera que cada mecanismo actúa de forma independiente de los demás. La realidad es otra, ya que todos estos mecanismos actúan simultáneamente y las interacciones son más complejas, influyéndose mutuamente.

En primer lugar, la materia orgánica no solamente influye en la estabilización de la estructura, sino también en la formación de dominios y cluster, dado su carácter coloidal, formando micelas que interaccionan con las de arcilla. Además, las partículas de arcilla y la materia orgánica forman complejos organominerales muy estables en los que la materia orgánica se adsorbe sobre la superficie de las partículas de arcilla, rodeándolas de una capa de material orgánico que modifica la estructura de la doble capa difusa y el comportamiento coloidal y electroquímico de las partículas. En segundo lugar, en climas áridos, el comportamiento coloidal está muy influenciado por la falta de humedad, alterándose el balance de fuerzas eléctricas entre partículas.

I.5.3.3. Procesos

Como procesos, hemos considerado aquellos edafogénicos responsables de la génesis de la estructura. Estos implican una serie de sucesos (reacciones complejas o redistribución de materiales) que pueden ocurrir al mismo tiempo o de forma secuencial y que pueden reforzarse o contrarrestarse mutuamente. El resultado final será la génesis de un determinado tipo de estructura.

Estos procesos están clasificados de acuerdo a su carácter de aporte, pérdida, traslocación o transformación de materiales en el suelo. Todos ellos afectan de forma más o menos directa a la formación de estructura, de tal forma que la estructura resultante en un determinado momento corresponde a un estatus de los procesos edafogénicos actuantes.

Desde el punto de vista de la formación de estructura, los procesos edafogénicos más relevantes pueden clasificarse también en tres grandes grupos:

I.5.3.3.1. *Procesos de tipo físico*

Destacan dos procesos de “pedoturbación” de especial importancia para la generación de la estructura: los ciclos de humectación-secado y los ciclos de hielo-deshielo. Ambos originan fuerzas de compresión-descompresión responsables de la aparición de grietas que van estabilizándose e individualizando los agregados macroscópicos en el suelo.

I.5.3.3.2. *Procesos de tipo químico*

Destacan, por su importancia para la génesis de la estructura, la precipitación de diferentes minerales como carbonatos (carbonatación), y óxidos de hierro (ferruginación, rubefacción), la síntesis de nuevos minerales y especies orgánicas en el suelo, la acumulación de sales solubles (salinización) o lavado (desalinización) y los procesos ligados a condiciones ácido-reductoras, que movilizan elementos metálicos como Fe y Al, ó materia orgánica.

I.5.3.3.3. *Procesos de tipo biológico*

Se pueden clasificar de acuerdo al tipo de organismo responsable del efecto. Así, los microorganismos degradan los restos vegetales frescos, e intervienen en la síntesis y maduración de materia orgánica humificada. Su crecimiento ocurre en los poros y huecos existentes entre agregados del suelo, contribuyendo a la individualización de los mismos. Las raíces también producen una alteración importante en su entorno, captando agua y elementos minerales, secretando productos orgánicos, creando fuerzas de compresión al crecer, estabilizando los agregados al unirlos mediante una red de fibras, etc. Asimismo, existe una gran relación con la microflora y microfauna del entorno radicular (rizosfera) en forma de relaciones simbióticas mediadas por factores de crecimiento y de regulación específicos. Respecto a la fauna del suelo, destaca como ejemplo más representativo, las lombrices, que, como se comentó anteriormente, producen una mezcla de componentes minerales y orgánicos que favorece la estructuración. Además, abren canales que facilitan el movimiento del agua y el crecimiento de las raíces y la restante fauna del suelo (Lal and Akinremi, 1983; Lal et al., 1980; Lee, 1985; Lal, 1991; Lavelle and Pashanasi, 1989; Lee and Foster, 1991; Schrader et al., 1995).

I.5.4. Estudio de la estructura del suelo

Los métodos de estudio de la estructura los hemos clasificado en tres grupos:

I.5.4.1. Métodos directos

Los métodos directos de estudio de la estructura están en relación con el nivel de reconocimiento empleado, y por tanto, con el tamaño de las unidades estructurales observadas y los instrumentos empleados en la observación. No obstante, los límites de tamaño no están estrictamente definidos, pudiéndose emplear distintas metodologías para observar los elementos de tamaños intermedios entre dos niveles de reconocimiento.

I.5.4.1.1. Métodos empleados a nivel macroscópico

La mayoría de los métodos de estudio empleados a nivel macroscópico se realizan en el campo, y consisten en la observación visual, o con lupa de bajo aumento, de las características de la estructura del suelo, para proceder posteriormente a clasificarla de acuerdo con las sistemáticas correspondientes. Al realizarse en campo, no requieren normalmente técnicas de procesamiento previas, realizándose además la observación a la humedad de campo. No obstante, se pueden emplear diferentes métodos para el traslado de los agregados de suelo al laboratorio, y su posterior conservación de una forma más

o menos intacta; tales métodos incluyen el empleo de cajas kubiena, impregnación con resinas, etc.

1.5.4.1.2. Métodos empleados a nivel microscópico

Los métodos de estudio de la estructura a nivel microscópico se realizan normalmente en el laboratorio, por tanto, se necesitan emplear métodos de transporte y de preparación de las muestras que no alteren la estructura original, o lo hagan en el menor grado posible. Además, hay que controlar las condiciones de humedad, que serán distintas que las de la muestra natural, debiendo ser tenidas en cuenta a la hora de extraer conclusiones.

Entre los métodos que se incluyen para el estudio de la microestructura, destacan el instrumental óptico con radiación electromagnética de la zona del visible o ultravioleta cercano.

La preparación de las muestras requiere, en muchos casos, de un proceso complejo como es la inclusión en resinas plásticas, corte y pulimentado de los bloques obtenidos, para la preparación de láminas delgadas. Dicha inclusión requiere una deshidratación previa de la muestra que suele realizarse al aire, o bien en caliente o al vacío. También se emplean técnicas de sustitución del agua presente en la muestra, empleando punto crítico o bien mezclas de etanol-disolventes orgánicos previas a la inclusión, de forma similar a como se realiza en la preparación de muestras de origen biológico.

El microscopio petrográfico de luz polarizada permite extraer junto con la información estructural, información mineralógica y genética pudiendo emplearse para estudios de microfábrica del suelo. Esta técnica cuenta con gran tradición y está en la actualidad muy desarrollada, constituyendo una disciplina dentro de la edafología, denominada micromorfología de suelos.

1.5.4.1.3. Métodos empleados a nivel ultramicroscópico

Los métodos de estudio de la estructura, empleados a nivel ultramicroscópico, se realizan en el laboratorio, siendo aplicables todas las consideraciones, a este respecto, comentadas en el apartado anterior sobre transporte y preparación de muestras.

Se incluyen los métodos que emplean como instrumental de observación microscopios electrónicos, con radiación constituida por electrones acelerados, equivalentes a unos voltajes de aceleración entre 5 y 500 kV alcanzados en los últimos microscopios de alta resolución (HRTEM).

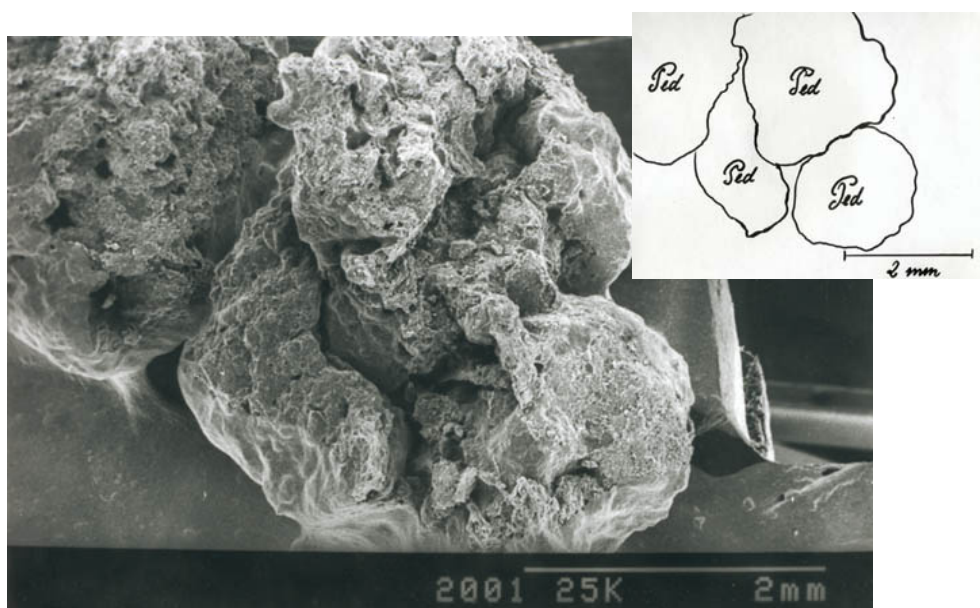
Los microscopios electrónicos actuales pueden emplear diferentes técnicas de visualización y permiten la obtención simultánea de una información adicional muy valiosa, tanto mineralógica como química. Estos microscopios pueden aprovechar diferentes aspectos de la interacción de los electrones acelerados con la materia, existiendo todo un conjunto de técnicas analíticas asociadas a la microscopía electrónica entre las que podemos citar EDX, WDX, SAED, CBED, EELS, backscattered electron imaging, etc.

La preparación de las muestras depende de la técnica específica de observación y analítica asociada, así como de los objetivos específicos perseguidos en el estudio. Así, en los SEM, hay que recubrir la muestra de suelo con una película de un material conductor, para eliminar la acumulación de electricidad estática provocada por el bombardeo electrónico, se emplean normalmente oro o grafito; esto último es obligado cuando se emplea EDX. En los TEM es necesario preparar muestras ultradelgadas por inclusión en plásticos y posterior corte con ultramicrotomo, o bien por adelgazamiento mediante bombardeo iónico a partir de una lámina delgada. Los microscopios electrónicos de barrido pueden también emplearse para el estudio de la microestructura, con la ventaja sobre la microscopía óptica de que pueden ofrecer una mayor resolución, una visión tridimensional de la disposición de los microagregados, y pueden obtener información química y mineralógica adicional (cita).

Delgado, R. (1993) ha desarrollado una metodología para el estudio de la ultramicroestructura del suelo que intenta estandarizar y uniformizar los aspectos y criterios empleados para describir la estructura del suelo a nivel ultramicroscópico. Dicha metodología establece un esquema de descripción mínima de la ultramicrofábrica del suelo atendiendo a los siguientes aspectos que se detallan a continuación:

Jerarquización

El estudio de la jerarquización es necesario para poder comprender la organización de cada tipo de fábrica. Dentro de la fábrica se diferencian, según su tamaño, las siguientes unidades organizativas: “dominios” (Figura I.5.2.2.), o unidad mínima de fábrica, formada por láminas de arcilla, “grupos o clusters” (Figura I.5.2.2.), que se conforman a partir de agrupaciones de dominios, “microagregados” formados por la unión de clusters, y “peds”, unidades de fábrica formados por la unión de microagregados y que se observan a simple vista. En determinados tipos de estructuras no se encuentran representados todos los niveles jerárquicos. Es necesario describir el grado de jerarquización, las unidades organizativas visualizadas y las relaciones entre ellas. Como ejemplo de visualización e identificación de las diferentes unidades estructurales se recogen unos esquemas explicativos en la figura I.5.2.2.



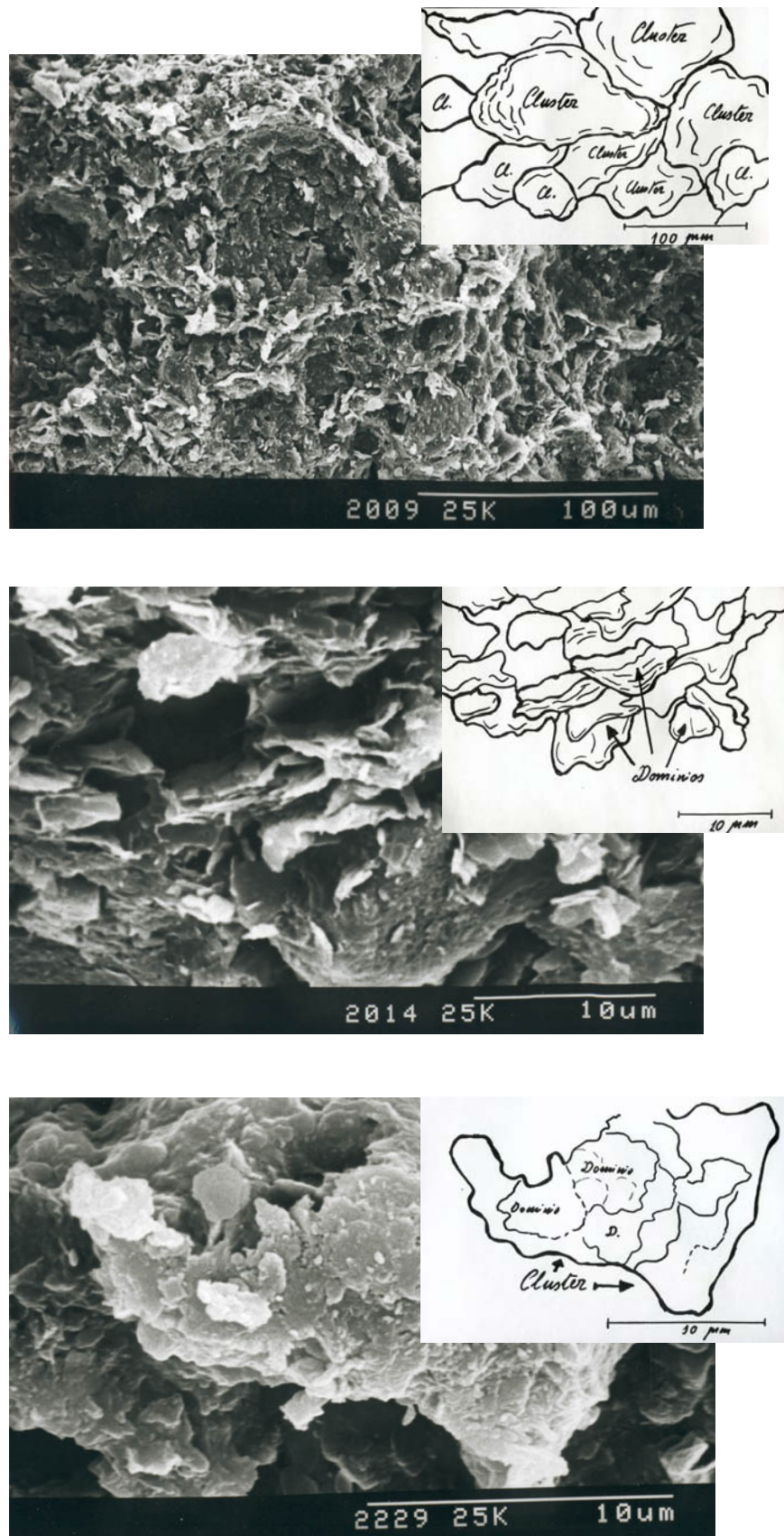


Figura I.5.2.2. Jerarquización de las unidades estructurales básicas del suelo: Peds, clusters y dominios. Extraído de Delgado (1993).

El carácter jerárquico de las unidades estructurales tiene gran importancia para todos los aspectos o caracteres del suelo relacionados de alguna forma con la estructura, tales como estabilidad estructural.

Esqueleto

Se pueden considerar como tal, los granos minerales primarios de tamaño superior a los 10 micrometros, empleando el límite entre fracción gruesa y fina mineral más usual, marcado por Bullock et al. (1985). Por otro lado, Brewer y Sleeman (1960) consideraron el esqueleto como aquellos granos de tamaños superiores a los coloidales, que por tanto, no son el plasma. El límite superior estaría marcado por Brewer (1964) en las 2 μm . Sin embargo, Benayas (1982) marcó el límite superior de los granos de esqueleto en las 5 μm .

En suma, consideraremos el esqueleto como aquellos granos minerales cuyos tamaños oscilen entre $> 2 - 10 \mu\text{m}$, en función del tamaño del plasma y de su composición (Figura I.5.2.3).

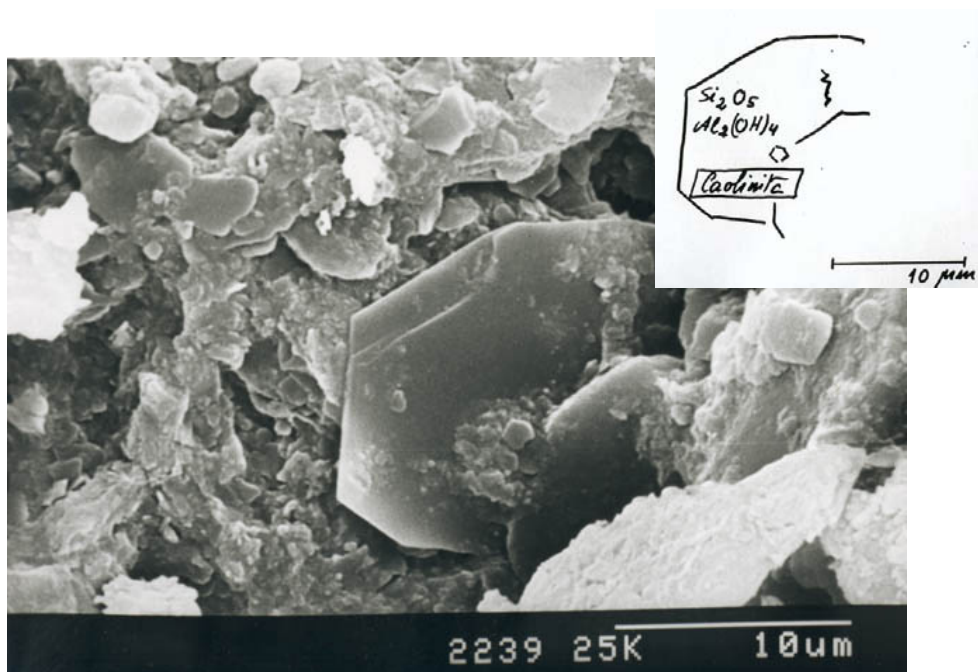


Figura I.5.2.3. Esqueleto. Neoformación/Recristalización de una lámina de caolinita (Microanálisis).

Forma, tamaño y relación de dimensiones de las unidades jerárquicas.

En este aspecto hay dos cuestiones que pueden ser interesantes recogidas de la bibliografía expuesta. En primer lugar que el tamaño de las unidades, y hasta su forma y relación de dimensiones, puede depender de la composición mineralógica de los suelos. Así por ejemplo, Tessier (1984) relacionó caolinita, con grandes cristales, illita, con cristales más pequeños y esmectita con quasicristales, a veces de grandes dimensiones, dependiendo de la hidratación, catión, etc.

En segundo lugar, y esencialmente a nivel de dominios, siguiendo a Yong y Warkentin (1975), se pueden establecer tres tipos: 1) *Dominio* propiamente dichos,

cuando la dimensión “x” tiende a ser superior a la “y” dado el carácter laminar de los minerales. 2) *Paquete*, cuando “ $x < y$ ”, típico por ejemplo de caolinita de alta cristalinidad. 3) *Tactoides*, cuando “ $x \gg y$ ”, típico de esmectitas.

Unión de láminas

Hace referencia a la forma en la que las unidades jerárquicas se unen en la fábrica, recogiendo aspectos como: 1) *modelos de unión entre láminas*, que, referidos esencialmente al nivel de dominios, existen los modelos de unión cara-cara, cara-borde y borde-borde, en función del mineral de arcilla, medio, etc. Dichos tipos de unión también dependen del balance interparticular de Fuerzas de atracción y repulsión y la turbulencia en el agua; 2) *mecanismos de unión entre láminas*, que pueden ser físicos, fisicoquímicos y químicos, como son el agua de hidratación (Puentes de hidrógeno, uniones a través de un catión hidratado, etc.), contacto entre partículas (Enlaces de Van der Waals, enlace a través de cationes, fuerzas de Coulomb, etc.), y agentes cementantes (Carbonatos, arcillas, materia orgánica, etc.); y 3) el tipo de *continuidad entre las láminas*, que según Smart (1977), si las láminas son entidades separadas, las uniones jerárquicas (dominios esencialmente) se denominan “apiladas”, y si las redes cristalinas son continuas (de lámina a lámina, aunque imperfectamente) se denominan “intercrecidas” (caso típico de las esmectitas, tactoides, etc.).

Anisotropía

Hace alusión a la orientación de las láminas y las morfologías planas y alargadas en la masa. Este aspecto permite detectar determinados procesos, como la iluviación de arcillas, movimientos vérticos, etc. De esta propiedad se considerarán de mayor importancia para caracterizar la estructura del suelo, el “*grado*” y la “*distribución*” de la misma, que hacen referencia a su localización y extensión y relaciones con los niveles jerárquicos.

Porosidad

Uno de los constituyentes principales de la estructura son los huecos, que se encuentran interconectados unos con otros, si bien algunos pueden quedar aislados, formando una extensa red que es ocupada por las fases líquida y gaseosa. Son pues los responsables de la aireación del suelo, así como de la facilidad o dificultad de circulación y retención de agua, características de enorme importancia para la calidad de los suelos (Lal and Shukla, 2004).

Los poros del suelo presentan una gran heterogeneidad en cuanto a su tamaño, forma, orientación, distribución y origen. Referente al tamaño, se diferencian de forma tradicional los conceptos de macroporosidad (Porosidad no capilar caracterizada por los espacios más grandes que a menudo se presentan en forma de grietas que separan a los agregados y cuya importancia depende principalmente de la estructura) y microporosidad o porosidad capilar (Comprende aquellos huecos que aparecen en el suelo cuando después de mojado es desecado. También depende de la estructura, pero sobre todo de la textura y de la actividad biológica). El límite entre la macro y microporosidad es arbitrario, y está fijado por algunos autores en un diámetro de poros de 10 μm para unos y de 8 μm para otros. Otras clasificaciones de poros atendiendo a su tamaño son la de Oden (1957), que distingue entre poros gruesos (200 μm), poros

medios (200-60-20 μm), poros finos (20-6-2 μm) y microporos (0.2 μm); la clasificación de Jongerius (1957), donde distingue microporos (<30 μm), a los que considera importantes como reserva para las plantas y microorganismos del suelo, mesoporos (30-100 μm), importantes para la renovación del aire, y para transportar y distribuir el agua, y macroporos (>100 μm), que constituyen las vías para la penetración del agua rápida y profundamente. Actualmente, es universalmente aceptada la clasificación propuesta por Brewer (1964), donde distingue cinco clases de poros: cryptoporos (<0.1 μm), ultramicroporos (<5 μm), macroporos muy finos (75-1000 μm), macroporos finos (1000-2000 μm), macroporos medios (2000-5000 μm) y macroporos gruesos (>5000 μm).

La formación de los poros está condicionada por numerosos factores como apilamiento mecánico de granos, floculación, agregación, procesos estacionales de hinchamiento-contracción, acción de mesofauna, destrucción de los sistemas radiculares de plantas, etc; e incluso cabe destacar además el papel de la estructura y textura (Lal and Shukla, 2004). La estructura ejerce una influencia directa sobre la macroporosidad, mientras que la textura regula la microporosidad. Los microporos retienen el agua necesaria para las plantas en los períodos secos, y los macroporos actúan como vías para la circulación rápida del agua y eliminación de su exceso a niveles más profundos, además de ser responsables de la aireación del suelo. Así pues, si la microporosidad es muy importante para procurar la fertilidad de los suelos durante los períodos secos, igual o incluso más importante es la macroporosidad, ya que posibilita un reparto rápido del agua a los microporos y regula la aireación del suelo, permitiendo que el medio no sea asfixiante. Así, el papel de ambas se complementa y su coexistencia, en un porcentaje adecuado, es necesaria para la fertilidad física del suelo, y por tanto, para la calidad del mismo (Baver, 1940).

Respecto a la morfología de los poros Brewer (1964) distingue los siguientes tipos:

- *Huecos de empaquetamiento*: Son debidos al libre apilamiento mecánico de granos individuales (partículas simples o agregadas) de diferentes tamaños y naturaleza. Generalmente son equidimensionales, aunque también pueden ser planares. Presentan normalmente orientación, distribución aleatoria, y se encuentran interconectados entre sí. Éstos a su vez se dividen en *huecos de empaquetamiento simple*, formados por el empaquetamiento de granos individuales de esqueleto y presentan una distribución al azar, y *huecos de empaquetamiento compuesto*, formados a partir del empaquetamiento de partículas compuestas, como agregados que no se acomodan unos a otros dejando huecos entre ellos.
- *Cavidades*: Son poros relativamente grandes, que no se pueden justificar por el simple empaquetamiento de partículas, y no se encuentran interconectados entre sí. Presentan formas muy variadas, originadas por la acción de los coloides, arcillas y materia orgánica, que se movilizan, floculan y se agregan produciendo espacios vacíos.
- *Vesículas*: Tienen la característica de ser poros esféricos o elípticos de paredes lisas y contornos curvos y sencillos. Pueden ser equidimensionales, alargados achatados o arqueados, y se originan debido a las burbujas de gases, a la actividad biológica o también a la formación de lentejones de hielo.

- *Canales*: Son huecos significativamente más largos que aquellos que resultarían de un empaquetamiento normal de granos simples, y poseen una forma generalmente cilíndrica.
- *Cámaras*: Difieren de las cavidades en que sus paredes son regulares y pulidas. Generalmente se encuentran interconectadas a canales y, al igual que éstos, se les supone debidas a la actividad de la fauna.
- *Grietas*: Son poros simples que presentan forma planar, originados principalmente por los hinchamientos y contracciones durante los períodos húmedos y secos. Atendiendo a su forma y distribución, se diferencian grietas regulares (Huecos planares que atraviesan los materiales del suelo de una manera irregular) y grietas complejas (Huecos planares con una conformación de las paredes muy compleja).

Beckmann and Geyger (1970) establecieron también una clasificación de poros atendiendo a criterios morfológicos, donde distinguían dos grandes grupos: grietas y cavidades. Dentro de ellos diferenciaron algunos subgrupos en función de la rugosidad de las paredes.

Patrón morfológico general

Existen diferentes tipos de fábricas de suelos de acuerdo con los patrones morfológicos generales descritos por diferentes autores (Yong and Warkentin, 1975; Guillot, 1969 y 1987; Smart, 1977; Van Olphen, 1977; Swaran y Daud, 1980; Baize y Girard, 1990). Entre las más frecuentes destacan: *fábricas floculadas* (agregación de partículas y unidades de fábrica sin orientación específica), *al azar* (agregación de unidades de fábrica al azar y no en estrecho contacto), *dispersa* (existe algún grado de orientación en las unidades de fábrica, aplicado tanto al primero como al segundo orden), en *panal de abeja* (se compone de granos individuales de esqueleto limoso, floculados con arcilla, dejando grandes poros), en *castillo de naipes* (tipo de fábrica muy rara, debida en algunos casos a la actividad biológica, que se conforma con uniones cara-cara y cara-borde, adoptando una estructura de dominios cara-cara en agua dulce y sin ellos en agua salada, siempre que el medio no sea disturbado), *turboestrática* (fábrica donde la orientación preferencial es dentro del agregado, pero entre agregados no se mantiene dicha orientación), *castillo de libros* (estructura de flóculos con múltiples láminas), *browniana* (fábrica debida a un proceso sedimentario, donde las partículas grandes sedimentan de forma aproximadamente horizontal y las pequeñas, actuando como flóculos, las unen), *estructuras abiertas* (arriñonada, empaquetada y en dominios), *fábricas densas y fuertemente empaquetadas* (más densas que las del castillo de naipes y libros, y con ángulos de contacto cara-cara al azar), *esquelética*, *laminar*, *turbulenta*, *esponja*, *listones planos*, etc.

I.5.4.2. Métodos indirectos

Las características de la estructura se infieren a partir del estudio de propiedades relacionadas con la estructura. Entre ellas se encuentran la porosidad, retención de agua, permeabilidad, infiltración, textura, difracción de RX para estudiar la orientación de las partículas, densitometría de Rayos gamma, densitometría de microondas (utilizable desde satélites), tomografía computerizada de Rayos X, etc.

I.5.4.3. Modelos matemáticos

Los modelos matemáticos son técnicas de estudio de la estructura que suelen asociarse a las técnicas anteriores, tanto a las directas como a las indirectas. El empleo de modelos matemáticos intentan cuantificar numéricamente una propiedad eminentemente morfológica, y por tanto, cualitativa como es la estructura.

Entre los modelos matemáticos empleados hasta la fecha se distinguen: Los Modelos Fractales diseñados para la descripción de morfologías complejas difíciles de describir con la geometría euclídea tradicional. La morfología matemática, que incluye técnicas de análisis de imagen mediante ordenador y técnicas de tratamiento de imágenes bidimensionales, como de reconstrucción tridimensional a partir de imágenes seriadas. Técnicas de visión artificial, que incluyen técnicas de modelización de la información morfológica mediante sistemas informáticos de inteligencia artificial. Entre ellos destacan el empleo de redes neuronales, sistemas basados en conjuntos difusos, etc. Modelos deterministas o teóricos y modelos estadísticos, los cuales a diferencia de los primeros permiten la cuantificación del error aleatorio, y realizan un tratamiento adecuado de la incertidumbre experimental.

I.5.5. Estudio de la estabilidad de los agregados

La estabilidad estructural se establece o estudia mediante una serie de métodos que son indicativos del funcionamiento del suelo ante el manejo (cultivo, laboreo, riego, etc.). Desde los años 30 se han utilizado una docena de metodologías para medir la estabilidad de los agregados en todo el mundo, lo cual refleja el interés por el estudio de esta propiedad y la carencia de un método normalizado para dicho estudio. Esto es debido a la existencia de diferentes mecanismos de ruptura de agregados, que pueden explicar la estabilidad estructural, así como a determinadas razones metodológicas (Ortigosa, 2004).

I.5.5.1. Mecanismos de ruptura de los agregados

Existen diversos mecanismos físico-químicos y físicos que implican la ruptura de los agregados del suelo desde un nivel ultramicroscópico hasta el macroscópico (Tisdall y Oades, 1982; Elliot, 1986; Oades y Waters, 1991). Estos mecanismos pueden diferir en algunos aspectos como la naturaleza de unión entre partículas dentro de los agregados y en la naturaleza y distribución por tamaños de los productos de la disgregación, en la energía implicada en su ruptura y en la cinética del proceso de ruptura, en las propiedades del suelo que influyen en el mecanismo y en las condiciones físicas y químicas requeridas para la disgregación (Kemper y Rossenau, 1984; Truman et al., 1990; Farres, 1987; Römkens et al., 1990; Chan y Mullins, 1994).

I.5.5.1.1. Desagregación por colapso o estallido de agregados (slaking)

Este mecanismo de ruptura se produce cuando los agregados se sumergen en agua o se humedecen rápidamente, de forma que el agua penetra por los poros capilares, y ejerce una presión sobre el aire que éstos contenían, la cuál es superior a la fuerza de cohesión entre las partículas, estallando finalmente el agregado (Emerson, 1967). La desagregación por colapso disminuye con el aumento de la humedad del suelo, ya que se reduce el volumen de aire atrapado dentro de los agregados, y disminuye el gradiente

de potencial matricial (Panabokke y Quirk, 1957; Le Bissonnais, 1988; Truman et al., 1990).

I.5.5.1.2. *Dispersión físico-química*

La dispersión físico-química tiene lugar porque se reducen las fuerzas atractivas entre las partículas coloidales durante el humedecimiento (Emerson, 1967; Sumner, 1992). La dispersión se caracteriza principalmente por la generación de partículas elementales en lugar de microagregados, y depende principalmente del porcentaje de sodio intercambiable del suelo. Este proceso es uno de los más efectivos en la ruptura de agregados, y aumenta enormemente el efecto de los demás mecanismos de destrucción de agregados (Breson y Boiffin, 1990). La dispersión, generalmente, induce a un rápido encostramiento, y por tanto, disminuye la capacidad de infiltración de los suelos. (Ben-Hur et al., 1992).

I.5.5.1.3. *Ruptura por hinchamiento diferencial*

Se produce por el microagrietamiento de los agregados como consecuencia de hinchamientos y contracciones desiguales durante la humectación y el secado de la arcilla del suelo (Kheyrabi y Monnier, 1968). Aunque este mecanismo influye de forma menos severa sobre el proceso de infiltración que los mecanismos de ruptura por colapso de agregados o por dispersión, puede acelerar la formación de costras estructurales, reduciendo el tamaño medio de los agregados (Le Bissonnais y Le Souder, 1995).

I.5.5.1.4. *Ruptura mecánica por impacto de las gotas de agua*

Este mecanismo es el resultado de la presión comprensiva generada por impacto de gotas de lluvia sobre el suelo, haciendo que los fragmentos se desprendan y se proyecten por el llamado efecto salpicadura (Al-Durrah y Bradford, 1982; Farres, 1987). Este mecanismo cobra especial importancia en zonas de clima mediterráneo, debido a la escasa cubierta vegetal, que protege el suelo de tales impactos, y a la energía cinética que alcanzan las gotas de lluvia (Al-Durrah y Bradford, 1982; Nearing et al., 1987; Bradford y Huang, 1992).

I.5.5.2. Métodos de estudio de la estabilidad estructural

Existen gran número de métodos que pueden dividirse en dos grandes grupos: *Métodos indirectos*, donde se realiza una inferencia de la estabilidad a partir de otras propiedades como infiltración, porosidad, contenido de materia orgánica, permeabilidad del agua y el aire, etc., y los *métodos directos*, donde se intenta reproducir de forma artificial las condiciones actuantes cuando el suelo se somete a manejo o a fuerzas deformadoras naturales. Estos últimos métodos pueden ser de tres tipos: por vía húmeda, en los que los agregados se ponen en contacto con el agua, bien por inmersión o por capilaridad, y se observa la permanencia o destrucción con el tiempo (método de Tiulin 1928). En otros métodos se analizan muestras de la solución sobrenadante tras la inmersión para controlar la liberación de partículas menores de 50 μm (método de Middleton 1930 o de microagregación) o bien la liberación sales por parte del agregado. En el método de los agregados estables al agua se cuantifica el porcentaje de agregados estables al agua, de tamaño <0.25 mm, después de ser sometidos a procesos de humectación y

desagregación en agua (Kemper y Rosnau, 1986). En el método de estabilidad de los agregados ante el impacto de las gotas de agua (Imeson y Vis, 1984), se pueden aplicar dos tipos de test: el Test CND (Counting the Number of Drop-impacts), donde se contabiliza el número de impactos de gotas, desde una altura de 1 m, necesarios para la rotura o disgregación de un agregado, y en el Test TDI (Ten Drop Impacts), se somete a un agregado a la energía de diez impactos de gota, y se contabiliza la proporción de la muestra dispersada-agregada. El método de Emerson (1967) establece ocho clases de menor a mayor estabilidad, de acuerdo con la resistencia de los agregados al desmoronamiento en diferentes condiciones de humedad y con distintos tratamientos. El método combinado de Le Bissonnais (1995), utiliza tres tipos de tratamientos (humectación rápida, humectación lenta y humectación con agitación) para determinar la distribución de tamaños y el diámetro medio ponderado (MWD) de la fracción estable, después de dichos tratamientos, y posterior desagregación en etanol. En los métodos por vía seca se aplican diferentes fuerzas deformadoras sobre los agregados secos, por ejemplo tamizado con agitación, comprobando la disminución del tamaño medio de los agregados. El secado puede hacerse al aire o en estufa, y es igualmente crítico controlar el contenido de humedad. Finalmente, los métodos mixtos presentan algunas fases en vía seca y otras en vía húmeda, por ejemplo el método de Emerson.

I.6. ÍNDICES DE CALIDAD

La evaluación cuantitativa de la calidad de los suelos requiere la consideración de las múltiples funciones que éstos desempeñan, así como su variación en el tiempo y en el espacio. Por ello, la calidad del suelo no puede ser evaluada con un único número, como ocurre con los criterios aplicados a las medidas del agua, aire, etc. (Doran and Parkin, 2003). En este sentido, algunos investigadores han tratado de resolver dicho problema definiendo las funciones de la calidad del suelo, identificando los atributos de cada función y, finalmente, seleccionando un conjunto mínimo de indicadores para medir cada atributo (Doran and Parkin, 1994; Karlen and Stott, 1994; Larson and Pierce, 1994).

Las funciones de los suelos son aquellas que éstos pueden desarrollar para satisfacer las necesidades humanas; y por tanto, los valores umbrales que se les asigne a los indicadores de calidad, deberán establecerse dependiendo del tipo de uso del suelo, y de la función específica del suelo, de mayor interés para la sociedad. Así, por ejemplo, en los bosques reforestados, la función de los suelos de mayor interés, es el mantenimiento de la productividad de los árboles. Por el contrario, en otras situaciones, podrán ser de mayor interés otro tipo de funciones de los suelos, como por ejemplo, el mantenimiento de la productividad agraria (Kelting et al., 1999).

Entre las funciones de los suelos forestales podemos incluir, aparte del mantenimiento de la productividad de las plantas, la regulación de los ciclos hidrológicos forestales, la regulación del balance de carbono y, la biorremediación de productos residuales. Para poder desempeñar estas funciones, se deben mantener ciertos atributos. Concretamente, para soportar la productividad de las plantas, Larson and Pierce (1994) afirmaron que un suelo debe:

1. Promover el crecimiento de las raíces.
2. Admitir, mantener y suministrar el agua.
3. Mantener y suministrar nutrientes.
4. Permitir el óptimo intercambio de gases.
5. Promover la actividad biológica.
6. Aceptar, mantener y liberar el carbono.

Cuando dichos atributos operan en su máximo potencial en un lugar determinado, es posible lograr una elevada calidad de los suelos y una alta productividad de las plantas (Kelting et al., 1999). No obstante, estos atributos no se pueden medir directamente, pero se pueden sustituir por indicadores que puedan ser evaluados y seleccionados basándose en la estrecha relación que mantengan con el atributo en cuestión, en su baja resistencia a las perturbaciones, en el conocimiento de la correlación entre el indicador y la función elegida, y en la relativa facilidad para medir dichos indicadores. Así, estos indicadores podrán ser variables simples, como por ejemplo la humedad del suelo, procesos variables, como la mineralización del nitrógeno, o una combinación compleja de varios indicadores, por ejemplo un índice de calidad del suelo que incluya medidas de densidad aparente, estabilidad de agregados, materia orgánica, etc. (Singh et al., 1990). Los indicadores complejos que incluyen combinaciones de varias propiedades de suelos, han sido calificadas como funciones de pedotransferencia (Bouma, 1989).

Una vez que han sido seleccionados los indicadores, es necesario desarrollar las curvas de suficiencia para cada indicador (Lambert, 1984; Olsen and Bell, 1990). Las curvas de suficiencia proporcionan el vínculo entre los atributos de calidad del suelo y la función deseable del modelo de calidad. De tal forma, si la función del modelo de calidad del suelo es mejorar la productividad de la cobertura vegetal, entonces las curvas de suficiencia deben mostrar la relación entre cada atributo de calidad y la productividad. Dichas curvas se han desarrollado basándose en la literatura, en la experimentación y en la experiencia profesional (Kelting et al., 1999).

Para integrar los valores de suficiencia en una evaluación simple de calidad del suelo, Karlen and Stott (1994) sugirieron un modelo simple en el que la calidad del suelo (Q) se determina según la expresión:

$$Q = q_1(wt) + q_2(wt) + \dots + q_k(wt).$$

Donde las variables q_k representan valores de suficiencia para los diferentes atributos de calidad del suelo, y wt el peso relativo aplicado a cada atributo. Los pesos relativos representan la importancia de cada atributo en la calidad del suelo en un lugar determinado, y también son asignados basándose en la literatura, en la experimentación y en la experiencia profesional. Hay que tener en cuenta con este modelo de evaluación de la calidad del suelo, que a pesar de medir los mismos atributos en sitios diferentes, los indicadores de cada atributo y sus respectivos valores umbrales, pueden variar en función de los suelos, del lugar y de los objetivos específicos (Kelting et al., 1999).

Otros índices de productividad de los suelos fueron, por ejemplo, el desarrollado por Storie (1993), desarrollado a partir de la textura, drenaje, profundidad del suelo, alcalinidad, y la morfología del perfil. Storie consideraba que la textura del suelo es un indicador subrogado de los efectos de la porosidad, infiltración y arado en la productividad de los suelos. Se asignó una clasificación numérica, con un rango desde el 0 al 100%, a cada propiedad del suelo, basada en un criterio subjetivo de los efectos que pueden producir cada propiedad de los suelos en su productividad (Kelting et al., 1999).

Kiniry et al. (1983) desarrollaron un modelo para determinar los efectos de la erosión en la productividad de los suelos. El método propuesto permitía relacionar varios atributos edáficos medidos en campo (agua disponible, densidad aparente, aireación, pH y conductividad eléctrica), con la productividad estimada experimentalmente, en un índice de calidad del suelo que denominaron Índice de Productividad (PI). Dicho índice se calculaba usando el modelo:

$$PI = \sum (A \times B \times C \times D \times E \times RI)_i$$

Donde A, B, C, D y E son valores determinados a través de relaciones de suficiencia estimadas para cada variable con respecto al crecimiento de las raíces y RI es el factor peso basado en la distribución ideal de la raíz, e i , representa los horizontes de los suelos.

Este modelo representó un avance significativo, debido a que no solamente fue utilizado para estimar la productividad de los suelos, sino que también podría ser utilizado para estimar los efectos de las prácticas de gestión agrícolas en la productividad de dichos suelos (Kelting et al., 1999).

Los principios de Kirini et al. (1983) fueron desarrollados en los trabajos de Gale and Grigal (1988) y Gale et al. (1991), quienes adaptaron el modelo PI para estimar la productividad de suelos forestales en Minnesota; obteniendo, dicho modelo, un gran potencial para ser utilizado como un indicador de la productividad de los suelos forestales gestionados, así como para evaluar los impactos producidos por el manejo de dichos suelos forestales en su productividad. Posteriormente, Burger y Kelting (1999) admitieron estas conclusiones, creando una ecuación básica, que genera un modelo de calidad, que podría proporcionar un índice de los efectos de la gestión de los suelos, en un conjunto mínimo de atributos de dichos suelos:

$$SQI = \sum_i [(RG \times wt) + (WS \times wt) + (NS \times wt) + (GE \times wt) + (BA \times wt)] \times WF_d$$

Donde SQI es el índice de calidad del suelo, RG la suficiencia para el crecimiento de la raíz, WS la suficiencia para el abastecimiento del agua, NS la suficiencia para el abastecimiento de nutrientes, GE la suficiencia para el intercambio de gases, BA la suficiencia para la actividad biológica, WF el peso para el volumen relativo de cada horizonte, i el horizonte del suelo, y wt el coeficiente de peso para cada atributo. Nuevamente, un aspecto esencial de este modelo de calidad del suelo son las curvas de suficiencia, las cuales definen las relaciones entre cada atributo de calidad del suelo, el correspondiente indicador y la productividad. Estas curvas de suficiencia también se obtuvieron mediante experimentos diseñados a tal efecto, o bien a partir de la bibliografía o experiencia personal en el caso de falta de datos (Burger and Kelting, 1999).

Se han desarrollado índices de calidad con fines agrícolas y otros con fines forestales (Wang and Gong, 1998; Karlen and Stott, 1994; Karlen et al., 2001). Todos ellos se basan en la obtención de condiciones idóneas para el crecimiento radicular, el cual está directamente relacionado con la productividad, con la ventaja de no estar influenciado por factores climáticos, enfermedades etc., que pueden alterar dicha productividad. Además tiene en cuenta el mantenimiento de las propiedades edáficas a largo plazo y pueden diseñarse para incluir otras funciones del suelo diferentes a la producción de biomasa.

Estos índices han sido obtenidos en su mayor parte para suelos desarrollados en climas húmedos, con condicionantes climáticas, edáficas y de vegetación muy diferentes a las existentes en las regiones con clima mediterráneo o climas áridos, perdiendo validez en estos casos y siendo necesario investigar nuevos índices adaptados a estas zonas.

En ambientes montañosos, estudios previos han mostrado que no existe un estándar universal de calidad del suelo (Powers et al., 1998; Burger and Kelting, 1998; Schoenholholtz et al., 2000; Pagedumroese et al., 2000). La dirección y el porcentaje de cambios en la calidad del suelo en ecosistemas montañosos controlados, depende del clima, de las condiciones propias de los suelos y de los usos del suelo. La mayoría de los estudios consideran aspectos individuales de la de la calidad del suelo (productividad biológica-calidad medioambiental) o los discuten separadamente (Ajabais et al., 1997; Pennock and van Kessel, 1997; Wang and Gong, 1998; Perie and Munson, 2000; Islam and Weil, 2000). En estos trabajos, es comprensible que el énfasis se centrara en el estudio de los tipos de componentes de calidad del suelo, dado que no hay un único estado puro del suelo, y las categorías de las propiedades y funciones de los suelos son ocasionalmente contradictorias (Sojka y Upchurch, 1999). Como resultado, los índices de calidad del suelo a menudo son de un valor limitado con respecto a la evaluación de las

transformaciones de los agrosistemas. Consecuentemente, para eludir el mal empleo del paradigma de la calidad del suelo en la evaluación de los indicadores de calidad dinámica (influenciados por el uso), se requiere la separación de ambientes edáficos con unos rangos climáticos y de propiedades edáficas limitados, identificación de propiedades nativas y actuales de los suelos dentro de cada ambiente, descripción de los cambios relativos en las propiedades y deducción del estado de las funciones individuales de los suelos.

Por tanto, de todo lo anterior habría que destacar como conclusión más importante, que la evaluación de la calidad del suelo requiere de uno o más juicios de valor y que todavía queda mucho por aprender sobre los recursos de los suelos y como la gestión de los mismos afecta a largo plazo a la sostenibilidad de dichos recursos (Mayhew and Alessi, 1998).

I.7. CALIDAD DEL SUELO EN AMBIENTES MONTAÑOSOS MEDITERRÁNEOS

Los problemas de degradación medioambiental originados por un uso inadecuado del suelo son especialmente críticos en los ecosistemas mediterráneos debido a sus peculiaridades climáticas. Los suelos de las regiones con clima mediterráneo presentan una gran fragilidad frente a las actuaciones antrópicas, especialmente aquellos que han sido cultivados o desforestados. Estos suelos pueden perder rápidamente el equilibrio funcional, ocasionando la incapacidad de los suelos para amortiguar los efectos de las prácticas agrícolas o agresiones ambientales, y conduciendo a un severo deterioro de su calidad, que puede llevar a la degradación permanente e irreversible de la productividad de la tierra y a la desertificación (Kang and Juo, 1986; Nardo et al., 1996; Islam et al., 1999).

La Comisión VIII "Soil and the Environment" de la Internacional Union of the Soil Scientists (IUSS) enfatizó que uno de los principales problemas medioambientales de las regiones que bordean el Mar Mediterráneo es la amenaza de la progresiva desertificación, debido a la erosión y el déficit de agua de los suelos (De Kimpe et al., 1999; Eswaran et al., 1999; Torrent, 1995; Hill et al., 1996; Rubio and Calvo, 1996; De la Rosa et al., 1999).

Según López-Bermúdez y Albadalejo (1990) los efectos negativos sobre la calidad de los suelos de las regiones mediterráneas, como consecuencia de un uso inadecuado de los mismos, se potencian por factores ambientales tales como el clima, debido al régimen de precipitaciones con largos períodos de sequía, interrumpidos por lluvias torrenciales, con gran poder erosivo, y a las elevadas temperaturas, especialmente durante la época estival, así como a las importantes tasas de insolación durante todo el año, que favorece la evapotranspiración y el riesgo de salinización de los suelos; los materiales litológicos, ya que los mas ampliamente representados en el sureste español son las rocas carbonatadas, los sedimentos cuaternarios y las formaciones de margas, que dan lugar a suelos fácilmente erosionables, y susceptibles de sufrir también fácilmente degradación física y biológica; la cobertura vegetal, pues en la región mediterránea tan solo se conserva en zonas muy reducidas (Parques Nacionales, Parques Naturales y Reservas) la vegetación natural; y el relieve, conformado en su mayor parte por montañas con pendientes muy elevadas, que favorecen la erosión de los suelos. Así pues, la degradación y erosión de estos suelos de las regiones mediterráneas, sometidos a un clima semiárido, será mas o menos considerable en función de la intensidad de las precipitaciones, de las temperaturas e insolación, de la cubierta vegetal, la litología, la topografía y los usos del suelo por el hombre.

Los ecosistemas montañosos mediterráneos son de gran valor frente al lento proceso de desertificación debido a la presencia en ellos de pocos bosques que quedan en la región y al hecho de ser las principales fuentes de recursos hídricos, asimismo muy escasos en la región. La calidad de los suelos en esos sitios es de importancia determinante para la calidad del medio ambiente resultante al ser los únicos sitios donde todas las funciones de los suelos se han conservado en su plenitud. El ser humano ha modificado los usos del suelo de los medio ambientes montañosos a través de sistemas de producción, a veces con un desconocimiento absoluto de los efectos ecológicos. La sostenibilidad ecológica de los usos del suelo en estas zonas de montaña mediterránea requiere que las funciones de los suelos, ciclo biogeoquímico, acumulación de agua,

almacenamiento y liberación, amortiguación y acumulación de energía, sean mantenidas (De Kimpe and Warkentin, 1998; Sazón, 1998).

En este sentido, la red de Parques Nacionales, Naturales y Zonas Protegidas de España, representan un intento por parte de la administración de proteger y preservar los ecosistemas de mayor interés medioambiental. Entre ellos se incluyen los principales ecosistemas montañosos de la región, que en el caso de la provincia de Almería se encuentran representados por el Parque Nacional de Sierra Nevada y el Parque Natural de Sierra de María-los Vélez. Este último presenta un notable interés medioambiental, al estar situado en una zona de gran aridez circundante y representar una singularidad geológica, botánica y ecológica, asimismo presenta un elevado valor paisajístico, ya que confluyen importantes núcleos montañosos con profundos valles y barrancos. Así, geológicamente se localiza en el accidente tectónico que pone en contacto las zonas Internas y la Zonas Externas de las Cordilleras Béticas, hecho que le confiere una importante complejidad tectónica. Por otro lado, desde el punto de vista botánico, se encuentra en el contacto entre dos grandes unidades biogeográficas como son las subprovincias Bética y Castellano-Maestrazgo-Manchega por sus sectores Guadiciano-Bacense y Manchego respectivamente, recibiendo asimismo, influencias de la provincia Murciano-Almeriense, lo que unido a la diversidad litológica, el amplio rango altitudinal, la abrupta orografía, así como la climatología, hacen de la zona un área rica a nivel florístico, fitosociológico, biogeográfico y ecológico, con numerosos endemismos vegetales y también animales. Todo ello origina una gran diversidad edáfica que junto a la inexistencia de estudios de calidad de suelos en ambientes calizos mediterráneos y al hecho de que en la actualidad se está elaborando el Plan Director del Parque que pretende la ordenación del uso del suelo para los próximos años, hacen de este Parque una zona idónea para abordar estudios de calidad, que pueden aportar criterios para el manejo y conservación de suelos en estos ambientes.

I.8. OBJETIVOS

Los problemas de degradación medioambiental originados por un uso inadecuado del suelo son especialmente críticos en los ecosistemas mediterráneos. La variabilidad altitudinal y las elevadas pendientes, junto con las altas tasas de insolación y las cortas y erráticas lluvias, perfilan a éstos como muy frágiles, especialmente los ecosistemas de montaña, que frecuentemente se encuentran bajo un severo riesgo de erosión y desertificación (Nardo et al., 1996; Islam et al., 1999; De Kimpe et al., 1999). Estos ecosistemas montañosos mediterráneos son de gran valor frente al lento proceso de desertificación, debido a la presencia en ellos de los escasos bosques que quedan en la región, y al hecho de ser las principales fuentes de recursos hídricos y los únicos sitios donde todas las funciones de los suelos se han conservado en su plenitud. Es por ello por lo que el mantenimiento de la calidad de los suelos en dichos ecosistemas es de gran importancia para la calidad del medio ambiente resultante (De Kimpe and Warkentin, 1998; Sazón, 1998).

El objetivo general del presente estudio es profundizar en el estudio de la calidad de los suelos de ambientes mediterráneos, empleando como modelo el Parque Natural de Sierra de María-Los Vélez, con especial énfasis en los efectos del cambio de uso sobre las propiedades y procesos condicionantes de la calidad, para establecer la sostenibilidad de cada uso. Nuestra intención es valorar esencialmente la calidad ambiental de los suelos en base a conocer la capacidad del suelo para realizar sus funciones ecológicas. Así mismo, se pretende ahondar en la base conceptual y las metodologías de estudio de la calidad del suelo, buscando indicadores apropiados para zonas de clima mediterráneo, así como en sus aplicaciones, especialmente las relativas a la sostenibilidad productiva y medioambiental.

A su vez, el estudio de calidad de los suelos del presente trabajo también pretende abordar con especial énfasis el análisis de la materia orgánica de los suelos bajo diferentes usos, ya que la materia orgánica es uno de los componentes del suelo con mayor trascendencia, al influir de forma decisiva en la mayor parte de sus propiedades, incluidas aquellas que afectan directamente a su calidad, como la porosidad, erodibilidad, estabilidad estructural y la población microbiana de los suelos. Hay que destacar que la mayor parte de los estudios de los factores que afectan a los procesos en el suelo, han enfatizado la influencia de la vegetación como factor clave en el ciclo biogeoquímico, reflejado en la composición del humus del suelo, e incluso, se ha documentado en numerosas ocasiones el papel dominante del sustrato geológico (Aranda, 1998). Sin embargo, estos modelos biogeoquímicos son poco aplicables a áreas montañosas mediterráneas, donde complejas interacciones entre una gran variedad de factores locales (topografía, vegetación, clima, material original y actuación antrópica) conducen a una especie de mosaico diversificado de formas de humus. Existen además, pese a la gran importancia de este indicador, pocos estudios profundos sobre las relaciones entre la composición y tipo de materia orgánica, y la calidad de los suelos.

Por otro lado, si bien la materia orgánica del suelo es un indicador clave de calidad, ya que influye en otras propiedades de los suelos, la actividad microbiana de los mismos actúa como un excelente indicador de su fertilidad biológica y bioquímica; pues es indiscutible la importancia del papel que desempeñan los microorganismos en los ciclos biogeoquímicos del suelo. A su vez, los indicadores de la actividad microbiana (carbono

de biomasa microbiana, respiración del suelo y algunas actividades enzimáticas), son los que resultan más sensibles a los cambios temporales que se producen en el suelo, generados por acción antrópica o por estrés medioambiental (Dick y Grupta, 1994; Vanhala y Ahtianen, 1994), e indican de forma precoz las variaciones en los niveles de materia orgánica del suelo. En este caso, los indicadores bioquímicos cobran especial importancia cuando se manejan suelos de clima semiárido, principalmente aquellos destinados a un uso eminentemente agrícola, ya que estos suelos presentan un elevado nivel de degradación. Los parámetros bioquímicos permitirían, debido a su elevada sensibilidad, conocer de una forma rápida y eficaz los cambios que se producen ante una puntual modificación de la calidad de dichos suelos (García et al., 2003).

La formación de agregados estables también desempeña un papel fundamental en la calidad del suelo, ya que protegen la materia orgánica de la descomposición microbiana, favorecen el incremento del espacio poroso, y por tanto, el movimiento y almacenaje de agua en el suelo, disminuyen la erosionabilidad, y favorecen el desarrollo radicular y actividad de la comunidad microbiana (Tate, 1995). De acuerdo con esto, la estructura del suelo está relacionada en última instancia con la mayor parte de los indicadores de calidad descritos en la bibliografía (Larson y Pierce, 1991; Doran y Parkin, 1994). La pérdida de estabilidad de la estructura, debido principalmente a la acción humana (cultivo o un manejo inadecuado del suelo), implica condiciones desfavorables para el crecimiento vegetal, como son pérdida de porosidad, aparición de estructuras masivas asfixiantes, encostramientos, etc., y afecta de forma negativa a otras propiedades edáficas como la textura, consistencia, permeabilidad, etc. (Oades, 1984; Capriel et al., 1992).

Todo ello justificaría, a la hora de estudiar la calidad de los suelos, un estudio más detallado de la evolución de la materia orgánica, propiedades bioquímicas y estructura de los suelos, y de su significado ecológico en el ambiente mediterráneo.

Para la consecución de este objetivo es necesario cubrir una serie de objetivos parciales:

- I) En primer lugar, se realizará un estudio básico de suelo para conocer sus características morfológicas, mineralógicas, propiedades, procesos y factores de formación (clima, vegetación, material original y relieve), y se estudiará el grado de importancia de dichos factores sobre la calidad del suelo en la zona de estudio.
- II) A continuación, se llevará a cabo el estudio de la calidad de los suelos de la zona de estudio seleccionando y cuantificando, en primer lugar, los indicadores de calidad que mejor expresen las funciones ecológicas que deben desarrollar los suelos en zonas áridas y semiáridas. En segundo lugar, se analizarán las relaciones existentes entre los indicadores de calidad, propiedades edáficas y variables ambientales (usos del suelo, vegetación, topografía, material original, parámetros climáticos tales como temperaturas, precipitaciones, insolación, etc.), y desarrollaremos índices prácticos para la evaluación in-situ de la calidad de los suelos realizando funciones de pedotransferencia mediante métodos estadísticos. Finalmente, los resultados se analizarán espacialmente (variables espacialmente distribuidas) y se plasmarán de forma cartográfica utilizando métodos geoestadísticos.

- III) Estudio de la naturaleza y grado de humificación de la materia orgánica, así como su incorporación a la fase mineral del suelo y su significado ecológico en ambientes mediterráneos, con especial énfasis el establecimiento de su resistencia a la degradación. Para ello se extraerán las diferentes fracciones de la materia orgánica de los horizontes Ah de los perfiles de suelo, y se aplicarán técnicas de espectroscopia visible e infrarroja a los ácidos húmicos purificados. Finalmente, se establecerán mediante técnicas estadísticas, las posibles relaciones entre los diferentes parámetros analíticos obtenidos, con otras variables edáficas y ambientales (topografía, insolación, vegetación, etc.).
- IV) Estudio de propiedades bioquímicas generales (carbono asociado a la biomasa, mineralización del nitrógeno, respiración microbiana, y actividad deshidrogenasa y catalasa), y propiedades bioquímicas específicas (actividad fosfodiesterasa, proteasa-caseína, ureasa y β -glucosidasa) de los horizontes superficiales de suelos bajo diferentes usos. Se establecerán además, mediante técnicas estadísticas, las relaciones existentes entre los datos de las propiedades bioquímicas obtenidos, y otras variables edáficas y topográficas.
- V) La estructura del suelo se estudiará a nivel micro y ultramicroestructural, mediante Microscopio Electrónico de Barrido, empleando el sistema de descripción mínima de la ultramicrofábrica propuesto por el Dr. Rafael Delgado Calvo-Flores, e investigando en detalle la naturaleza de los cementos húmicos, o en su caso, carbonatados, etc., mediante Espectrometría de Rayos-X de energía dispersiva (EDX) acoplada al SEM. Asimismo, se estudiará la estabilidad estructural de los agregados mediante tamizado en húmedo y su relación con los anteriores parámetros.

Los resultados obtenidos podrían ser de utilidad para optimizar la distribución del uso del suelo, generando criterios adecuados para planificación. Esto es de especial importancia para la elaboración de los Planes Directores de los Parques que pretenden la ordenación del uso del suelo para los próximos años y donde los criterios de calidad del suelo pueden jugar un papel fundamental.

I.9. ZONA DE ESTUDIO. PARQUE NATURAL DE SIERRA MARÍA-LOS VÉLEZ

El Parque Natural de Sierra María-Los Vélez está situado en la zona suroriental de la Península Ibérica, en el sector más septentrional de la provincia de Almería (Figura I.9.1). Geográficamente está ubicado en la comarca de Los Vélez y ocupa parte de los cuatro términos municipales: Vélez-Blanco, María, Chirivel y Vélez-Rubio.

En cuanto a su posición orográfica, el Parque Natural se estructura en torno al núcleo central de Sierra María, elevación montañosa situada en el sector centro-oriental de la Cordillera Bética, con una longitud de 10 km. En la parte nororiental ocupa parte de la Sierra del Gigante, separada de la Sierra de María por el valle del Río Claro. Ambas elevaciones montañosas constituyen una línea de divisorias que separan las cuencas del Guadalquivir y Segura. La zona de estudio, se encuentra por tanto delimitada, por los Llanos de Topares al Norte, por la depresión de Chirivel al Sur, al Oeste por la Sierra de Orce y al Este por el límite provincial Almería-Murcia (Figura I.9.2).

El Parque Natural fue declarado inicialmente por Decreto 236/1987 de 30 de septiembre, con una superficie de 9062 ha. Posteriormente sufrió dos ampliaciones, en la primera de ellas en 1989, ocupaba una superficie de 18962 ha. Finalmente, en el Decreto 78/94, de 5 de abril, que aprobaba el Plan de Ordenación de los Recursos Naturales y el Plan Rector de Uso y Gestión del Parque, la superficie quedó establecida en 22.500 ha y pasó a denominarse Parque Natural Sierra María-Los Vélez.

Se trata, por tanto, de una zona montañosa con topografía muy abrupta, formada por los núcleos montañosos de Sierra de María, El Maimón, Sierra Larga, Sierra del Gigante y La Muela, cuya máxima cota se sitúa en el vértice de María con 2045 m y el Mahimón con 1.761 m.

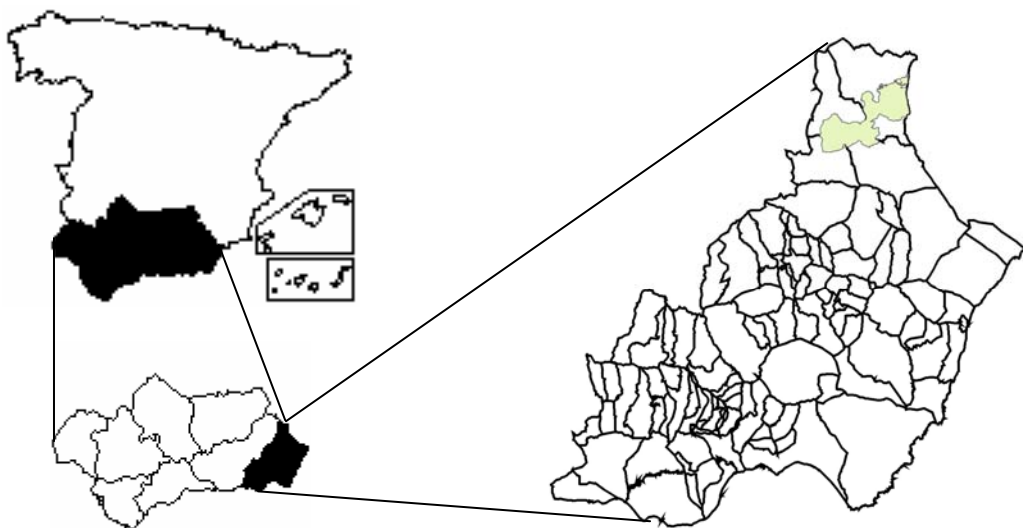


Figura I.9.1. Localización de la zona de estudio.

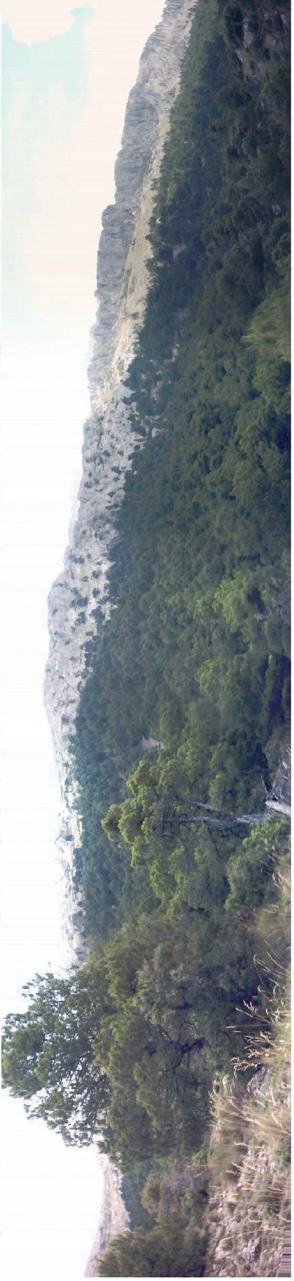
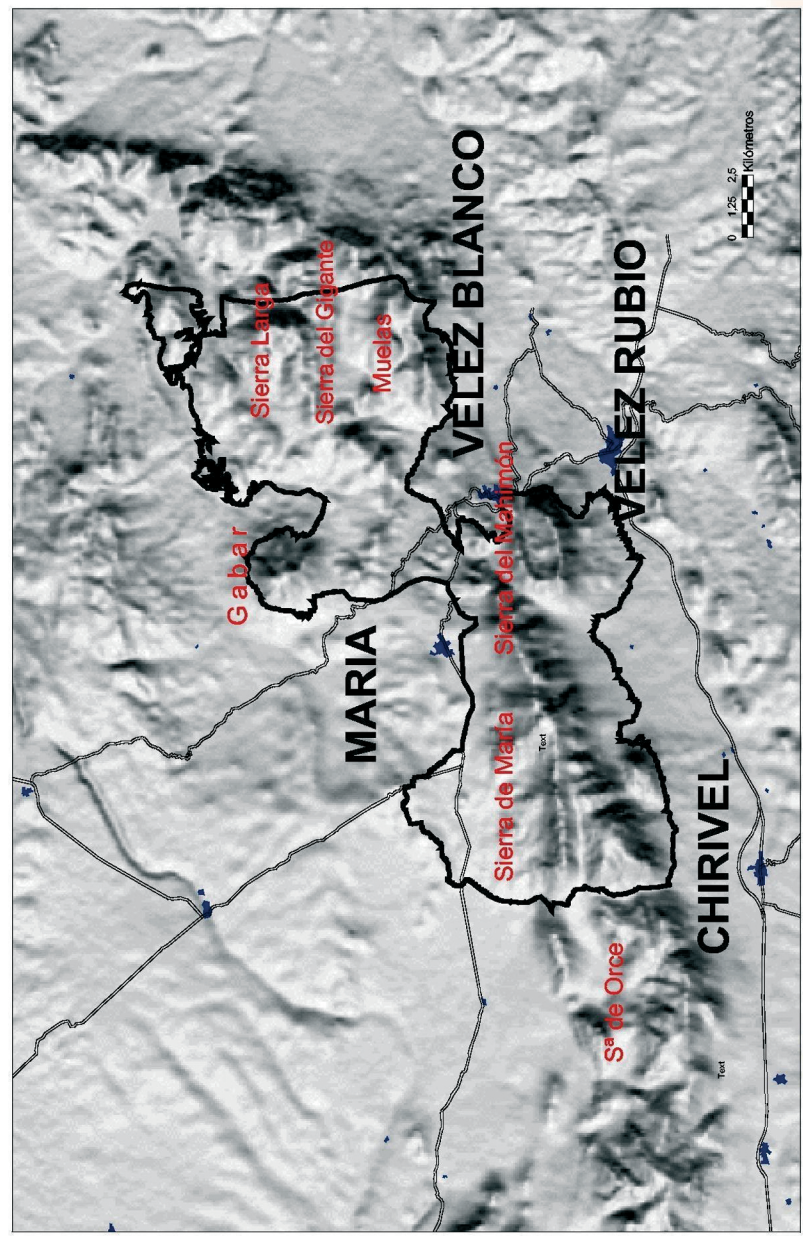
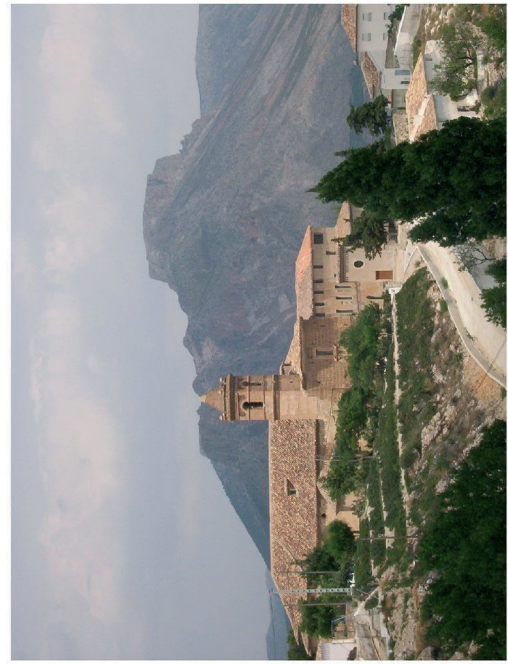
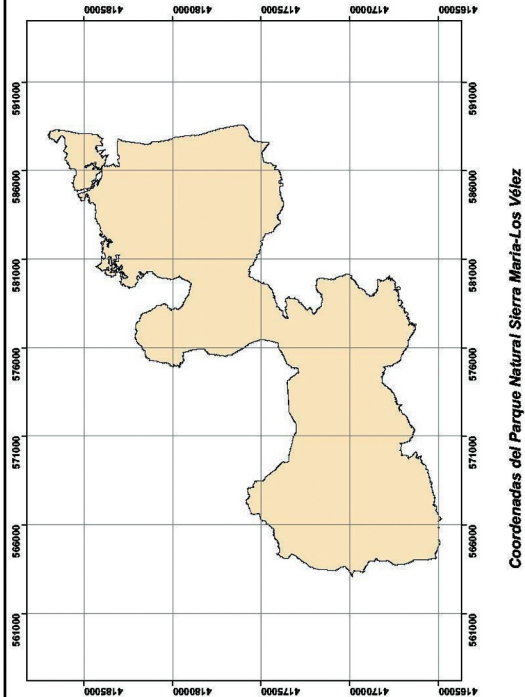


Figura I.9.2. Mapa de localización

NORTE DE LA PROVINCIA DE ALMERIA
PRESENTA UNA OROGRAFIA ABRUPTA
EXTENSION APROXIMADA: 22.892 ha
PERIMETRO:141,18 km

Hoja Nº 1
1

PARQUE NATURAL DE SIERRA MARÍA-LOS VÉLEZ

I.10. ANTECEDENTES SOBRE LA ZONA DE ESTUDIO

La zona correspondiente al actual Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, ha sido estudiada desde antiguo, tanto en su geología como su vegetación, al tratarse de un área de gran interés geológico y florístico.

Los primeros estudios geológicos corresponden al siglo XIX y hasta nuestros días ha sido objeto de continuas investigaciones por diversos geólogos holandeses y españoles fundamentalmente.

En 1856, Verneuil y Collomb, dividieron en tres grandes zonas diferenciadas estratigráfica y morfológicamente, la región de Vélez Rubio. El área de la Sierra de las Estancias correspondería al terreno metamórfico, los alrededores de Vélez Rubio pertenecerían al terreno nummulítico y las sierras María-Maimón, al terreno Jurásico.

Nickels y Brouwer (1904), afirmaron que en la región se produjeron importantes cabalgamientos y consideraron que los sedimentos rojizos presentes en los alrededores de la Sierra del Maimón pertenecen al Triásico.

Fallot y Bataller en 1928 afirmaron que en el Corredor de Vélez Rubio están presentes margas Cretácicas con lechos Eocenos locales integrados en una estructura sinclinal. Posteriormente, en 1929b, Fallot mencionó la aparición de sedimentos Neógenos en el SW de Vélez Rubio y tras comparar los cerros calizos de Chirivel-Vélez Rubio-Xiquena con la Sierra de Espuña, los consideró homólogos. En 1931, 1932b, 1933 y 1934, Fallot publicó datos acerca del Triásico, Liásico, Dogger y Jurásico Superior, donde comentó que el “Penibético” de Vélez Rubio en el Pliensbachiense es transgresivamente cubierto por sedimentos Lutecienses (Terciario). En 1943, dictaminó que en el Subbético de las Sierras María-Maimón-Gigante, estaría representado el Cretácico. Finalmente, en 1945, Fallot realizó transversales por las Sierras del Maimón y María, describiendo someramente la geología de las mismas. Por otro lado, adoptó el mismo punto de vista que Blumenthal (1933), rescindiendo de la idea de que los cerros existentes entre Chirivel-Xiquena constituían la cobertura estratigráfica original del Maláguide; considerando, por el contrario, que pertenecen al dominio Subbético.

LLopis LLado (1955) opinaba que las calizas y las dolomías del sector Sur del “Corredor de Vélez Rubio” pertenecerían al Rhetiense, las areniscas rojizas a la edad Triásica Inferior, supuso también, que todos los yesos corresponderían al Keuper, el Jurásico tan sólo estaría representado en la Sierra del Maimón y el propio Corredor estaría relleno por margas del Cretácico Superior.

Dicha zona, el “Corredor de Vélez Rubio”, cuyo nombre fue introducido por Blumenthal en 1933, aunque otros autores se refirieron al mismo empleando nombres diferentes tales como “Zona Intermedia” (Soediono, 1971; Geel, 1973), “Cicatriz de Vélez Rubio” por Mac Gillavry en 1963 y más recientemente denominado “Falla Nordbética” por Leblanc y Olivier (1984), ha atraído en los últimos años a diversos autores exponiendo distintas hipótesis sobre su génesis.

El corredor es una depresión de unos 60 kms de largo y entre 5 y 10 de ancho, separa la Zona Externa de la Interna de la Cordillera Bética, es decir el Subbético Interno del Subbético Medio. Al Sur del mismo se hallan afloramientos Alpujárrides en

Tonosa, las Estancias, el Cabezo..., en una posición más meridional, afloramientos Nevado-Filábrides en Sierra de los Filabres, al Norte Sierra María y Mahimón (Andreo Navarro, B; 1990).

Autores como Broker (1926) y Fallot (1948) aseguran que el corredor es la zona frontal de los mantos béticos cabalgantes. Según Llopis LLado, 1945 y Mac Gillavry, 1963 y 1964, se trata de una zona de origen del Complejo Maláguide cabalgante hacia el Sur. Durand y Delga (1966) afirmaron que el corredor es una zona de succión simétrica, en un primer estadio de los Complejos Internos hacia el Norte, y en un segundo estadio del Complejo Externo hacia el Sur. Finalmente, Hermes 1978, 1984 y 1985 y Van De Fliert et al 1980, dictaminaron que el corredor es una de las principales fallas transcurrentes del Sistema de Fallas Béticas; apoyándose en la similitud morfológica con la falla transcurrente de Great Glen de Escocia, la verticalidad de los contactos del corredor y en la presencia de rocas exóticas que pueden proceder del Flysch de Gibraltar (Hermes, 1978, 1984 y 1985), para formular esta última hipótesis.

En 1959 miembros de la Universidad de Ámsterdam y de la Universidad libre de esta misma ciudad llevaron a cabo detalladas investigaciones en el área de Vélez Rubio. Roep, Geel y Soedonio bajo la dirección de Mac Gillavry cartografiaron las zonas de Xiquena, Vélez Rubio y Chirivel respectivamente con especial énfasis en la estratigrafía de las rocas no metamórficas. Soediono (1971) y (Geel) 1973, trabajaron en el Mojonar y Maimón respectivamente en sus tesis doctorales, describiendo con precisión las distintas formaciones terciarias que se hallan entre la zona Bética y Subbética. Consideraron también, que el Subbético y el Penibético corresponden a una misma unidad paleogeográfica y tectónica. Posteriormente, De Clero et al. (1975), modificó ligeramente esta división. Finalmente, miembros de la escuela Española discrepan de dichos criterios, como se pone de manifiesto en la Hoja de Vélez Rubio y Orce (Baena et al, 1977 y 1979) y la Hoja de Chirivel y Vélez Rubio (Voermans et al, 1979 y 1978) del Mapa Geológico del Instituto Geológico y Minero de España, escala 1:50.000, donde consideran que en las Cordilleras Béticas existen dos unidades tectónicas claramente diferenciadas: la unidad inferior denominada Subbético (Subbético Medio) y la superior Penibético (Subbético Interno). No obstante, la posición de las Sierras de María y del Maimón en el límite entre las Zonas Externas e Internas de la Cordillera Bética hace que la complejidad estructural del área estudiada sea enorme y dificulte cualquier estudio geológico que se pretenda realizar en esta zona.

Hermes (1978, 1984 y 1985) aprobó la hipótesis propuesta por los autores españoles y defendió el supuesto de que la estructura observada en el límite entre las Zonas Externas e Internas de la Cordillera Bética es el resultado de movimientos laterales (Sistema de Fallas Béticas de naturaleza transcurrente). Van de Fliert et al (1980) compararon el Sistema de Fallas Béticas, definidas por Hermes (1978) como transcurrentes, con la Zona de Falla Sorong de Irian Jaya (Nueva Guinea Oeste) y las anomalías estratigráficas asociadas. Sin embargo, Soediono (1971), Geel (1973), Baena et al (1977), consideran que las calizas jurásicas de las Sierras de María y Maimón situadas en dicho límite de la Cordillera Bética, constituyen mantos de corrimiento sobre los materiales Cretácicos y Terciarios.

Respecto a la hidrogeología del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, Moreno Calvillo (1981) y Moreno Calvillo et al (1983), contabilizaron 28 manantiales relacionados de forma directa con el sistema acuífero de las Sierras de María y Maimón

y estudiaron sus características físico-químicas, geométricas e hidráulicas. Afirmaron que dichas sierras presentan un sistema acuífero figurado, pero no kárstico, sin grandes conductos de circulación preferencial. Así mismo, consideraron que las únicas entradas al sistema procederían de la infiltración directa de las precipitaciones; y finalizan su trabajo esbozando algunas propuestas para llevar a cabo la regulación de dicho sistema.

En 1983, Moreno Cayuela también escribió acerca de la hidrogeología de dichas sierras, y propuso una serie de consejos para el mejor aprovechamiento del sistema destacando la inadecuada explotación de las aguas del mismo.

En 1991, Antonio González resumió las principales características hidrogeológicas del sistema acuífero carbonatado formado por las Sierras de la Muela y el Gigante, tras una recopilación preliminar de las características climáticas y geológicas de la zona de estudio. Finalmente, desarrolla unas reflexiones acerca de la hidroquímica, geometría, funcionamiento y balance hídrico de dicha unidad.

Por otro lado, el catálogo florístico de la zona de estudio, se ha basado en las numerosas herborizaciones que ya comenzaron en 1565, en el Norte de la provincia de Almería, por Ciusio, el cuál recolectó ejemplares de “Pino laricio” en la Sierra de María o la de Baza; se completa con posteriores herborizaciones realizadas por Willkomm (1845), Funk (1848), Clemente (1888), D. P. Porta, que herborizó Vélez Blanco, María y Sierra María, publicando en 1892 un listado de plantas tales como *Acer granatense*, *Silene boryi*, *Genista lobelii*, *Galacites pumila*, etc., Rigo (1895), Kheil (1897), Reverchon (1899), el cuál tomo Vélez Rubio como centro de herborizaciones, y cuyo listado de plantas más interesantes recolectadas por éste, fue publicado posteriormente (1905) por J. Hervier. Gros herborizó en el Maimón en 1921, Ellman y Sandwith visitaron la Sierra de María en 1928 y 1932; T. M. Losa y S. Rivas Goday, en 1968 publicaron la primera parte de “Estudio florístico y geobotánica de la provincia de Almería”, y en 1974 se publicó la segunda parte de dicho trabajo, quedando éste incompleto ya que la última versión no salió a la luz. Finalmente, R. Lázaro, en 1987, permitió que se viera el manuscrito inédito. J. Ruiz De La Torre (1974), citaron *Quercus faginea* Subsp. *faginea* en diversas localizaciones próximas al territorio. F. Gómez, publicó un listado de plantas de la Sierra de María. Destaca también la tesis “Los recursos vegetales de las Sierras de María y Orce como base para la gestión de un Espacio Natural”, realizada por Miguel Cueto Romero, en la cuál realizó un catálogo florístico de la zona, bajo la revisión de trabajos donde recopiló todos los datos de su campo de conocimiento que pudieran aportar información útil para el desarrollo de su tesis, muestreó la vegetación de su zona de estudio, realizó una caracterización climática de dicha zona y planteó la ordenación de los usos del suelo de forma que se compaginaran la conservación del medio natural con el uso, disfrute y beneficio del mismo por parte del hombre. Otras publicaciones a destacar son las de Cueto et al (1991 y 1997) y Ríos (1996).

Respecto a la vegetación, en 1966, S. Rivas Goday describió la asociación Centáureo baeticae-Sideritidetum stachydioidis endémica de Sierra de María y el Maimón. Posteriormente, en 1972, este mismo autor con la colaboración de F. Esteve Chueca dio a conocer, entre otras, dos nuevas asociaciones: *Teucric compacti-Helichrysetum serotini* y *Euphorbio squamigeræ-Phagnaletum almerienses*. En 1987, S. Rivas Martínez, con la elaboración del “Mapa de series de vegetación de la Península Ibérica”, en el que presenta una cartografía de vegetación potencial. F. Valle et al

(1988), describió la asociación *Sideritido virgatae-Genistetum longipedis*, tomando parte de los inventarios en Sierra María.

Referente a la cartografía con temática vegetal, el mapa editado, más importante y completo, es el de las Series de Vegetación de España (Rivas Martínez, 1987). Otros trabajos cartográficos son los de Gómez Mercado y Valle (1988) y Gómez mercado (1989), referidos, en concreto, al Sur de la Península. Por otro lado, el Ministerio de Agricultura publicó el Mapa de Cultivos y Aprovechamientos de las hojas de Orce, Vélez Blanco, Vélez Rubio y Chirivel, en los años 1976, 1977 y 1978 a escala 1:50.000.

En referencia a los antecedentes edafológicos, el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez y sus estribaciones, se caracteriza por la diversidad edáfica presente, motivada por la existencia de distintos materiales geológicos, dada la situación estratégica que ocupan sus sierras en el límite entre las Zonas Externas e Internas de la Cordillera Bética, por el clima, la vegetación y la topografía, que conforma la disposición geográfica de sus núcleos montañosos, alineados de Oeste a Este, determinando la existencia de dos fisionomías totalmente dispares en las vertientes Norte, cubierta de extensas masas forestales, y Sur, con un aspecto árido desprovisto de formaciones arbóreas. (Cueto, 1997).

El equipo de la Estación Experimental del Zaidín (CSIC), así como los Departamentos Interfacultativos de Edafología y Química Agrícola de las Universidades de Granada y Sevilla, llevaron a cabo el estudio de las hojas de Orce (1990), Vélez Blanco (1993), Vélez Rubio (1992) y Chirivel (1991) respectivamente; donde se encargaron de la cartografía de suelos para el Proyecto de Lucha Contra la Desertización del Mediterráneo (LUCDEME), que presenta mapas edáficos a escala 1:100.000 basándose en los criterios y en la denominación según FAO (1977), y se realiza un estudio edafológico, dedicado por un lado a la descripción de los tipos de suelos más representativos del Parque y sus inmediaciones, y por otro se describen las relaciones de dichos suelos con el paisaje sobre el que se desarrollan.

En la tesis doctoral, Estudio edafológico de las Sierras de Orce y Maria (Martínez, J; 1981), se lleva a cabo una investigación de la génesis y geoquímica de los suelos, deducidas a partir de la morfología y las características físico-químicas de los mismos. Se analiza la influencia de los factores formadores en las características de dichos suelos y desarrolla además, una caracterización mineralógica de las arcillas extraídas de calizas y dolomías (residuo insoluble), constituidas principalmente por ilita, en menor proporción caolinita y clorita, y ocasionalmente, vermiculita, atapulgita, cuarzo y goethita. La fracción pesada estaría formada esencialmente por minerales metamórficos y resistentes a la alteración química, tales como epidota, granate, turmalina, honblenda y cloritoide. Acompañan como minoritarios rutilo, zircón, titanita, andalucita, etc. El mineral dominante de la fracción arcillosa de los suelos cacuminales sería la ilita, la cuál se altera a montmorillonita, presenta además, como minerales acompañantes caolinita clorita, cuarzo y goethita. Finalmente, realiza una clasificación de los suelos siguiendo el sistema americano de la Soil Taxonomy, éstos pertenecerían a los órdenes Mollisoles, Inceptisoles y Entisoles y corresponderían a Rendolls criócos líticos, Haploxerolls líticos y cálcicos, Calcixerolls páchicos, Palixerolls petrocálcicos, Xerochrepts calcixeróllicos, Xerorthents típicos, Xerorthents líticos y Cryorthents líticos. Establece también tres grandes conjuntos de suelos atendiendo a la zonación altitudinal, material original del suelo y al tipo de vegetación: Suelos de cima de

montaña, Cryorthents líticos y Rendolls crícos líticos, en altitudes superiores a 1900 m., Xerorthents líticos y Haploxerolls líticos en zonas cacuminales de menor altitud; suelos de pie de monte, Xerochrepts calcixeróllicos, Xerorthents palexeróllicos, Calcixerolls típicos, Palexerolls petrocálcicos, a cotas inferiores a 1300 m.; suelos de ladera, Haploxerolls líticos y cálcicos, Calcixerolls páchicos y típicos, Xerorthents líticos y típicos. Posteriormente, se publicaron dichos resultados en la revista *Anales sobre Edafología y Química Agrícola* en 1982a, 1982b, 1983a y 1983b.

También se realizó una descripción de los suelos del Parque, tomándose como obra de referencia “Ecología de los pinares españoles-Pinus halepensis Mill.” (J.M. Bandullo, 1972), donde se realizó un exhaustivo estudio de calidad de estación de la especie en función de condiciones climatológicas y edafológicas, en el Proyecto de Ordenación de tres montes pertenecientes al Ayuntamiento de María (Almería), de la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía (2000).

Amalia García Gea (1999), en su tesis doctoral, “Flora y vegetación de la Comarca de los Vélez (Almería)”, ya puso de manifiesto la importancia del conocimiento de los suelos en un estudio de vegetación debido al paralelismo existente entre la dinámica vegetal y la evolución edáfica. Para el estudio edáfico se sirvió de los mapas de suelos de las hojas de Chirivel y Vélez Rubio, así como de determinados trabajos realizados en su zona de estudio de Martínez Sánchez, 1981 y García Gea, 1987; incluyendo una descripción de las tipologías de suelos dominantes en el territorio (Leptosoles típicos, líticos, eútricos, rendzicos, mollicos y fluvisoles, Regosoles típicos, calcáricos y eútricos, Calcisoles háplicos, pétricos y lúvicos, Kastanozems típicos, calcáricos y eútricos), atendiendo al sistema de clasificación de FAO-ISRIC-ISSS (1998). En su tesis, García Gea, recopiló, vía bibliográfica, 1416 taxones vegetales citados para la zona de estudio; llevó a cabo un análisis florístico donde concedió gran importancia a las dicotiledonias, las cuales representaban un 84% del total de los taxones; apuntó la clara predominancia de los terófitos, seguidos de hemicriptófitos, fanerófitos, geófitos y con muy poca representación lianas, parásitas, helófitos e hidrófilos. Realizó también, un estudio fitosociológico donde reconocieron 24 clases de vegetación, poniendo de relieve la presencia de 84 asociaciones y 30 comunidades vegetales no adscritas a ninguna otra asociación conocida. Finalmente, reconoció 9 geoseries en su tratamiento geosinfitosociológico y un total de 3 pisos de vegetación en el análisis bioclimático.

En cuanto a los antecedentes de estudios de calidad de suelos en ambientes de alta montaña mediterránea, son muy escasos. Hay que destacar el estudio realizado por Sánchez-Marañón et al. (2001) desde una perspectiva medioambiental y a una escala regional sobre el macizo de Sierra Nevada con el objetivo de obtener información acerca de los efectos del uso del suelo sobre las propiedades y procesos condicionantes de la calidad. Establecieron cuatro ambientes edáficos representados por Xerolls, Xerepts, Cryepts y Orthents. En cada uno de ellos compararon varios indicadores de calidad del suelo bajo diferentes usos con los de suelos nativos. Los principales cambios adversos observados estuvieron relacionados con la compactación del suelo y pérdida de agentes cementantes. En este estudio se aporta un esquema de trabajo para abordar la sostenibilidad de diferentes usos del suelo en zonas de alta montaña mediterránea, en base indicadores de calidad, así como nuevos datos sobre calidad de la materia orgánica del suelo y de la estructura (SEM fabrics).

CAPÍTULO II: FACTORES FORMADORES

II.1. RELIEVE

II.1.1. Rasgos generales

El parque Natural de Sierra María-Los Vélez presenta un elevado valor paisajístico, ya que confluyen importantes núcleos montañosos con profundos valles y barrancos. Debido a la posición geográfica de las sierras, que se alinean de este a oeste, el Parque manifiesta fisionomías totalmente opuestas en sus vertientes norte y sur (Figura II.1.1.1). Las sierras orientadas al sur presentan un aspecto xérico, casi desprovistas de formaciones arbóreas, salvo en algunos pinares de repoblación, donde los procesos erosivos son importantes. Por el contrario, las sierras orientadas al norte están cubiertas de extensas masas arbóreas, contrastando el tono oscuro de dichas zonas con el tono más claro de los afloramientos calizos y dolomíticos que coronan las cumbres (Cueto, 1989).





Figura II.1.1.1. a) Ladera norte de Sierra María, con una densa cobertura vegetal de *Pinus halepensis*, *Pinus nigra* (en zonas de mayor altitud) y *Quercus ilex*. b) Ladera sur de Las Muelas con repoblación reciente en la base de *Pinus halepensis*.

En el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, se alcanzan cotas de hasta 2045 m. Entre los núcleos montañosos destaca el Maimón, cuya altura máxima es de 1760 m en el pico del Maimón. Su mitad norte está formada por una serie de cerros con alturas inferiores a 1400 m, mientras que la mitad sur, denominada por algunos autores Sierra de Maimón, está rodeada por dos estrechas cadenas montañosas, separadas por el Barranco de la Cruz del Pinar, cuyas alturas decrecen de oeste e este. La Sierra de María, que alcanza las alturas más elevadas (2045 m en el pico de María y 1948 en el Cabezo), manifiesta un fuerte contraste entre la vertiente norte y sur. La vertiente norte se encuentra cubierta de bosques naturales de pinos y encinas con una cubierta vegetal muy densa hasta los 1600-1700 m. A partir de esa altura dominan coscojares y afloramientos rocosos, donde se desarrollan numerosos endemismos animales y vegetales. Por el contrario, la vertiente sur está prácticamente desprovista de vegetación, impera un matorral degradado y la erosión es más importante. La Sierra de la Muela, que alcanza cotas de 1550 m en la Muela Grande, y de 1460 m en la Muela Chica, ambas separadas por el barranco del Salar, contienen bosques muy densos hacia el norte, mientras que sus caras sur, con una cobertura vegetal mucho más escasa, presentan pinares de repoblación de unos quince años de antigüedad. Aquí los sistemas de cárcavas dominan la zona debido a la erosión hídrica y la escasa vegetación. Destacan también, la Sierra Larga, con frondosos bosques cuya altitud está próxima a los 1400 m, y la Sierra del Gabar de hasta 1510 m.

Las áreas de cultivo alcanzan los 1200-1300 m en ambas vertientes, aunque son mucho más abundantes en la vertiente sur. No obstante, con la obtención de variedades

de floración tardía y resistentes a las heladas, cada vez es mayor el número de pies plantados (Cueto, 1989).

Una orografía muy abrupta, con un rango de alturas que oscila entre los 800 y 2.045 m, unida a la geología de la zona, la torrencialidad y escasez de precipitaciones, así como la intensa deforestación a la que fueron sometidos los bosques de encina y los matorrales asociados, determinan que el área presente un riesgo de erosión actual (Figura II.1.1.2) y potencial alto (Sinamba, 1997). Las inundaciones son frecuentes y los desprendimientos de suelo y rocas han cubierto extensos terrenos donde hoy se cultivan olivos y huertas (Ruiz-Salinas, 1991).



Figura II.1.1.2. Cárcavas producidas por erosión hídrica en el barranco de las Almohallas.

Desde el punto de vista hidrográfico, el Parque se encuentra situado en el límite de las cuencas hidrográficas del Segura (90% de su superficie) y del Guadalquivir (10%). Parte de la vertiente norte de la Sierra de María, desde la base del Pico de María hacia el oeste, vierte sus aguas a la cuenca del Guadiana Menor, afluente del río Guadalquivir; el resto del área pertenece a la cuenca del Segura.

La red fluvial está formada por numerosos barrancos y ramblas estacionales que se disponen en sentido perpendicular al eje de las zonas montañosas (Figura II.1.1.3), exceptuando el arroyo Taibena, el barranco de Molina y el barranco de la Cruz del Pinar. Este último, debido a su conformación topográfica, acumula el agua de sus laderas así como las procedentes de la nieve y el deshielo procedentes del Maimón, presentando una corriente de agua algo más duradera.

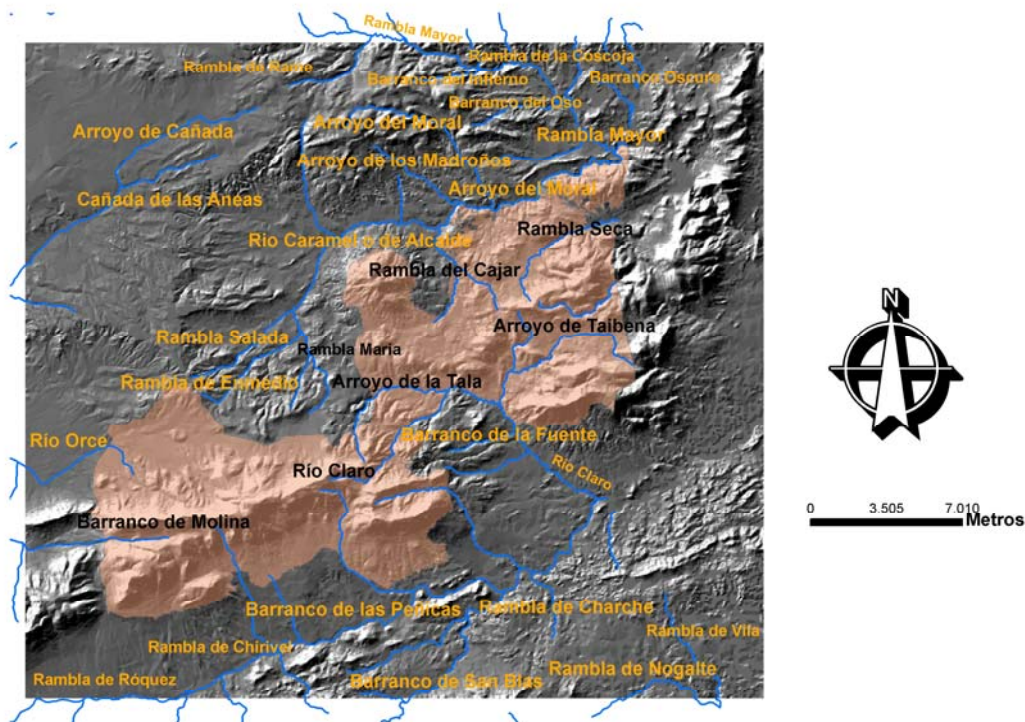


Figura II.1.1.3. Principales barrancos y ramblas que configuran la red hidrográfica del Parque. Extraído del Mapa Digital de Andalucía 1:100.000 de la Junta de Andalucía.

Entre los principales cursos de agua tan sólo el río Orce, que discurre por la parte occidental del Parque, pertenece a la cuenca del Guadalquivir. En la zona perteneciente a la cuenca del Segura se pueden encontrar la Rambla de Chirivel, en Sierra de María, al sur del límite del Parque Natural, el río Caramel, al norte del límite del Parque, y el río Claro, en el valle existente entre la Muela de Montalviche y el Maimón, que desemboca en la Rambla de Chirivel y discurre principalmente fuera del Parque Natural. Los cursos de agua de la cuenca del Segura son regulados aguas abajo en los embalses de Puentes y Valdeinfierno, en la provincia de Murcia. Todos ellos son de carácter estacional. Dentro del límite del Parque Natural no existe ningún curso de agua estable, si se exceptúa el que se origina en la fuente de Los Molinos y el del Barranco de la Fuente, que dan lugar a dos vegas.

II.1.2. Características topográficas

El Parque Natural de Sierra María-Los Vélez se caracteriza, desde el punto de vista morfológico, por su carácter montañoso como un factor predominante (Figura II.1.2.1). Así el 39.43% de la superficie total presenta pendientes superiores al 55%, el 70.22% de la superficie presenta pendientes comprendidas entre 13 y 55% y tan sólo el 8.32% de la zona de estudio presenta pendientes inferiores al 6%. La figura II.1.2.1 muestra el diagrama de distribución de la pendiente en el Parque Natural de Sierra María-los Vélez.

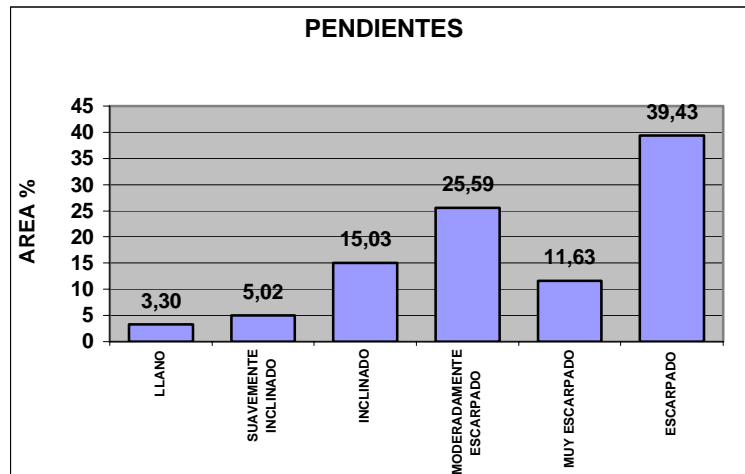


Figura II.1.2.1. Diagrama de distribución de la pendiente en el Parque Natural de Sierra María-los Vélez.

Existe una distribución casi simétrica de las orientaciones norte, 15.10% de la superficie total de la zona de estudio, sur, 17.75% de la superficie y este (8.30%), oeste (9.42%); siendo las orientaciones norte y sur las predominantes en la zona de estudio (Figura II.1.2.2). Esto es debido a la disposición geográfica y conformación estructural de las sierras del Parque, que se caracterizan por ser alargadas y estrechas en la dirección oeste-este como podemos observar en la figura II.1.2.2.

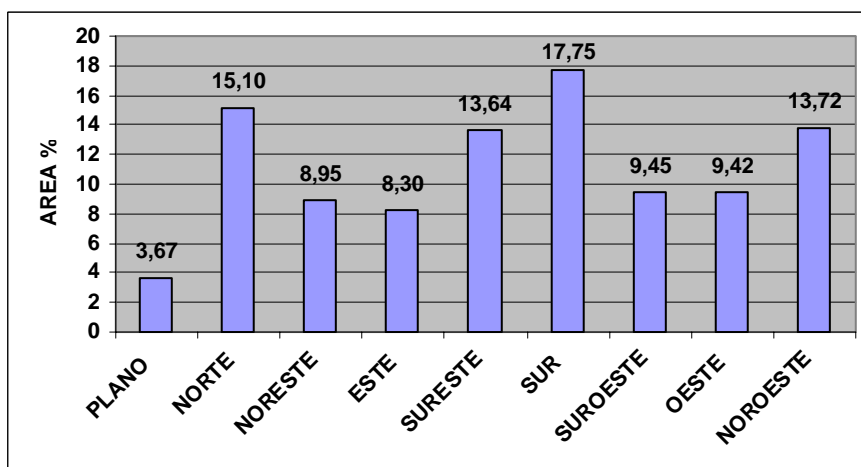


Figura II.1.2.2. Diagrama de distribución de las orientaciones en el Parque Natural de Sierra María-los Vélez.

Respecto a la curvatura longitudinal a la pendiente, el 46.17% de la superficie de estudio es cóncava, el 10.20% plana y el 43.63% es convexa. En dirección transversal a la pendiente, el 45.21% de la superficie de la zona de estudio es convexa, el 14.75% plana y el 40.04% presenta una curvatura transversal cóncava (Figura II.1.2.6).

La zona de estudio presenta en general una importante área de contribución, como nos muestra la figura II.1.2., ya que el 78.34% de la superficie total tiene un área de contribución inferior a 500 m². El 19.35% de la superficie únicamente recibe el agua de las precipitaciones y no de las localizaciones adyacentes, pues presenta un área drenada de 1 m². Tan sólo el 2.31% de la superficie presenta un valor de área de contribución importante, mayor de 500m², correspondiente a los cauces fluviales.

En general el índice W es elevado, lo cual indicaría la existencia de zonas donde se acumula el agua y no se evacua con facilidad, favoreciendo el desarrollo de la cubierta vegetal en tales zonas. Estos valores se explican por las importantes zonas de área drenada y serán más elevados en aquellas zonas donde la pendiente sea reducida. (Figuras II.1.2.3 y II.1.2.7).

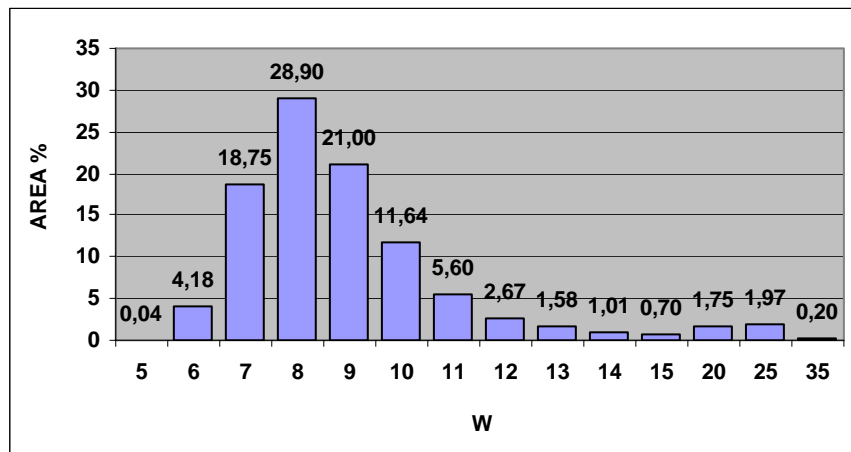


Figura II.1.2.3. Diagrama de distribución del Wetness index en el Parque Natural de Sierra María-los Vélez.

En la figura II.1.2.4 observamos que el 46.43% de la superficie, presenta un LSF mayor de 20, el 30.97% presenta valores entre 5 y 10 del LSF, y el 22.5% de la superficie de la zona de estudio, tiene un valor del LSF comprendido ente 10 y 15. Esto se traduce en un alto potencial para el transporte de sedimentos y por tanto, en la existencia de una importante erosión hídrica. Este índice se ve obviamente favorecido por la extensa área drenada, sobre todo en las partes más bajas de la ladera, y por las elevadas pendientes (Figura II.1.2.7).

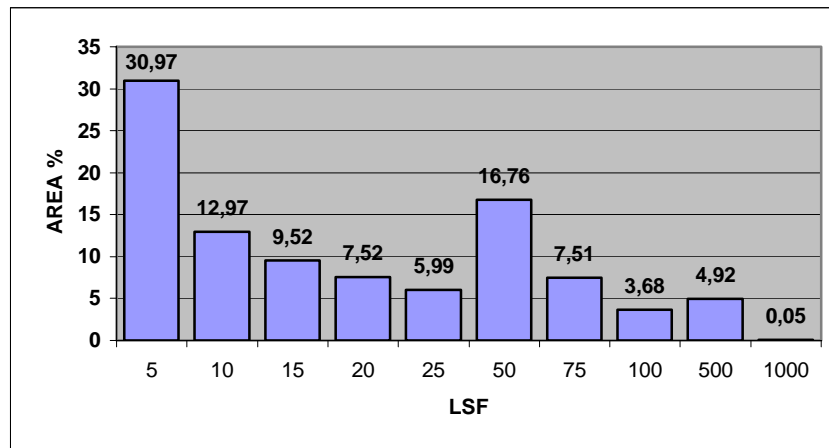


Figura II.1.2.4. Diagrama de distribución del índice de transporte potencial de sedimentos en el Parque Natural de Sierra María-los Vélez.

La red de drenaje no es demasiado densa pues tan sólo en el 4.64% del área estudiada, la distancia al cauce más próximo es inferior a 20 m. El 91.07% de la superficie está a menos de 500 m. (Figura II.1.2.7).

El contrastado patrón de radiación solar incidente de la zona de estudio (Figura II.1.2.5), pone de manifiesto la accidentada topografía. La insolación global de la zona de estudio, oscila entre 0 y 15 MJ en el Solsticio de Invierno, entre 0 y 25 MJ en los Equinoccios de Primavera y Otoño y entre 15 y 40 MJ en el Solsticio de Verano, como nos muestra la figura II.1.2.5. Las zonas planas reciben una mayor radiación solar directa a lo largo de todo el año, registrándose el máximo de 6784 W/m^2 en el Solsticio de Verano, (Figura II.1.2.8). Por el contrario, en invierno existen zonas que prácticamente no reciben radiación solar directa, debido a las sombras proyectadas por la topografía adyacente (Figura II.1.2.10). Las zonas de mayor altitud reciben menor número de horas de sol, registrándose el máximo de 7 horas en el Solsticio de Verano y 0 en aquellas que están además orientadas hacia el N, como podemos apreciar en las figuras II.1.2.8, II.1.2.9 y II.1.2.10.

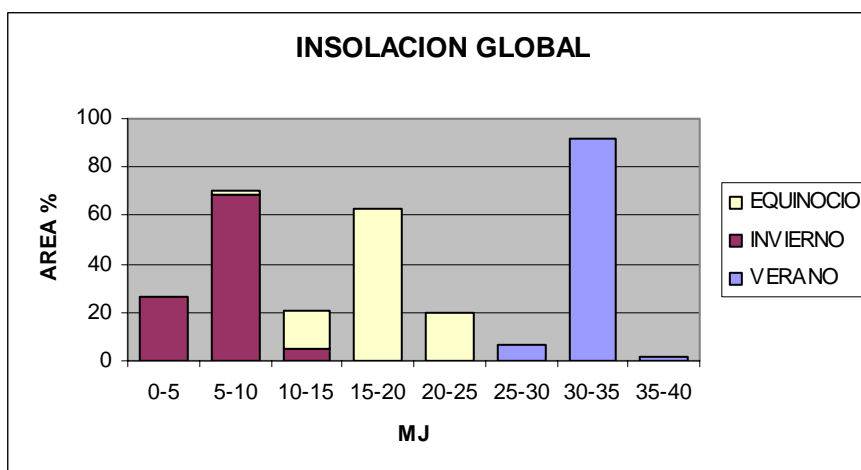


Figura II.1.2.5. Diagrama de distribución de la insolación global incidente en el Parque Natural de Sierra María-los Vélez.

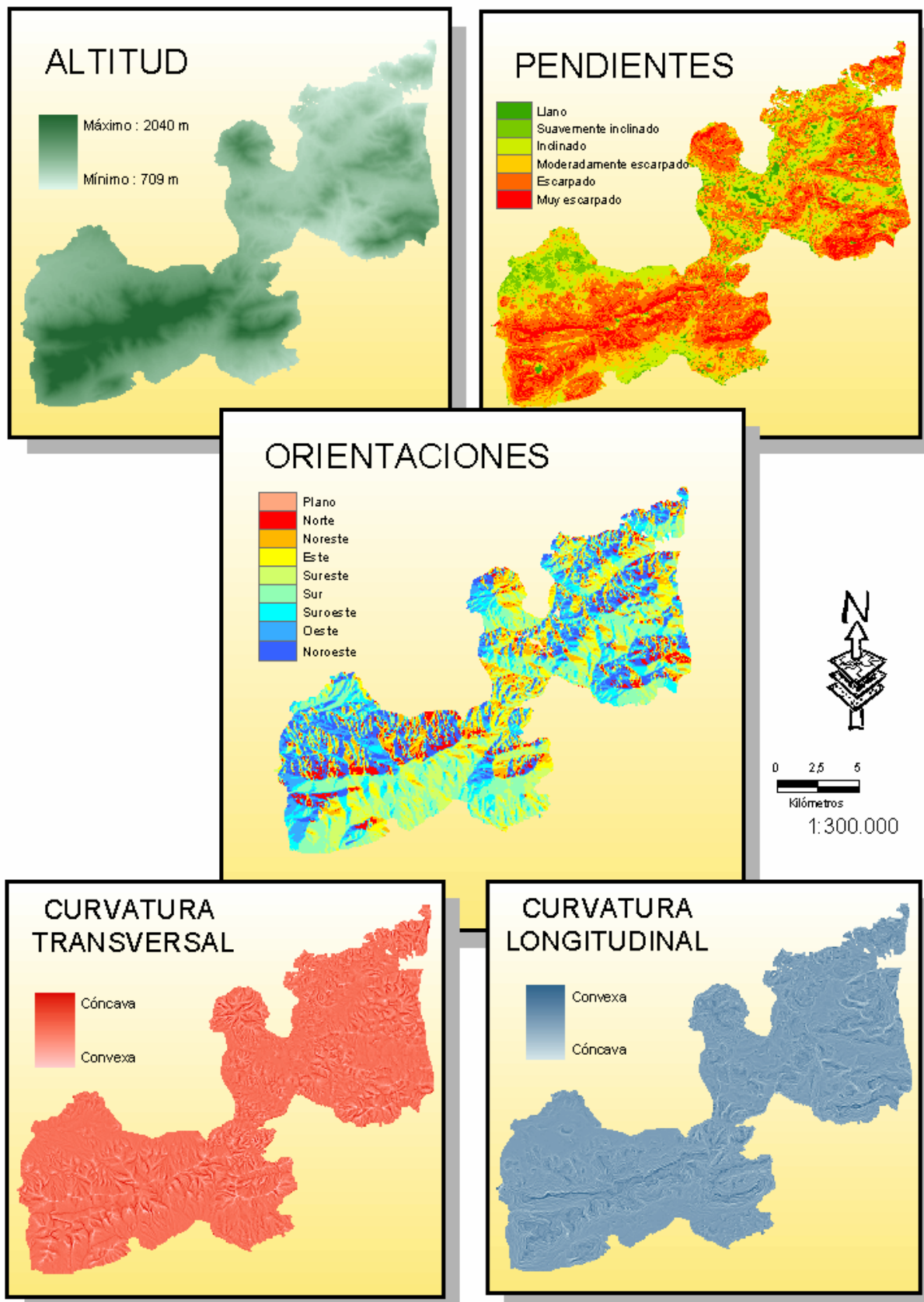


Figura II.1.2.6. Mapa de altitud, orientaciones, pendientes y curvaturas transversal y longitudinal en el Parque Natural Sierra María-Los Vélez.

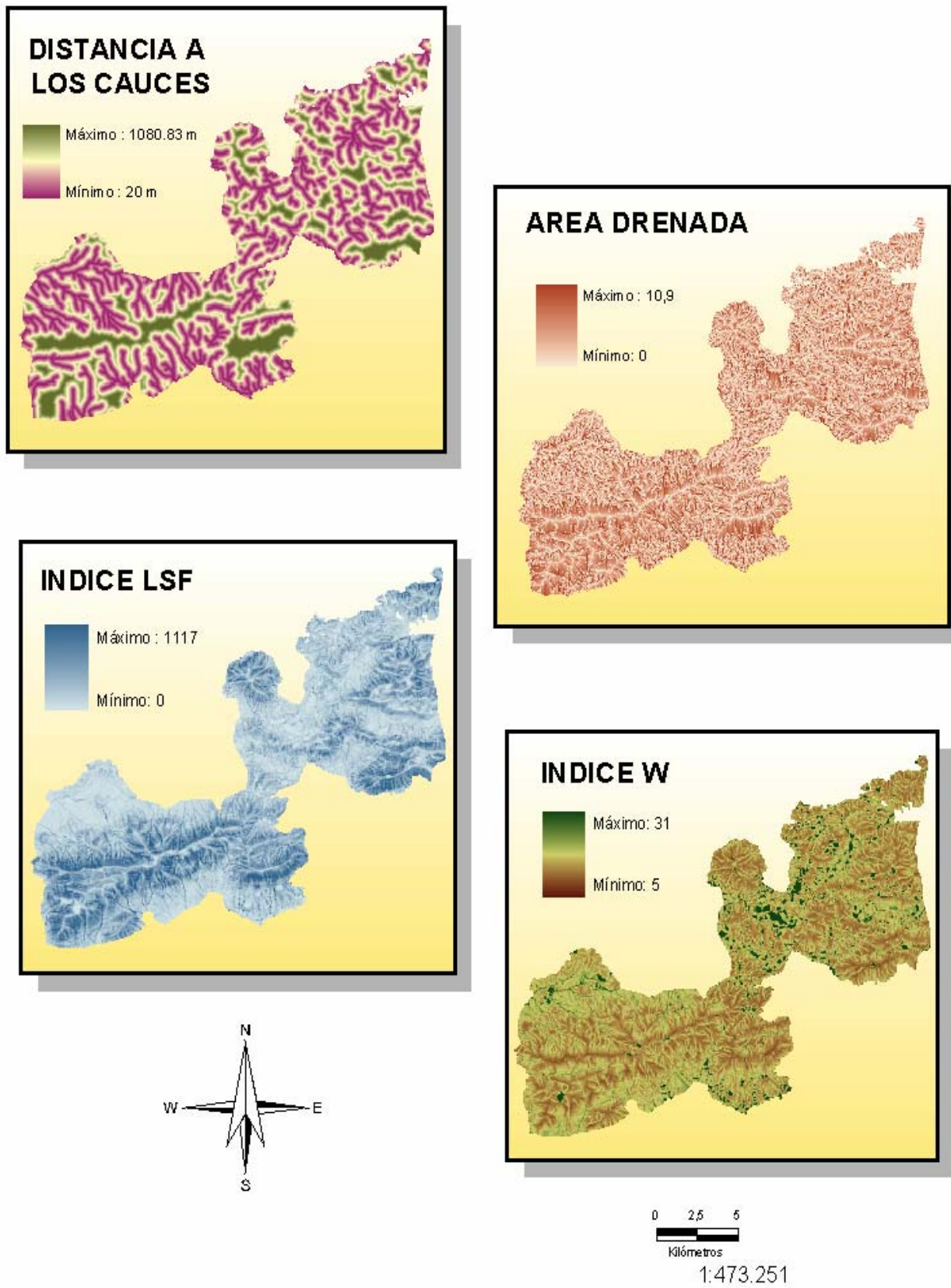


Figura II.1.2.7. Mapa de distancia a los cauces, área drenada, índice LSF y W en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez.

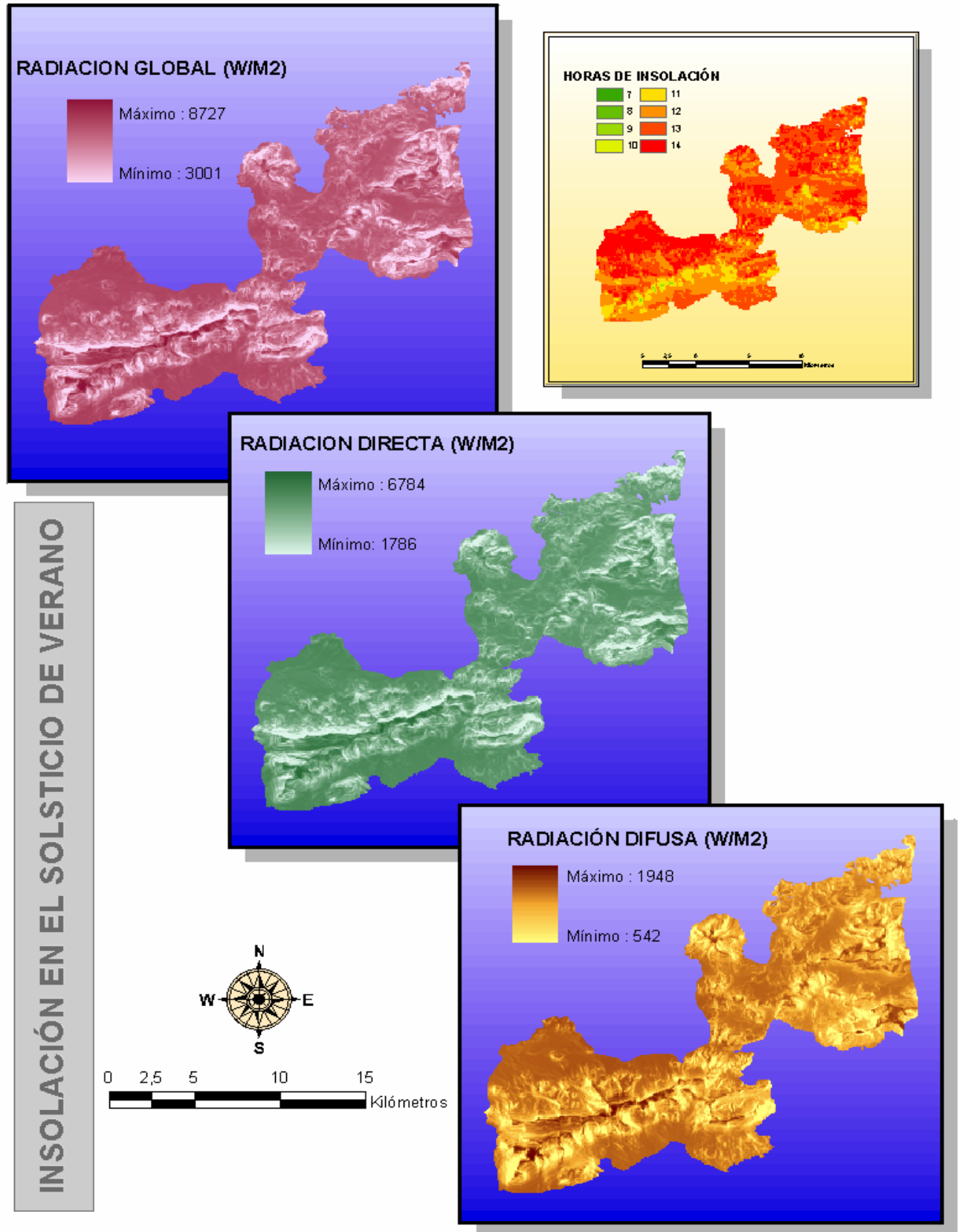


Figura II.1.2.8. Radiación global, directa y difusa en el Solsticio de Verano.

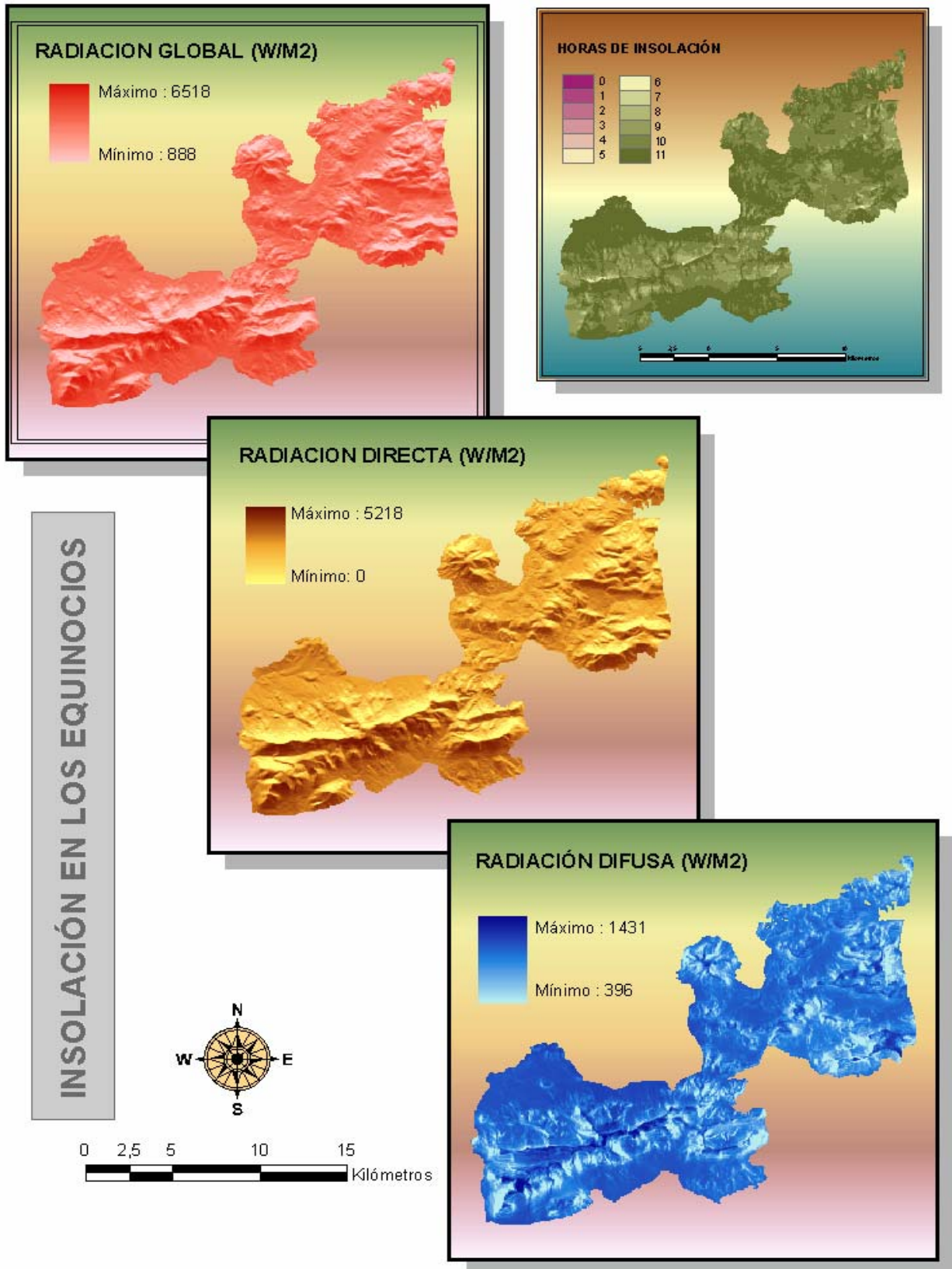


Figura II.1.2.9. Distribución de la radiación global, directa y difusa en los Equinoccios de Primavera y Otoño.

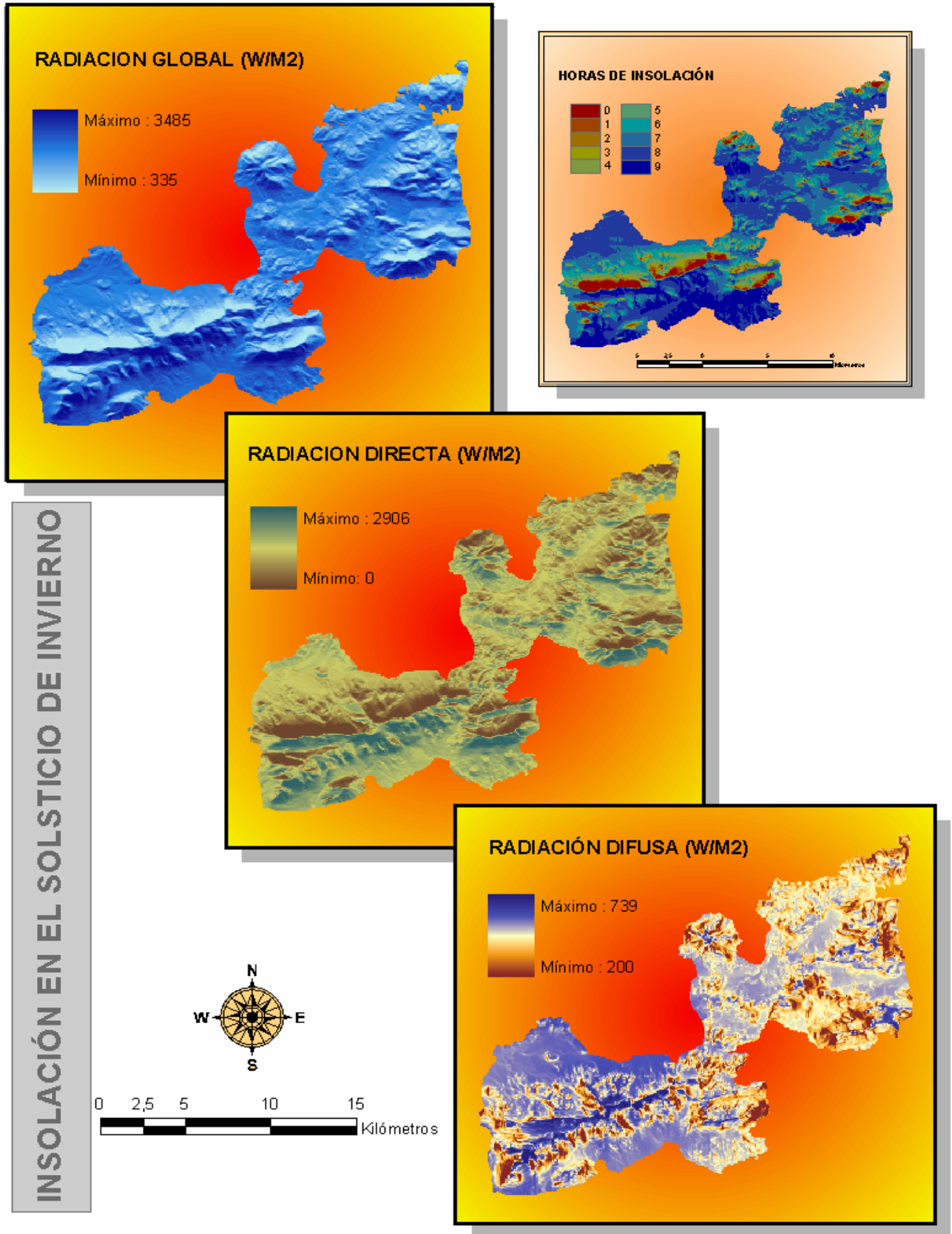


Figura II.1.2.10. Distribución de la radiación global, directa y difusa en el Solsticio de Invierno.

II.2. MATERIAL ORIGINAL

II.2.1. Enclave geológico

El Parque Natural Sierra María-Los Vélez, se halla encajado geológicamente en el sector oriental de las Cordilleras Béticas (Egea Pérez, 1986), dentro de las cuales se han diferenciado dos grandes unidades: Zonas Internas y Zonas Externas. Las Zonas Externas, están formadas mayoritariamente por materiales sedimentarios del Mesozoico y Terciario, en éstas se diferencian dos grandes conjuntos: el Prebético y el Subbético. Las Zonas Internas están constituidas por otros tres complejos tectónicos superpuestos, que de muro a techo son: el Nevado-Filábride, el Alpujárride y el Maláguide. Los materiales que integran estos tres complejos son principalmente metamórficos del Paleozoico. Sin embargo, en el Maláguide existen sedimentos Mesozoicos y Terciarios sin metamorfizar. (Andreo Navarro, B; 1990). Entre las Zonas Internas y Externas de las Cordilleras Béticas se diferencian algunas unidades litológicas que han sido adscritas a un dominio intermedio denominado Zonas Intermedias.

La zona de estudio se localiza al norte del accidente tectónico que pone en contacto las zonas Internas con la Zonas Externas de las Cordilleras béticas. Todos los materiales geológicos corresponden a las Zonas Externas y a las Zonas Intermedias. De acuerdo con Baena et al. (1979), Azema et al. (1979) y Hermes (1985), dentro de las Zonas Externas se diferencian dos unidades tectónicas y paleográficas: una inferior, o denominada Subbético (Subbético Medio) y otra superior, alóctona, o Penibético (Subbético Interno).

II.2.2. Historia geológica

El registro histórico del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez se remonta al Triásico, hace 200 millones de años (Junta de Andalucía, 1987). Los acontecimientos geológicos del área han sido el resultado de la interacción de tres factores: cambios del nivel del mar, tectónica y sedimentación (García-Hernández et al., 1989).

Durante el Triásico, el Parque se encontraba en el margen suroriental del Macizo Herpérico (meseta ibérica), próximo al mar de Tethys y sobre el terreno se desarrollaban importantes lechos fluviales que erosionaban los materiales paleozoicos de la orogenia Hercínica (Andreo Navarro, 1990) y depositaban arcillas rojas y areniscas en dicha zona. En el Triásico Superior, el mar comenzó a instalarse progresivamente sobre los sedimentos costeros triásicos, dando lugar a la sedimentación de calizas y, en menor grado, dolomías sobre estos. Después esta invasión marina sufrió un retroceso que conllevó la formación de áreas encharcadas hipersalinas en las que precipitaron yesos y otras sales.

Al finalizar el Triásico, debido a una nueva transgresión marina, se instaura un ambiente sedimentario dominado por una amplia plataforma subacuática abierta y poco profunda en la que se depositaron calizas de nuevo. En las zonas más expuestas a tormentas o grandes mareas se generaron facies oolíticas, y en las más protegidas facies micríticas y organógenas. Este ambiente se mantuvo estable hasta el Jurásico Inferior, hace 180 millones de años.

En el Pliensbachiense la acción de fallas en la extensa plataforma carbonatada originó la formación de fosas y umbrales en la cuenca marina. La creación de distintos ambientes sedimentarios ha servido de base para la división de las Zonas Externas en varios dominios, correspondiendo el Penibético al umbral más alejado de la costa.

La zona correspondiente al Penibético comenzó siendo poco profunda, como lo demuestran los depósitos de fangos carbonatados (calizas micríticas) que son propios de ambientes poco energéticos. El umbral fue ascendiendo progresivamente hacia la superficie marina, hasta quedar a poca profundidad, en la zona de afección del oleaje, donde se acumularon calizas oolíticas. En el Jurásico Superior, hace 150 millones de años, la tasa de sedimentación disminuyó y se formaron acúmulos de caparazones de cefalópodos (amonites y belemnites) en niveles de poco espesor.

En el tránsito entre el Jurásico y el Cretácico, hace 140 millones de años se produjo un nuevo cambio en el régimen de sedimentación, y tanto el Penibético como el Subbético registran ambientes de cuenca marina abierta, relativamente profunda y alejada de la costa, donde sedimentan fangos carbonatados y arcillas originando espesores de bastante entidad.

Estas condiciones generales de sedimentación se mantuvieron durante todo el Cretácico y parte del Paleógeno (60 millones de años), pero en determinados lugares se produjeron escarpes en el fondo marino debido a la acción de fracturas que favorecieron deslizamientos en masa hacia zonas más profundas. En estas zonas se depositaron materiales silíceos formados por el acúmulo de radiolarios o arcillas de composición especial.

Al comienzo de la era Terciaria, hace 60 millones de años, la situación se vuelve más irregular y hay sectores de la amplia cuenca marina que se sitúan temporalmente más próximos a la superficie del mar. Sobre estas zonas proliferan organismos bentónicos (nummulítidos), cuya concentración masiva da lugar a la formación de rocas constituidas exclusivamente por sus caparazones.

Al alcanzarse el Mioceno Inferior, hace 22 millones de años, se inicia la Orogenia Alpina, a partir de la cual es común la historia geológica de las Zonas Externas e Internas. En estas últimas, los esfuerzos tectónicos produjeron una intensa deformación y un metamorfismo local durante el Terciario Inferior. En el oligoceno comienzan a denudarse los relieves formados y se depositan las potentes secuencias areno-arcillosas de la Formación Solana.

Posteriormente, entre el Aquitaniense y el Burdigaliense (20 millones de años) las Zonas Internas comienzan a desplazarse hacia el Oeste y colisionan con el margen continental donde se habían depositado las Zonas Externas. Debido a esta colisión se originaron unas compresiones que hicieron que las Zonas Externas se deformaran y se estructuraran en mantos de cabalgamiento, de tal forma que las zonas más cercanas al área de colisión montan sobre las más alejadas, como ocurre con los materiales del Penibético que se superponen a los del Subbético dentro del Parque.

Durante todo el proceso de colisión entre las dos Zonas se crearon numerosas zonas emergidas que se erosionaron con gran rapidez, y otras deprimidas que fueron invadidas por el mar, y en las que se acumularon los productos de desmantelamiento

A partir de esta primera colisión, las Zonas Internas siguieron comprimiendo hacia el oeste y finalmente se produjo una gran fractura entre ambas zonas, denominada accidente de Cádiz-Alicante, con saltos en los materiales de varios cientos de kilómetros. La fractura estuvo en movimiento hasta el Mioceno Superior (10 millones de años), cuando dejó de ser activa. Dentro del Parque este accidente tectónico se sitúa en su borde meridional, el la vertiente sur de la Sierra de María y Gigante.

En el Mioceno Superior los esfuerzos tectónicos se atenúan y se produce una transgresión marina generalizada en toda la cordillera, que comienza con depósitos detríticos de conglomerados y areniscas que pasan progresivamente a sedimentos de cuenca abierta, con acumulación de importantes potencias de margas.

Al final del Mioceno se registra cierta reactivación tectónica, que origina la emersión definitiva de este sector de la cordillera originando relieves muy acusados que se corresponden con los existentes en la actualidad. En el Plioceno, hace 5 millones de años, comienza la denudación de estos relieves y la acumulación de sedimentos procedentes de ellos en corredores o zonas deprimidas, como el corredor de Chirivel en la vertiente meridional de Sierra de María, proceso que sigue activo en la actualidad.

II.2.3. Materiales Geológicos

II.2.3.1. Penibético

II.2.3.1.1. *Margas*

Las margas del ámbito Penibético se localizan en el sur de la sierra Tejera, norte de sierra María y en las inmediaciones de los Alamicos y Cerro del Portón (Figura II.2.3.1). Se trata de margas arcillosas rojas y verdes, a veces con bancos algo más arenosos, que contiene mineralizaciones ferruginosas y de manganeso, conjuntamente con intercalaciones de yeso. La edad de estas margas se estima entre el Triásico y Jurásico Inferior, y su formación paleográfica es cercana a la costa (Andrea Navarro, 1990).

II.2.3.1.2. *Dolomías y calizas*

Las dolomías y calizas dolomíticas de colores crema, beige, gris y rosa, pertenecientes al Lías Inferior, afloran extensamente al oeste de Vélez Blanco (norte del Maimón, Maimón Chico, Cerro Gordo...) y norte de Sierra María (Figura II.2.3.1). Dichos materiales tienen una potencia superior a 300 m, y carecen de fósiles, tan sólo presentan sombras de Equinodermos, Lamelibranquios y Algas.

Al sur de la sierra del Maimón, donde el proceso de dolomitización ha progresado menos, se observa un conjunto carbonatado de calcarenitas-calcilutitas con algas y foraminíferos bentónicos, presentes especialmente en el Oeste del Maimón, depositados en un ambiente submareal protegido; sedimentos laminados por algas, propios de medios perimareales; calcilutitas con grietas de desecación, en áreas intermareales altas y calizas de cantos negros, propios de llanuras supramareales. Así pues, las Sierras de María y el Maimón, formaron parte durante este período de una extensa plataforma carbonatada somera en la que se dieron varios ambientes (Andreo Navarro, 1990).

Las dolomías y calizas pertenecientes al Pliensbachiense-Tithónico, frecuentemente se encuentran atravesadas por silicificaciones en forma de nódulos y manchas de varios metros de espesor, donde se ha sustituido parcialmente el carbonato de la roca por sílice, incluyendo el núcleo de los oolitos.

En esta formación se diferencian tres tramos, todos ellos con abundante contenido en fósiles croforaminíferos, texturalidos, gasterópodos, etc. El tramo inferior está constituido por calizas micríticas y calizas rojizas algo nodulosas (Figura II.2.3.2), a veces con capas de calcarenita, presentan: *Textuláridos*, *Palaeodasycladus mediterraneus*, *Orbitopsella* cf. *Praecursor*, *Thaumatoporella parvovesiculifera* de edad Pliensbachiense s.l., y *Rhynchonella* aff. *varians* SCHLOTHEIM, R. aff. *bouchardi* DAVIDSON y *Spiriferina* cf. *monsteri* DAVIDSON de edad Toarciense.

El tramo medio posee bancos potentes y masivos de calizas oolíticas de color crema y blanco de unos 300 metros de potencia con trocholina, clypeína, *Protopeneroplis striata*, gasterópodos, lagénidos y pseudofenderina (Figura II.2.3.2), que comprenden el Dogger y a veces parte del Malm. Se trata de oosparitas y oointrasparitas con el 50-70% de oolitos, 20-25% de esparita y el resto fósiles e intraclastos.

En el tramo superior aparecen calizas micríticas con ostrácodos, textuláridos, *Globigerina oxfordiana*, “filamentos” e indicios de cuarzo, de unos 10-12 metros de espesor.

Por último, coronando la formación anterior, a veces aparece un pequeño afloramiento en Sierra María, con potencia inferior a 5 metros, de calizas nodulosas rojas con amonites (“Anmonítico rosso”) y radiolarios, saccocoma globochaete, lagénidos, etc.: *Taramelliceras* (*Fontannesella*) cf. *valentinum* FONTANNES, *Progeronia* cf. *progeron* VON AMMON, *Dichotomoceras* cf. *dichotomus* BUCKMAN, *Rasenia* cf. *involuta* SALFELD, *Eiaspidoceras perarmatum* SOWERBY, *Hybonotoceras* cf. *hibonotum* OPPEL; que indican una edad de Kimmeridgiense Inferior (Figura II.2.3.2).

II.2.3.1.3. Margas y radiolaritas

En la parte occidental de Sierra María (Barranco Molina, Pico Franco), se presentan de forma dispersa margas y radiolaritas verdes (Figura II.2.3.1), con edades entre Malm y Barremiense. Las radiolaritas desaparecen hacia el techo, donde se puede encontrar abundante microfauna, así como amonites, moluscos y equínidos.

Es frecuente encontrar unas brechas intraformacionales marcando el tránsito Jurásico-Cretácico. También se encuentran intercaladas algunas calizas nodulosas blanco-verdosas (Figura II.2.3.2), que presentan la siguiente asociación faunística: *Calliphylloceras* (*Holcophylloceras*) *calypso* D'ORBIGNY, *Calliphylloceras* (*Ptychophylloceras*) cf. *semisulcatum* D'ORBIGNY, *Wheatleyites* cf. *opulentus* BLUCK, *Pulowia iastriensis* SLOWAISKY, *Neolissoceras grasi* D'ORBIGNY, *Himalayites* sp., *Protocanthodiscus* sp., *Berriasella* sp., que marcan el tránsito entre el Tithónico y el Neocomiense.

La potencia es muy variable y difícil de conocer, ya que esta formación está fuertemente tectonizada. Adosada al Jurásico, frecuentemente está en contacto tectónico con formaciones más modernas y en contacto mecánico con otras de su propia unidad tectónica.

También aparecen en Rambla Seca, al oeste del pantano de Valdeinfierno, margas verdes oscuras con radiolarios, sin apenas olistostromas y turbiditas de calizas oolíticas jurásicas (Figura II.2.3.2), que van pasando gradualmente hacia el techo a margas oscuras con olistostromas, yesos en rosetas de origen secundario y cuarzo. Las margas contienen además de radiolarios, *Hedbergella planispira*, *H. trochoidea*, *Ticinella roberti* y *Globigerinelloides breggiensis*; fauna indicativa de la edad Aptiense-Albiense.

Los olistostromas están constituidos frecuentemente por oolitos. Sobre todo las capas formadas exclusivamente por oolitos muestran una estructura gradada propia de las turbiditas. Lo más habitual es que estén formados por fragmentos de caliza oolítica de radiolarita y de calizas oolíticas parcial o totalmente silicificadas, así como calizas micríticas y nodulosas del Jurásico o Cretácico más inferior. Estos bloques están englobados por oolitos sueltos, frecuentemente recrecidos con capas de carbonato, por lo que tienen gran tamaño. Todo el conjunto está englobado en una matriz esparítica en la que es frecuente encontrar *Ticinella roberti* y otros foraminíferos habituales en las margas albienses.

II.2.3.1.4. Margas y margocalizas

Las margas y margocalizas blanquecinas (apenas aparecen niveles rosados), con abundancia de niveles estratificados de sílex de múltiples colores y olistolitos, son muy abundantes en el Cretácico Superior (Figuras II.2.3.1. y II.2.3.2.).

Su característica principal es la gran abundancia de olistostromas constituidos por retazos de margas albienses incluidas en esta formación, así como bloques de calizas oolíticas, a veces silicificadas que forman bancos interestratificados con un cemento oosparítico y algo de micrita. Es muy frecuente que la esparita que cementa los oolitos esté bastante maclada, lo que indica que ha estado sometida a una serie de esfuerzos.

II.2.3.2. Subbético

II.2.3.2.1. Margas

Aparecen en la Atalaya, al Norte y noroeste de Piedras Bermejas, cabalgada por el Cretácico penibético (Figura II.2.3.1). Se diferencia de éste último en la escasez de radiolaritas y por poseer mayor contenido de óxidos de hierro. Frecuentemente presentan amonites como *Phylloceras infundibulum*, *Hypophylloceras* cf. *knoxvillensis* STANTON, NEUMAYER, *Halcostephanus astieri* D'ORBIGNY, *Halcostephanus (subastieria) sulcosa* PAULOW, *Lamaellaptychus angulicostatus* PICTET-LORIAL, que indican edad Neocomiense. No se conoce su potencia ya que no aparece la base del estrato y además está bastante tectonizado. Pertenecen a la edad Neocomiense-Barremiense.

II.2.3.2.2. *Micritas arcillosas*

Junto al tramo anterior se desarrollan afloramientos mínimos de micritas arcillosas de color verde oscuro, a veces prácticamente arcillas (40-60% de montmorillonita), de edad Aptiense-Albiense, con abundante pirita oxidada y niveles con algo de cuarzo tamaño limo; también se encuentra yeso de origen secundario, posiblemente derivado de la oxidación de sulfuros primarios (pirita). Presenta abundante fauna de tipo pelágico con: *Marsonella oxycona*, *Hedbergella* cf. *digitalis*, *H. planispira*, *H. trochoidea*, *H. infracretacea*, *Ticinella roberti*, *Biticinella breggiensis* y *Rotalipora ticinensis*.

II.2.3.2.3. *Calizas margosas, margas y margocalizas*

Se localizan al norte de las Almohallas, y al pie de sierra María en la vertiente norte, en el Collado del Peral y en los alrededores de Vélez-Blanco (Figura II.2.3.1). Las calizas margosas blancas, que presentan con frecuencia silex negro o rojo, y las margas y margocalizas bancas y rosadas, están finamente estratificadas y tienen abundante fauna pelágica que representa todo el Cretácico Superior, llegando en algunos sitios hasta el Luteciense Medio. El Luteciense inferior está representado por: *Globorotalia aragonensis*, *G. bullbrocki*, *Globigerapsis index* y *Globigerina linaperta*.

En el norte de las Almotas, en el límite septentrional del Parque, se distinguen tres tramos. En el tramo inferior dominan las margas y calizas margosas biomicritas de edades comprendidas entre Priaboniense y Aquitaniense. Las calizas contienen equinodermos, briosos, nummulites, amphisteginas, operculina, miliólidos, rotálidos, etc; y en las margas aparecen *Globorotalia cocoaensis*, *G. centrales*, *Globigerapsis index*, *Globigerina semiinvoluta*.

El tramo intermedio está representado por calizas marrones y verdosas con margas. Las calizas son biomicritas (hasta con un 10% de cuarzo) y con mucha glauconita, que les da su color característico. Las margas intercaladas contienen una fauna muy abundante de *Uvigerina auberiana*, *Globigerina venezolana*, *Globorotalia opima* *G. nana*, etc.

Por último, el tramo superior es predominantemente margoso, formado por margas y margocalizas que contienen fauna de: *Bolivina arta*, *Globoquadrina dehiscens*, *Stilostomella nutalli*, *Bolivina scalprata miocénica*, *Pleurostomella incrasata*, *Stilostomella curvatura spinea*, *Globigerina rhorii*, *Cassidulina laevigata*, *Uvigerina mexicana*, *Uvigerina schwageri*.

En zonas muy concretas aparecen margas verdes y margocalizas con intercalaciones de calcarenitas y abundante fauna pelágica (Figura II.2.3.2). En algunos lugares esta formación es totalmente margosa, con la siguiente fauna pelágica: *Globorotalia aragonensis*, *G. crassata*, *G. crassata densa*, *G. gracilis*, *G. broedermanni* del Eoceno Inferior, y *Globorotalia centrales*, *G. spinulosa*, *Catasyrdrax aff. Dissimilis*, *Globigerapsis index*, *Gobigerapsis kugleri* del Eoceno Medio.

II.2.3.3. Zona Intermedia

II.2.3.3.1. *Margas, arcillas y areniscas*

La Formación Solana se distingue del resto de formaciones de la Zona Intermedia por su contenido en margas arcillosas verde-marrón tabaco y conglomerados (ROEP, 1971). En el área de Chirivel, Soedonio (1971) la llamó Formación Pinar. La Formación Solana presenta dos términos:

- Margas y arcillas verde-grisáceas y marrones, areniscas cuarzosas, calcarenitas arenosas, muy silíceas a veces y en otras ocasiones constituidas por grandes foraminíferos resedimentados.
- Areniscas polimicríticas amarillentas, rojizas, verdosas y calcarenitas groseras con foraminíferos.

La edad exacta de esta formación no se conoce. Las arcillas margosas, a veces con un alto contenido en montmorillonita, son azoicas. Contienen cuarzo, silicificaciones de calcedonia y cristales de yeso. Se encuentran radiolarios, globorotalia, globigerina, globotruncana.

En las areniscas cuarzosas existe laminación paralela, gradada, estratificación cruzada y convoluta, secuencias propias de turbiditas. Contienen restos del Cretácico, Eoceno y Mioceno Inferior. Por último, las areniscas polimicríticas están constituidas por calcarenitas groseras con grandes foraminíferos y una fauna con Melobesias, lepidocyclina, amphistegina, asterocyclina y nummulites.

II.2.3.4. Sedimentos Post-Mantos

Dentro del Subbético se puede distinguir una zona en los alrededores de Vélez-Blanco y el Arroyo de Taibena donde la litología es mucho más moderna, constituida por margas y arcillas del mioceno superior (sedimentos-postmantos). En ella se diferencian las siguientes unidades litológicas:

II.2.3.4.1. *Biomicroritas de algas con cuarzo*

Esta unidad constituida fundamentalmente por biomicroritas de algas muy ricas en restos fósiles con algo de cuarzo, de edad comprendida entre Burdigaliense Superior y Langhiense Inferior, no está cabalgada por ninguna otra formación, aunque está algo afectada tectónicamente. Se sitúa de forma discordante sobre las demás.

II.2.3.4.2. *Calizas arenosas*

Esta unidad, representada entre la Sierra de María y la Serrata, está constituida por calizas arenosas del Burdigaliense Superior a Mioceno Medio, con un 10% de cuarzo y un 45% de esparita, e intercalaciones esporádicas de conglomerados y margas hacia el techo.

En la parte inferior, las calizas contienen amphisteginas, equinodermos, globigerinas, orbulínidos, operculinas, etc; mientras que hacia arriba los niveles

margosos presentan la siguiente fauna: *Bolivina arta*, *B. reticulata*, *Cassidulina laevigata*, *Siphonina planoconvexa*, *Globigerinoides trilobus*, *Nonium boueanum*, *Martinotiella communis*.

II.2.3.4.3. Conglomerados, areniscas, limos arenosos y margas

En esta unidad destaca la enorme resedimentación y la escasez de fauna propia. Los conglomerados tienen matriz arenosa y cantos redondeados procedentes de calizas jurásicas y eocenas, así como de elementos del Maláguide y Alpujárride como cuarzo, pizarras, filitas, etc.

Aunque, en general, presenta características casi continentales, en la parte más baja contiene, además de microfauna resedimentada, especies como *Elphidium complanatum*, *Nonion soldanii*, *Nonion boueanum*, *Ammoni beccarii*, *Globigerinoides trilobus*, etc., que indican Mioceno Superior o Medio-Superior.

II.2.3.4.4. Conglomerados

Esta unidad compuesta por conglomerados con matriz arcillosa, rojiza o calcárea que alternan con arcillas rojas, aflora en el sector comprendido entre Orce y María y, en general, rodeando las alineaciones calcáreas del Subbético y el Penibético (Figura II.2.3.1). Los conglomerados están poco consolidados y a veces constituidos sólo por fragmentos de dolomía y de calizas jurásicas. Los cantos son heterométricos y poco redondeados. En la formación se encuentran gasterópodos y foraminíferos resedimentados.

Su origen se debe a la erosión y arrastre de materiales en condiciones fluviales de tipo torrencial y en clima cálido. La edad no se conoce exactamente, aunque se supone que es un Plioceno de carácter continental.

II.2.3.4.5. Sedimentos cuaternarios de diferente naturaleza

Dentro de las formaciones del cuaternario se distinguen en la zona de estudio. La figura II.2.3.1 muestra la distribución espacial en la zona de estudio de dichas formaciones.

➤ Glacis. Desarrollados en zona de montaña y conformando amplias laderas suavemente inclinadas. Se trata conglomerados y arcillas con costra de exudación en superficie. Corresponden a antiguos pies de monte y conos de deyección depositados en un clima semiárido en los que se ha encajado la red fluvial actual.

➤ Conos de Deyección. Situados al Sur de la Sierra de María y en relación con los arroyos y ramblas procedentes de estas sierras. Originados en épocas más recientes y abastecidos por los relieves calizos cercanos. Están constituidos por brechas y conglomerados de rocas carbonatadas más o menos cementados por una matriz arcillosa. En la superficie de dichos materiales suelen aparecer encostramientos calizos.

➤ Derrubios de ladera. Se distribuyen principalmente en las zonas cercanas a los relieves acentuados. Son materiales sueltos o mal cementados, constituidos por

bloques, cantos brechoides poco redondeados y gravas producto de la erosión de los relieves circundantes.

➤ Depósitos aluviales. Ocupan las ramblas y lechos de los ríos. Constituidos por bloques, cantos, gravas, arenas, limos y arcillas apenas cementados.

➤ Llanuras de inundación. Formadas por limos que tapizan algunas depresiones endorreicas.

➤ Travertinos. Se encuentran al pie del Castillo de Vélez Blanco y proceden de los manantiales que drenaban la Sierra de María en épocas anteriores.

➤ Indiferenciado. Se incluyen aquí las arcillas de descalcificación, los derrubios recientes y terrenos de labor de dudosa génesis.

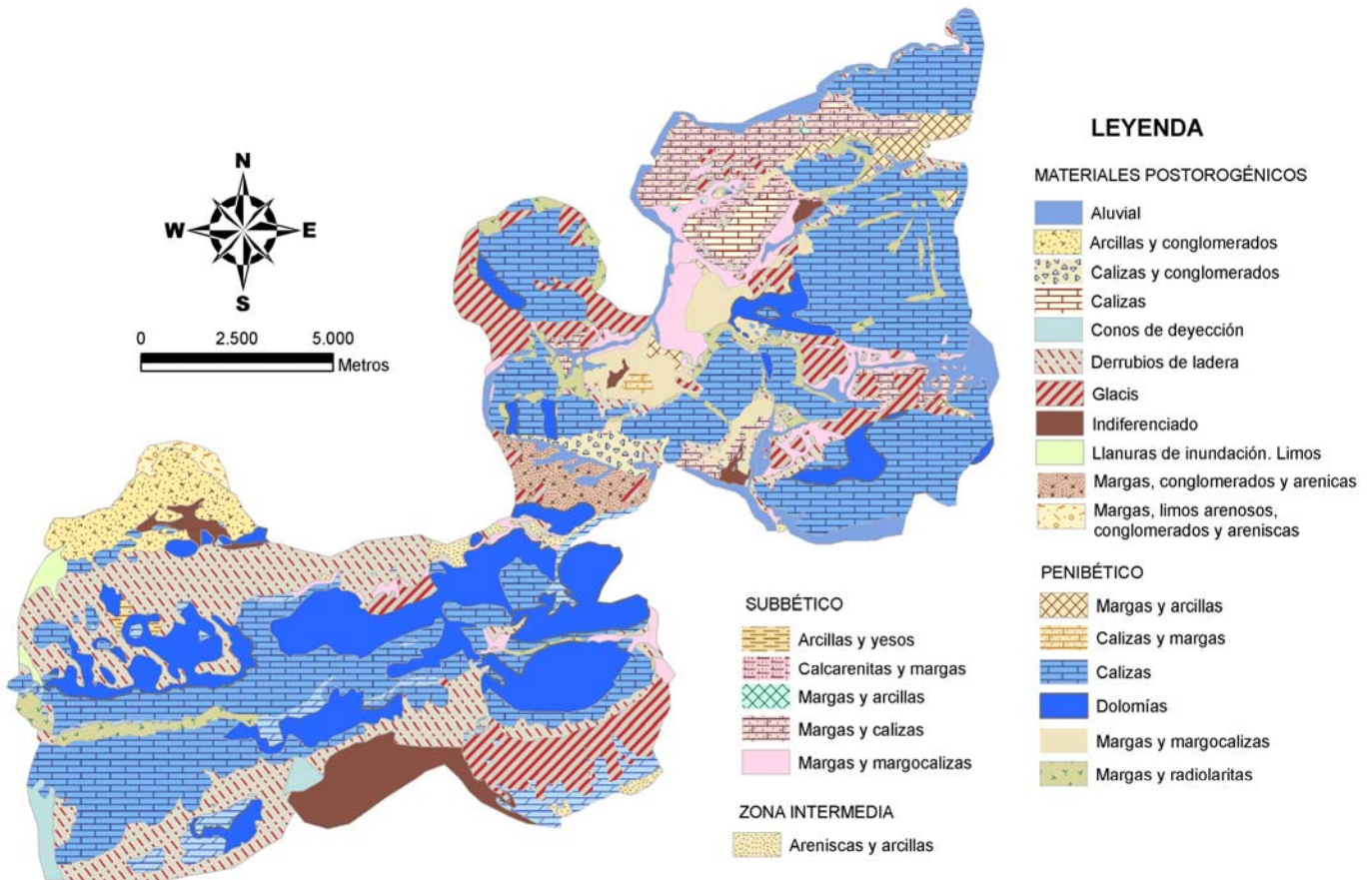
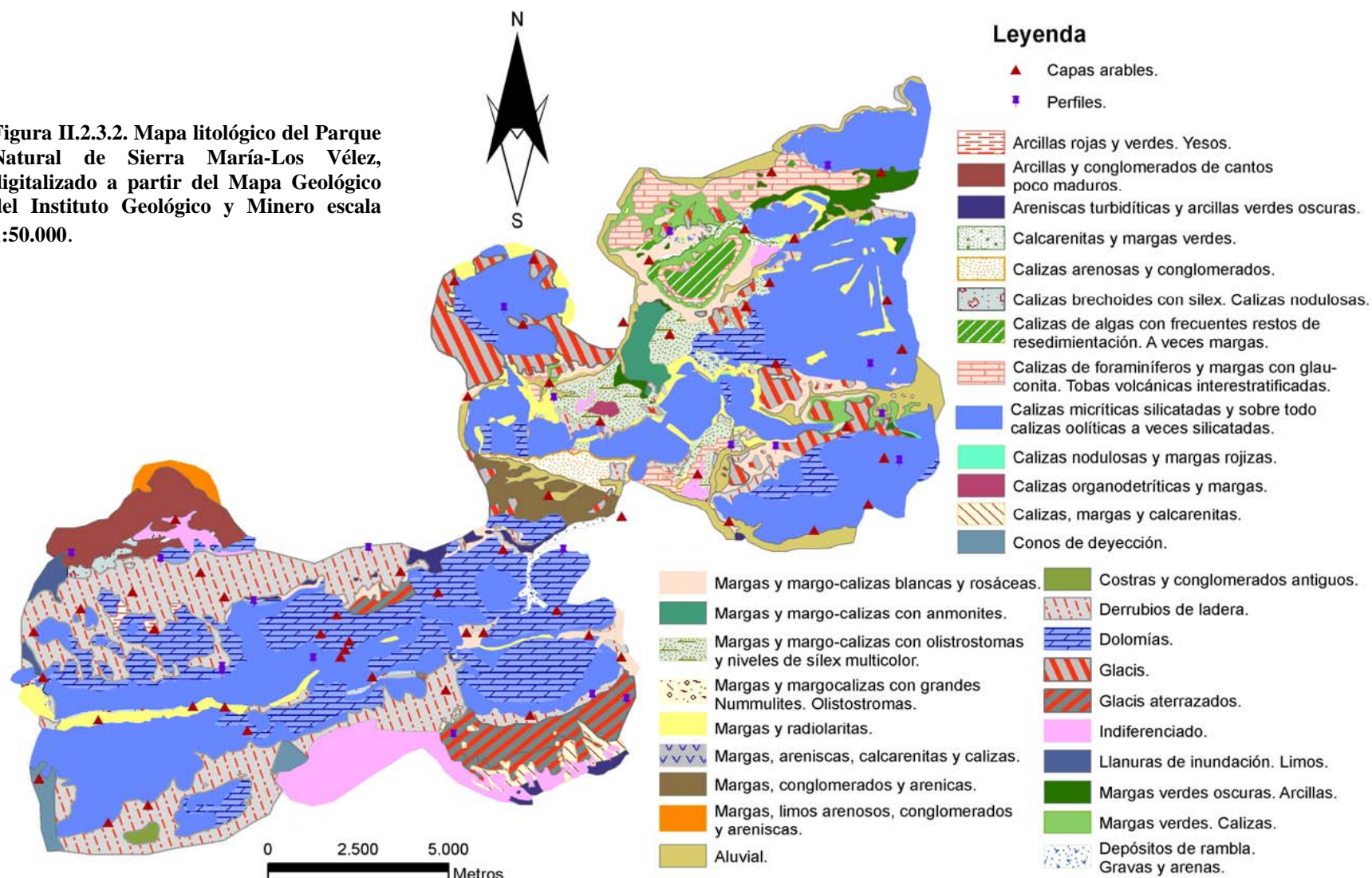


Figura II.2.3.1. Reclasificación del Mapa Geológico del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez del Instituto Geológico y Minero escala 1:50.000, según litologías y edades geológicas.

Figura II.2.3.2. Mapa litológico del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, digitalizado a partir del Mapa Geológico del Instituto Geológico y Minero escala 1:50.000.



II.2.4. Hidrogeología

La geología kárstica de la zona hace que sean frecuentes los manantiales y fuentes. La zona del parque ocupa parte de dos grandes sistemas acuíferos: La Sierra de María y las Sierras de Pericay-Gigante-Gabar.

II. 2.4.1. Sistema acuífero Sierra de María

Este sistema abastece los municipios de María, Vélez-Blanco y Vélez-Rubio, aportando los excedentes a los embalses de Valdeinfierno y Puentes.

Está constituido por materiales calizo-dolomíticos pertenecientes al dominio Penibético (Subbético interno) y que constituyen los relieves de las Sierras de María y Orce. El tramo permeable, formado por una serie carbonatada de calizas y dolomías, tiene una potencia de 500-600 metros. Los materiales permeables se disponen, mediante cabalgamiento, sobre materiales impermeables del Subbético Medio y de la Zona Intermedia. En esencia se trata de un acuífero fisurado sin grandes conductos de circulación preferencial. Las únicas entradas a dicho sistema, procederían de la infiltración directa de las precipitaciones.

El acuífero ocupa una superficie de aproximadamente 120 km², siguiendo una franja alargada en sentido este-oeste de 30 km de longitud y 4 km de anchura. Tiene unos recursos potenciales de entre 17,6 y 19,8 Hm³/año, de los que de 7,5 a 10 Hm³/año corresponden al sector oriental y por lo tanto son aprovechables en el ámbito del Parque Natural. Moreno et al. (1983) contabilizaron 28 manantiales relacionados directamente con el sistema acuífero de las Sierras de María y el Maimón, drenando cinco de ellos el 80% de los recursos. Entre ellos el más importante es el de Los Molinos, con un caudal medio de 2,7 Hm³/año (85 l/seg).

El sistema acuífero de Sierra María esta dividido en dos unidades hidrogeológicas con entidad propia y funcionamiento independiente, que son la Unidad de María y la Unidad de Maimón-Sierra de Orce.

II.2.4.1.1. Unidad de María

Esta unidad hidrogeológica ocupa el sector septentrional del sistema, al sur de la localidad de María y el Oeste de Vélez-Blanco. Los materiales permeables están constituidos por dolomías y calizas jurásicas del Subbético Interno (Penibético) y su estructura interna corresponde a un anticlinal tumbado, vergente al sur.

Los límites de la unidad de María son, en general, de carácter tectónico, siendo impuestos por el cabalgamiento de los materiales del Subbético interno sobre los materiales margosos del Subbético medio y de la Zona Intermedia. Estos materiales constituyen el substrato impermeable de la unidad, que probablemente, se encuentra a cotas relativamente elevadas a la altura del vértice María y desciende progresivamente hacia los extremos oriental y occidental de la unidad.

En conjunto, los materiales permeables tienen una potencia de aproximadamente 500-600 m y ocupan una superficie de 42 km², de topografía accidentada, cuya cota

mínima se sitúa a 980 metros, en la surgencia “Las Fuentes” de Vélez-Blanco, y la máxima a 2045 metros en el vértice María.

II.2.4.1.2. *Unidad de Maimón-Sierra de Orce*

Esta unidad ocupa el sector meridional del sistema Sierra de María, entre el meridiano de Vélez-Blanco y el de Orce, en la provincia de Granada. Los materiales permeables están constituidos por dolomías y calizas jurásicas del Subbético Interno (Penibético) y su estructura interna corresponde a un anticlinorio volcado, vergente al sur y afectados por numerosas fallas invertidas en su flanco meridional.

Los términos permeables se encuentran cabalgados sobre los materiales impermeables del Subbético medio y de la Zona Intermedia, lo que determina la geometría de la unidad. La irregular morfología del sustrato condiciona la presencia de un umbral impermeable en las proximidades del meridiano de Chirivel.

En conjunto, los materiales permeables tienen una potencia del orden de 500-600 metros y ocupan una superficie de unos 80 km² de los que, aproximadamente la mitad se localizan en la provincia de Almería. Una topografía muy abrupta determina que el intervalo de cotas dentro de la unidad varíe entre 980 metros (cotas de surgencia) y 1.948

II. 2.4.2. Sistema acuífero Sierras de Pericay-Gigante-Gabar

Está constituido por materiales calizo-dolomíticos pertenecientes al dominio Penibético (Subbético Interno) que forman los relieves de Gabar, Serrata de Guadalupe, Piedras del Engarbo, Cerro Gordo, Gigante y Pericay.

El sistema ocupa una superficie de unos 180 km², de los que la tercera parte se encuentra en la provincia de Murcia. Los materiales permeables ocupan una superficie de 100 km² aproximadamente. Se trata de una serie carbonática de dolomías y calizas, con una potencia de unos 700 metros que se dispone, mediante cabalgamiento, sobre materiales impermeables cretácicos y eocenos del Subbético Medio.

El acuífero tiene unos recursos potenciales comprendidos entre 14 y 19 Hm³/año, con ocho manantiales, de los cuales el más importante es el del Prado, con 0,6 Hm³/año (20 l/seg).

El sistema está subdividido en tres unidades hidrogeológicas con entidad propia y funcionamiento independiente, que son la Unidad Pericay-Luchena, la Unidad Sierra Gigante y la Unidad Sierra de Gabar.

II.2.4.2.1. *Unidad Pericay-Luchena*

Esta unidad es la mayor de las diferenciadas en el sistema acuífero y se localiza al norte y noreste de Vélez-Blanco, extendiéndose hasta la provincia de Murcia. Los materiales permeables están constituidos por dolomías y calizas del Subbético Interno (Penibético) y su estructura interna es muy compleja, determinada por el cabalgamiento que dispone los materiales permeables sobre los términos margosos impermeables del Subbético Medio.

Los límites de la unidad son, en gran parte, de carácter tectónico por la superficie de cabalgamiento. El sustrato impermeable es de morfología muy irregular y se sitúa a cotas del orden de 1000 metros en el sector occidental, en la zona de la Torreta del Gabar-Cerro Gordo, mientras que en la Serrata de Guadalupe y Pericay, en los sectores septentrional y oriental, las cotas varían entre los 600 y 800 metros.

En conjunto, los materiales permeables tienen una potencia del orden de 700 metros y ocupan una superficie de 67 km², con cotas comprendidas entre los 590 metros de la surgencia “Ojos de Luchena” y los 1.399 metros de Piedras del Engarbo. Debido a la complejidad tectónica del área, es posible que se produzcan compartimentaciones de la unidad que dificulten la conexión hidráulica entre distintos sectores.

II.2.4.2.2. *Unidad Sierra del Gigante*

Esta unidad hidrográfica se localiza a unos 4 km. al noreste de Vélez-Blanco, en las provincias de Almería y Murcia, y al igual que el resto del sistema, los materiales permeables están constituidos por dolomías y calizas jurásicas del Subbético Interno (Penibético). Estos materiales están dispuestos sobre otros margosos impermeables del Subbético Medio mediante una superficie de cabalgamiento que tiene morfología subhorizontal y confiere al acuífero una posición “colgada” en amplios sectores del mismo.

La estructura interna de la unidad corresponde a un anticlinal de amplio radio, ligeramente vergente al sur. La potencia de los materiales permeables es del orden de 700 metros y su extensión de unos 22 km². En el extremo occidental de la unidad, su límite se sitúa a una cota del orden de 850 metros, algo superior a las cotas de las surgencias situadas en el extremo sureste a 730 y 790 m. En el resto, los límites se encuentran a cotas comprendidas entre 900 y 1.200 m.

II.2.4.2.3. *Unidad Sierra del Gabar*

La unidad Sierra del Gabar se localiza a unos 6 km. al noreste de María e inmediatamente al norte del extremo occidental de la unidad de Pericay-Luchena.

Los materiales permeables están constituidos por dolomías y calizas jurásicas del Subbético Interno que se disponen mediante cabalgamiento sobre materiales margosos impermeables del Subbético Medio cuya posición determina que el acuífero se encuentre colgado en amplios sectores. Su estructura interna corresponde a un domo anticlinal.

En conjunto, los materiales permeables tienen una potencia aproximada de 700 metros y una extensión superficial de 7 km².

Es muy probable que exista un flujo subterráneo del acuífero hacia el río Caramel que discurre por el norte y la rambla de la Tía que bordea la unidad por sus límites septentrional u oriental. La alimentación tiene su origen exclusivamente de la infiltración procedente de precipitaciones, en ocasiones en forma de nieve.

II.3. VEGETACIÓN

La topografía del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, caracterizada por la existencia de un amplio rango altitudinal, junto con la diversidad edáfica y litológica, así como la climatología presente y la existencia de varios pisos bioclimáticos, influyen de forma decisiva sobre la vegetación de la zona de estudio.

II.3.1. Biogeografía

II.3.2. División biogeográfica del territorio

El Parque Natural de Sierra María –Los Vélez, se encuentra situado en la frontera de tres provincias corológicas: Bética, Castellano-Maestrazgo-Manchega y Murciano-Almeriense, según la síntesis propuesta por Rivas Martínez et al. (1977). La zona de estudio presenta características intermedias entre ellas, por lo que es muy difícil de encuadrar corológicamente (Cueto, 1997), si bien condicionan una gran riqueza florística, fitosociológica y biogeográfica.

Se reconocen las siguientes unidades jerarquizadas:

Reino Holártico

Región Mediterránea

Subregión mediterránea occidental

Superprovincia Mediterránea-Iberoatlántica

Provincia Bética

Sector Guadiciano-Bacense

Subsector Serrano-Mariense

Provincia Castellano-Maestrazgo-Manchega

Sector Manchego

Subsector Manchego-Murciano

II.3.2.1. Provincia Bética

Dentro de la provincia Bética se distinguen siete sectores (Hispalense, Rondeño, Malacitano-Almijariense, Nevadense, Guadiciao-Bacense, Alpujarro-Gadoreense y Subbético), debido al elevado rango de variación altitudinal, a los diferentes sustratos, la amplia gama de condiciones microclimáticas, etc. Entre estos sectores, tan sólo el Guadiciano-Bacense está presente en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez.

La Provincia Bética, también se caracteriza por presentar un porcentaje de endemismos considerable, debido a la existencia de amplios rangos bioclimáticos, presencia de fenómenos de especiación por aislamiento, así como las importantes vías migratorias existentes desde y hacia el norte de Africa. (García Gea, 1999). La zona del Parque, situada dentro de esta provincia, se caracteriza por la existencia de 8 taxones

endémicos, entre los que cabe citar: *Crepis oporinoides*, *Cytisus reverchonii*, *Teucrium webbianum*, etc., y varias asociaciones vegetales propias de estas sierras.

Desde el punto de vista de la fitosociología sucesional, la vegetación del Parque en la provincia Bética se incluye en cuatro series de vegetación: *Daphno-Pineto sylvestris S.*, *Daphno-Acereto granatensis S.*, *Berberido-Querceto rotundifoliae S.*, *Paeonio-Querceto rotundifoliae S.*,

II.3.2.1.1. Sector Guadiciano-Bacense

Este sector se extiende por las depresiones de Guadix y Baza, así como por algunas de las sierras que las bordean (Baza, María, Orce y Las Estancias). Predominan materiales carbonatados, el clima es diverso dado el efecto de sombras sobre la distribución de las precipitaciones en los valles y la vegetación natural se encuentra muy alterada.

Dentro de este Sector, el único Subsector presente en el territorio del Parque Natural, es el Serrano-Mariense, que se caracteriza por su singularidad florística y de vegetación. Esta zona ocupa los termotipos supra y oromediterráneo de la sierra de María. Presenta sustratos calcáreos, clima mediterráneo, pero con elevada influencia continental. Desde el punto de vista florístico, queda definido por endemismos como *Centaurea mariana*, *Sideritis stachidioides*, *Brassica remanda Subs. Almerienses*, etc. Referente a su vegetación, los encinares presentes en su ámbito no son tan ricos y variados como en el resto de la Provincia Bética, adscrita a la misma, tan sólo por sus diversos elementos endémicos béticos.

II.3.2.2. Provincia Castellano-Maestrazgo-Manchega

Se caracteriza por presentar sustratos calizos y clima continental, con grandes variaciones tanto diurnas como estacionales. Su vegetación ha sido alterada por el hombre de forma drástica, dedicada, más del 50% de su superficie, a terrenos agrícolas. La vegetación natural ha sido reemplazada, en su mayor parte, por monocultivos aciculifolios (Cueto, 1989).

Desde el punto de vista de la Fitosociología sucesional, la vegetación del Parque en la provincia Castellano-Maestrazgo-Manchega se encuadra en dos series de vegetación: *Bupleuro-Querceto rotundifoliae S.* y *Junipero thuriferae-Querceto rotundifoliae S.* Entre sus principales especies destacan: *Astragalus clusii*, *Genista mugronensis*, *Sedum gypsicola*, *Vella pseudocytisus*, etc.

Dentro de esta provincia se distinguen cuatro sectores, Castellano-Duriense, Celtibérico-Alcarreño, Maestracense y Manchego. Este último es el que presenta la zona de estudio.

II.3.2.2.1. Sector Manchego

Presenta mayor extensión que el resto de los sectores. Se caracteriza por la presencia de *Thymus membranaceus*, *Onopordum macracanthum*, *Hammada tamariscifolia*. Respecto a la sintaxis destaca *Bupleuro-Querceto rotundifoliae*, *Helianthemo-Thymetum membranacei*, etc.

El Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, no presenta sus características propias de la provincia Castellano-Maestrazgo-Manchega, ya que no existen barreras climáticas o geográficas que dificulten la distribución de las especies vegetales. Por tanto, quedaría englobado dentro del subsector Manchego-Murciano. Este subsector se caracteriza porque el clima comienza a sentir la influencia del mediterráneo, así como de la presencia de elementos florísticos típicos de las provincias Bética y Murciano-Almeriense. En el Parque ocupa algunas zonas del Norte de la Sierra de María, tomando posesión los termotipos mesomediterráneo y supramediterráneo inferior, donde se desarrolla el encinar perteneciente a la serie *Bupleuro-Querceto rotundifoliae*, así como las comunidades de *Genista mugronensis*, *Astragalus clusii*, etc., y las pertenecientes a la serie *Bupleuro rigidi-Querceto rotundifoliae Sismetum*.

La zona de estudio presenta, al menos, 95 familias y 1200 taxones vegetales (Cueto, 1989), siendo la planta tipo un hemcriptófilo de distribución mediterránea que se desarrolla en los pisos Meso y Supramediterráneo bajo ombroclima seco. Al tratarse de un área de montaña, dichos hemcriptófilos suponen un 35% del total, aunque existe una elevada proporción de terófitos (32,6%) que guardan relación con el resto semiárido de la provincia de Almería. El piso Oromediterráneo está poco representado.

II.3.3. Vegetación potencial

Siguiendo a Rivas Martínez (1987), se distinguen tres pisos de vegetación con sus series correspondientes.

La serie de vegetación dominante en la mayor parte del área del Parque es *Bupleuro-Querceto rotundifoliae*, que corresponde a encinares mesomediterráneos manchegos y aragoneses basófilos. Esta serie ocupa el piso Mesomediterráneo excepto la zona de la vertiente Sur y Este de la Sierra de María, donde predomina la serie *Paeonio-Querceto rotundifoliae* de encinares supramediterráneos béticos y mariánico-monchiquenses. El piso Supramediterráneo presenta vegetación característica de la serie *Berberido-Querceto rotundifoliae* ó encinares supramediterráneos béticos basófilos, a excepción de zonas más húmedas como barrancos o sombras de grandes roquedos en las que se desarrollan comunidades de la serie *Daphno-Acereto granatensis* de quejigares meso y supramediterráneos béticos basófilos. En el resto del piso Supramediterráneo aparece la serie *Junipero thuriferae-Querceto rotundifoliae* (encinares supramediterráneos Castellano-Maestrazgo-Manchegos basófilos). Por último, la zona cacuminícola de la Sierra de María situada en el piso Oromediterráneo posee restos de comunidades de la serie *Daphno-Pineto sylvestris* correspondiente a pinares y sabinares rastreros oromediterráneos béticos basófilos.

Estructuralmente, la vegetación predominante en cuanto a extensión es el matorral bajo, aunque existen buenas representaciones de masas boscosas en buen estado de conservación.

Por último destacar que la acción del hombre ha sustituido los bosques autóctonos de encinas por pinares de repoblación de *Pinus halepensis* o pino carrasco.

II.3.4. Vegetación actual

II.3.4.1. Unidades de vegetación

Para el estudio de las unidades de vegetación actual se han empleado las categorías de Dansereau (1957):

- Unidades de vegetación natural, que a su vez se dividen en siete tipos: monte alto denso, monte alto claro, monte alto muy claro, monte bajo denso, monte bajo claro, monte bajo muy claro con matorral, y matorral. Nosotros hemos distinguido sólo monte alto, monte bajo y matorral.
- Cultivos de almendros y cereales (Figura II.3.4.1.1). Ocupan normalmente las zonas más llanas y los fondos de valle, a altitudes bajas o medias (Figura II.3.4.1.1).



Figura II.3.4.1.1. Cultivos de almendros en la zona de los Cortijos de Río Claro.

- Mixtas. Son unidades de vegetación natural con cultivos, terrazas de repoblación y, en general, aquellas áreas que han sido modificadas por el hombre.

Dentro de la vegetación natural, las unidades de **monte alto** corresponden a las formaciones más evolucionadas de las series de vegetación, además de antiguas repoblaciones de pinares. En la Sierra de María y Las Muelas dominan los pinares y en Sierra Larga hay restos de encinar en relativo buen estado de conservación (Figura II.3.4.1.2).



Figura II.3.4.1.2. a) Encinares (*Quercus ilex*) y b) Pinares (*Pinus halepensis*) naturales en la cara norte de Sierra de María.

Las unidades de **monte bajo** representan las comunidades de arbustos que engloban desde los encinares achaparrados y en vías de desarrollo, los pinares de repoblaciones recientes, comunidades de gimnospermas ligadas a zonas rocosas, hasta las comunidades seriales de las series de vegetación (Figuras II.3.4.1.3 y II.3.4.1.4).



Figura II.3.4.1.3. Matorral cacuminal (*Erinacea anthyllis*, *Vella spinosa*, *Lygeum spartum* y otras gramíneas) que surge de los intersticios del macizo rocoso. Cima de Sierra de María.



Figura II.3.4.1.4. a) Sabinar-encinar (*Juniperus phoenicia* y *Quercus ilex*) en la cima de la Muela Chica. b) Sabinar-encinar colonizando la cima de la Muela Chica, y al fondo se observa la cumbre de la Muela Grande.

En último lugar, la unidad de **matorral** corresponde con las comunidades subseriales de las series, desde comunidades xeroacánticas de las zonas cacuminales a los tomillares y pastizales de las zonas más bajas (Figura II.3.4.1.5).



Figura II.3.4.1.5. Vegetación de matorral en la cara sur de Sierra de María constituida principalmente por *Rosmarinus officinalis*, *Genista scorpius*, *Artemisia sp.*, *Launaea sp.*, *Stipa tenacissima*, *Lygeum spartum* y otras gramíneas. En zonas próximas, cultivos de almendros y cereal.

Mayoritariamente el matorral se localiza en la zona cacuminal y vertiente sur de la Sierra de María, y en la vertiente sur de Las Muelas. También hay otras dos unidades con un porte algo más arbóreo en la vertiente norte de la Sierra de María y la Sierra Larga.

II.3.4.2. Pisos bioclimáticos

Si delimitamos las unidades de vegetación en función de los pisos bioclimáticos existentes en la zona, podremos distinguir tres pisos, el mesomediterráneo, el supramediterráneo y el oromediterráneo, siendo este último donde se encuentran los elementos florísticos más destacables (Proyecto de Ordenación de tres montes pertenecientes al Ayuntamiento de María (Almería), 2000).

II.3.4.2.1. *Piso Oromediterráneo*

Corresponde a aquellas zonas cuya altitud está comprendida entre 1700 y 1800 m. A pesar de que la elevada presión humana, sobre todo en el siglo XIX, arruinó la mayor parte de bosques esclerófilos de encina y los sabinares, aún se pueden ver abundantes restos del pinar y sabinar orófilo.

Dentro del estrato arbóreo del pinar orófilo destaca el pino negral (*Pinus nigra* subsp. *salzmannii*). Dentro del estrato arbustivo, las especies más características son la sabina rastrera (*Juniperus sabina*), el enebro común (*Juniperus communis* subsp. *hemisphaerica*), la sanguina (*Prunus prostata*) y el rosál silvestre (*Rosa sicula*). Por último, en el estrato herbáceo aparecen *Erysimum baeticum* subsp. *batetatum*, *Bupleurum bourgaei*, *Geum geterocarpum* y *Potentilla ibrahimiana*. Los enebros y sabinas rastreras se presentan entre los pinos. En las zonas más pedregosas o degradadas aparecen los piornales hiperxerófilos, que presentan aspecto almohadillado como adaptación al frío y los fuertes vientos. Las especies más importantes son: *Arenaria tetraqueta* subsp. *murcica*, *Dianthus brachyantus*, *Alyssum montanum*, *Helianthemum canum* subsp. *Pourretii*, *Erysimum baeticum* subsp. *Bastetatum*, *Vella spinosa*, *Erynacea anthyllis*, *Bupleurum spinosum*, *Teucrium* sp., *Scabiosa turolensis*, *Tulipa australis*, *Cerastium gibraltaricum*, *Paronychia kapela*, *Alyssum serpyllifolium*, *Helianthemum croceum*. En las figuras II.3.4.2.1 y II.3.4.2.2 se recoge la distribución espacial de esta vegetación.

Otros ecosistemas característicos en el piso oromediterráneo son los céspedes de gramíneas vivaces en líneas de cumbres intensamente pastoreadas; las comunidades rupícolas muy ricas en especies endémicas (*Hormatophylla cadevalliana*, *Sideritis stachydioides* y *Centaurea macrorrhiza*); y los espartales de *Stipa tenacissima*, ocupando ocasionalmente las zonas más basales, sobre todo en zonas secas o semiáridas.

II.3.4.2.2. Piso Supramediterráneo

En este piso aparecen grandes extensiones de pinar de repoblación, entre 1400-1750 metros, y junto a ellas, se pueden observar en la cara norte de los relieves montañosos algunas manchas de encinar y, excepcionalmente, algunos ejemplares relicticos de quejigo. Los encinares béticos ocupan sólo algunas zonas de Sierra María y son más exuberantes que los manchegos (más propios del piso mesomediterráneo), en especial por el desarrollo del estrato arbustivo.

En el estrato arbóreo destaca la encina (*Quercus ilex* subsp. *rotundifolia*) y el estrato arbustivo y de matorral está ocupado por *Juniperus oxycedrus*, *Quercus coccifera*, *Rhamnus lycioides*, *Arctostaphylos uva-ursi*, *Daphne gnidium* y *Rosmarinus officinalis* (Figuras II.3.4.2.1 y II.3.4.2.2). En las zonas mejor conservadas aparece un estrato de especies trepadoras como *Clematis flammula*, *Hedera helix*, *Lonicera splendida*, *Rubia peregrina*, *Asparagus acutifolius*; por último en el estrato herbáceo destacan *Helleborus foetidus*, *Saponaria ocymoides*, *Geum sylvaticum* y *Paeonia broteroi*.

En la vertiente norte de Las Muelas y Cerro Calderón, dentro del dominio de los encinares supramediterráneos béticos aparecen sabinares de sabina mora (*Juniperus phoenicea* subsp. *phoenicea*). En el estrato arbustivo destacan *Rhamnus myrtifolius*, *R. pumilus*, *Rosmarinus officinalis* y *Pistacia terebinthus*. En el estrato herbáceo son comunes *Erodium saxatile*, *Helictotrichon filifolium* subsp. *filifolium*, *Arrhenatherum elatius*, *Brachypodium retusum* y *Koeleria vallesiana*.

Merece la pena destacar por su carácter residual, los acerales béticos, dentro del piso supramediterráneo con ombrotipo subhúmedo y substrato rico en bases. Estas

formaciones sólo se presentan en la vertiente norte de Sierra María. En el estrato arbóreo destacan *Acer opalus* subsp. *granatense* y *Sorbus aria*, con un estrato arbustivo y de matorral de *Berberis hispanica*, *Amelanchier rotundifolia*, *Cotoneaster granatensis*, *Ribes alpinum* y *Lonicera splendida*.

Los espinares están formados por arbustos espinosos y caducifolios que forman la vegetación natural de orlas y claros del bosque en el piso supramediterráneo con ombrotipo subhúmedo sobre sustratos ricos en bases, y que se introducen en el ombrotipo seco a través de los barrancos. También pueden representar la primera etapa de sustitución de los encinares basófilos supramediterráneos o incluso de los bosques caducifolios. En el estrato arbustivo destacan *Berberis hispanica*, *Cotoneaster granatensis*, *Prunus prostata*, *Sorbus aria*, *Amelanchier rotundifolia*, *Crataegus monogyna*, rosales silvestres y madreselvas.

Otra comunidad a destacar en este piso bioclimático son los retamares, comunidades con predominio de especies sin hoja o con hoja muy pequeña, adaptadas al clima mediterráneo y suelos bien desarrollados. En la vertiente norte de la Sierra de María la retama (*Retama sphaerocarpa*) y la genista (*Genista cinerea*) del piso inferior dan paso a escobonares de *Cytisus reverchonii* y jarales de *Cistus laurifolius*. En los roquedos aparecen comunidades de vegetación, singulares y adaptadas a las difíciles condiciones de bajas temperaturas, sequedad e inestabilidad del sustrato. Destacan *Asplenium ruta-muraria*, *Arabis alpina* subsp. *caucasica*, *Hormatophylla cadevalliana*, *Erodium saxatile*, *Teucrium roundifolium*, *Jasione foliosa* subsp. *minuta*, *Hieracium amplexicaule*, *Hieracium elisaeanum*, *Cystopteris fragilis*, *Draba hispanica*, *Rhamnus pumila*, *Sideritis stachydioides*, *Linaria verticillata*, *Phyteuma charmelii*, *Hieracium baeticum*, *Centaurea mariana*.

II.3.4.2.3. Piso Mesomediterráneo

Este piso coincide generalmente con el pie de monte meridional de la Sierra de María, a una altitud inferior a 1400 metros. La roturación agrícola, el intenso pastoreo, el carboneo y la corta indiscriminada de leña, han sido actividades antrópicas comunes en este piso.

Los restos de vegetación natural se componen de restos de encinar, matorral serial y tomillar subnitrófilo-colonizador. En el termotipo mesomediterráneo aparecen encinares manchegos, con pequeños restos en Sierra Larga, y los encinares béticos, en la vertiente sur.

En la vertiente norte de Sierra María, aparecen jarales bajo el microclima favorable del pinar, dentro del piso mediterráneo con ombrotipo seco. Estas comunidades son sustituidas por tomillares en suelos especialmente degradados. Son comunes *Cistus laurifolius*, *halimium umbellatum* subsp. *viscosum*, *Astragalus clusii*, *Teucrium compactum*, *Thymus orospedanus*, *Bupleurum frutescens*, *Thymus baeticus*, *Thymus mastichina* (Figuras II.3.4.2.1 y II.3.4.2.2). En los romerales y tomillares destacan entre las especies más importantes: *Cistus albidus*, *Fumana ericoides*, *Linum narbonense*, *Genista mucronensis*, *Ulex parviflorus*, *Lavandula latifolia*, *Rosmarinus officinalis*, *Sideritis incana*, *Thymus* sp., *Cistus clusii*, *Helianthemum* sp., *Linum suffruticosum*, *Genista scorpius*, *Lithodora fruticosa*, *Phlomis lychnitis*, *Salvia lavandulifolia*, *Teucrium* sp.

Los lugares con altas concentraciones de ión magnesio dan lugar a la especialización y aparición de endemismos, muchos de ellos recubiertos de tomento blanquecino por convergencia adaptativa: *Arenaria armerina* subsp. *armerina*, *Silene germana*, *Iberis cinerea*, *Thymus granatensis*, *Centaurea boissieri* subsp. *funkii*, *Jurinea pinnata*, *Paronychia aretioides*, *Hormatophylla longicaulis*, *Sideritis incana*, *Andryala agardhii*, *Centaurea granatensis*.

Dentro del piso mesomediterráneo, en los ombrotipos semiárido y seco se desarrollan ocasionalmente especies pratenses, que forman comunidades nitrófilas pioneras, que pueden evolucionar rápidamente hacia prados seminaturales. En este sentido destacan: *Ceratocephala falcata*, *Bufonia tenuifolia*, *Minuartia dichotoma*, *Munuartia montana*, *Helianthemum salicifolium*, *Ononis reclinata*, *Callipeltis cucularia*, *Crucianella patula*, *Wangenheimia lima*, *Arenaria serpyllifolia*, *Minuartia campestris*, *Minuartia hamaca*, *helianthemun ledifolium*, *Androsace maxima*, *Bupléurum semicompositum*, *Crucianella angustifolia*, *Brachypodium distachyon*.

II.3.5. Evolución de la cubierta vegetal

La vegetación del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, refleja tanto las condiciones ecológicas que imperan en el lugar, como la influencia ejercida por el hombre en dicha zona. (Cueto, 1997). En Europa, en 1892, se utilizaron las comunidades vegetales para evaluar la calidad ambiental de una zona determinada (Magyar, 1933), ya que la vegetación clímax se considera el mejor indicador de los factores medioambientales que existen en un lugar. No obstante, la idea de evaluar la importancia de las áreas naturales, ya sea para su conservación, dada la existencia de muy pocos reductos donde aún persiste vegetación natural debido a la actuación humana que ha provocado la alteración de la misma; como para otros fines, ha evolucionado recientemente, encontrando un amplio campo de aplicación. (Margules y Usher, 1981; Goldsmith, 1983).

Por otro lado, la fotografía aérea ha permitido suministrar información sobre antiguos usos de la tierra, facilitando comparaciones con las condiciones actuales, así como la predicción de modelos y tendencias futuras. En este sentido, Cueto (1989) comprobó la evolución de la vegetación de parte del área de estudio empleando fotografías aéreas de dos vuelos, uno realizado en 1957 a escala (1:33000) y el otro en 1981 a escala 1:25000.

En este estudio, observó que la vegetación muestra una tendencia a alcanzar estadios más evolucionados. También advirtió el abandono de los cortijos de montaña, aunque se mantienen en producción los valles, en los cuales se desatendieron algunas áreas y se pusieron en producción otras ocupadas por la vegetación natural. De forma general, también apreció un cambio en las técnicas agrícolas, pasando de cultivar en continuo, sin bancales, a campos estructurados en bancales con cultivos marginales de almendros. La vegetación natural manifestó una evolución progresiva de ciertas unidades como la destrucción en mayor o menor escala de las otras. También apreció la existencia de zonas de repoblación, como por ejemplo en la Punta del Morral, donde hay una zona de repoblación en el 1981 que en el 1957 estaba cubierta por un pinar denso, que pudo ser debido a un incendio o a una corta de madera. Otra unidad que no aparecía en el 1957, pero sí en el 1981, son las terrazas de repoblación. Esto podría estar

motivado porque antiguamente no se disponía de la maquinaria tan potente que existe en la actualidad, y por tanto, las repoblaciones, no generaban los impactos actuales. No obstante, también cabe destacar, que el ritmo de repoblación de los últimos años ha sido mucho más fuerte que en los anteriores, repoblándose de esta forma extensiones muy superiores.

Cueto también contrastó la existencia de dos zonas totalmente opuestas en cuanto a su evolución en la Sierra de María; el Maimón y su vertiente sur. En el Maimón destacan las terrazas de repoblación y los bancales con cultivos de secano. No obstante, también presenta zonas donde la vegetación evolucionaba de forma progresiva. Por el contrario, la vertiente sur de Sierra María, ha mantenido en buen estado su cobertura vegetal, abarcando un área muy extensa sobre la que se asienta un pinar muy denso. El resto de la zona experimenta un avance hacia formaciones con estructuras más desarrolladas que las que poseía, salvo algunos pequeños cultivos y la zona de repoblación ya comentada.

En general observó una disminución del área dedicada a cultivos, aunque en otras zonas aumentó, posiblemente debido a la práctica de mantener una zona cultivada hasta su sobreexplotación, siendo posteriormente abandonada. Referente al tipo de cultivo, salvo pequeñas vegas irrigadas por alguna fuente, en su mayoría las zonas están dedicadas al cultivo de cereales, aunque comenzaron a abancalarse las áreas cultivando almendros en sus márgenes. Existen pocos cortijos de montaña, estando en franco proceso de abandono, muchos de ellos adquiridos por el estado y repoblados por coníferas.

En resumen, la evolución de la cubierta vegetal de la zona de estudio, sería mucho más alentadora en el momento actual, de no haber sufrido la influencia del hombre. Este evento se puede constatar observando como las zonas más alejadas del radio de acción del hombre, son las que presentan un desarrollo progresivo de su vegetación, mientras que las zonas donde el medio está antropizado han experimentado un desarrollo menor, siendo incluso regresiva su evolución. (Cueto, 1989).

Por otro lado, la influencia de la presencia de comunidades vegetales más o menos desarrolladas se ha puesto de manifiesto sobre la erosión del sustrato, ya que a pesar de que Cueto (1989) no pudo cuantificar ni expresar de forma gráfica dicho evento, a través de las fotografías aéreas, observó que zonas con la misma situación y orientación presentaban un aspecto erosivo diferente dependiendo del grado de cobertura vegetal que las protegía. Así, las zonas más desprovistas de vegetación estaban surcadas por numerosos barrancos, y por el contrario, aquellas que estaban cubiertas no mostraban signos de pérdida de suelo.

Figura II.3.4.2.1. Mapa de las principales especies arbóreas elaborado a partir de la información del Proyecto de Ordenación de tres montes pertenecientes al Ayuntamiento de María (Almería), Proyecto de Ordenación de los montes pertenecientes a la Junta de Andalucía en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez (Almería), Proyecto de Ordenación de los Montes, propiedad de la Junta de Andalucía, situados en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez y fotografía aérea.

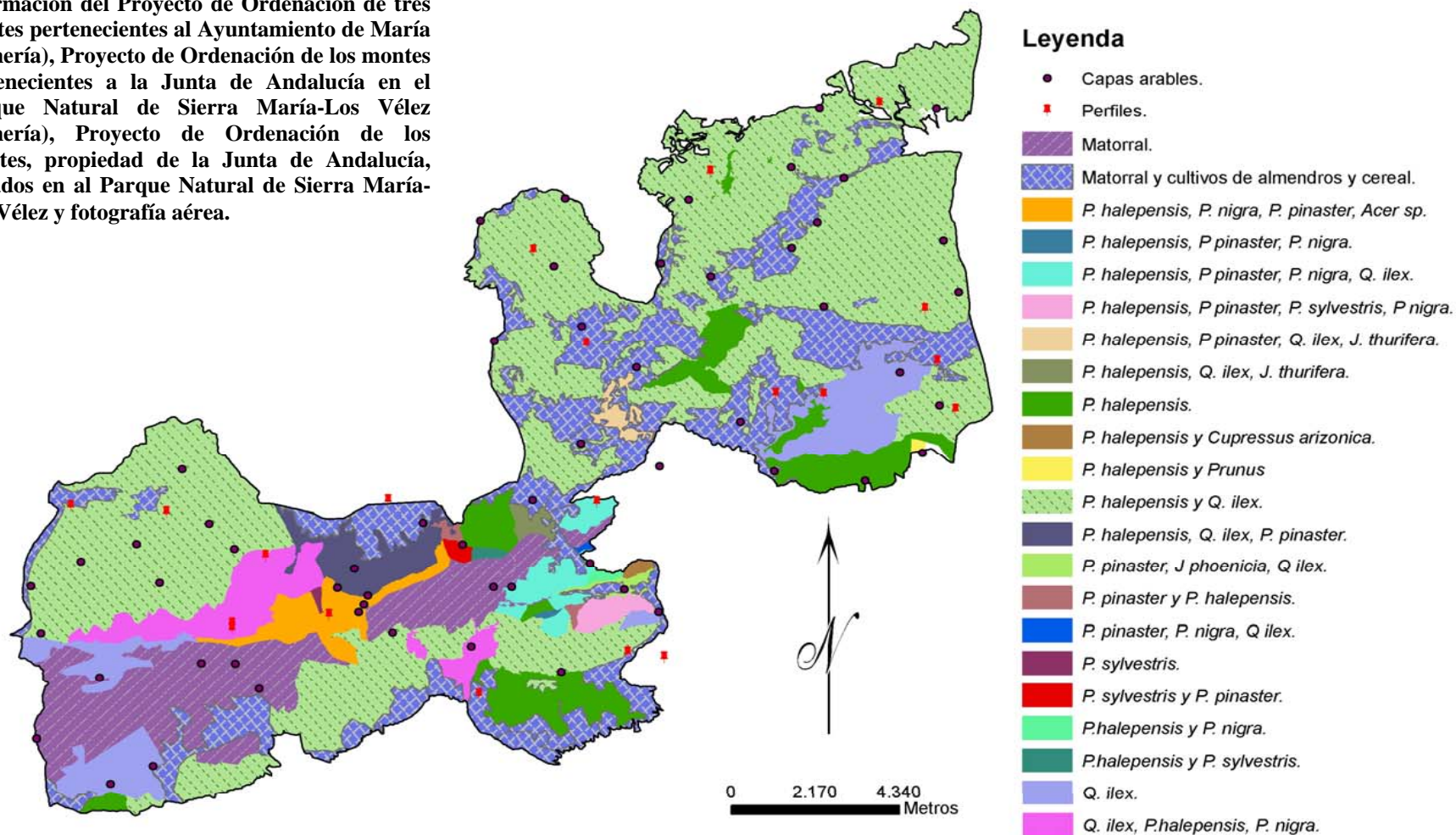
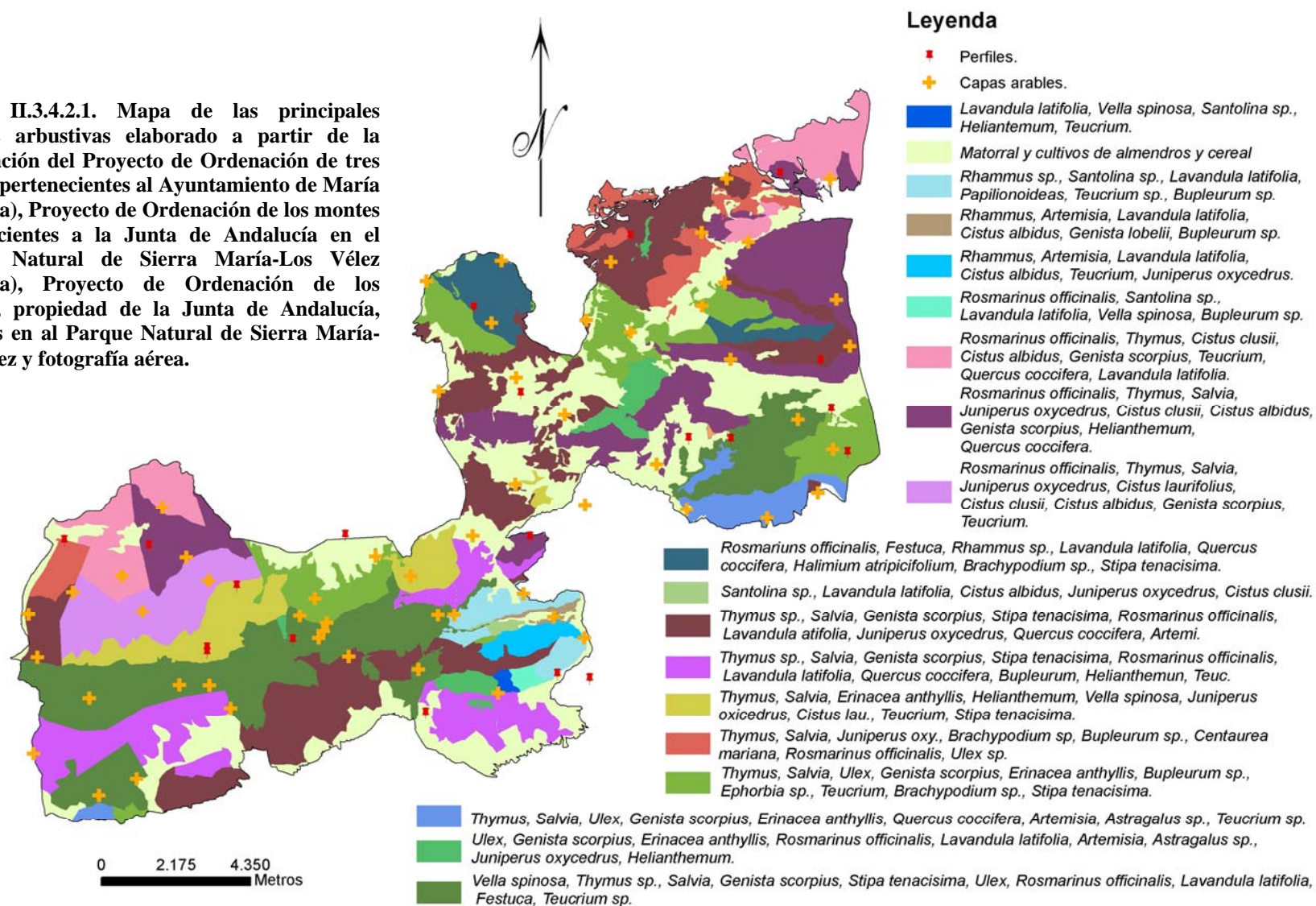


Figura II.3.4.2.1. Mapa de las principales especies arbustivas elaborado a partir de la información del Proyecto de Ordenación de tres montes pertenecientes al Ayuntamiento de María (Almería), Proyecto de Ordenación de los montes pertenecientes a la Junta de Andalucía en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez (Almería), Proyecto de Ordenación de los Montes, propiedad de la Junta de Andalucía, situados en al Parque Natural de Sierra María-Los Vélez y fotografía aérea.



II.4. FAUNA

En las sierras del Parque Natural de Sierra María- Los Vélez se pueden encontrar gran diversidad de ambientes, desde el punto del vista botánico y ecológico, que van desde la estepa cerealista hasta el piornal de alta montaña pasando por tomillares, pinares y encinares. Esta diversidad se debe al particular emplazamiento geográfico del Parque, en la zona de transición entre las sierras béticas y levantinas; su orografía, con un pronunciado gradiente altitudinal con elevaciones superiores a los 2000 metros, y su climatología.

El “efecto de borde” entre las distintas formaciones ecológicas tiene un papel muy importante que permite elevar la densidad y diversidad faunística, sobre todo en los enclaves donde existen mezclas de distintos tipos de vegetación.

El Parque Natural alberga una variedad en cuanto a invertebrados que sorprende por su interés y originalidad. Se han censado un total de 244 taxones distintos entre los que predominan las especies del orden coleópteros, 110 especies que suponen un 45.08% del total, seguidas por lepidópteros (48 especies) e himenópteros (38 especies). De los taxones encontrados en el parque, al menos 38 se pueden considerar como elementos endémicos, considerándose un porcentaje verdaderamente alto para una superficie tan limitada. La mariposa *Parnasio apollo* es un ejemplo significativo, siendo endémica de Sierra María.

En lo referente a los vertebrados, el grupo mejor representado son las aves, tanto desde el punto de vista cualitativo como cuantitativo, aunque también aparecen un total de doce especies de reptiles, entre ellas la víbora hocicuda, culebra bastarda, culebra de escalera o lagarto ocelado.

De los anfibios, con cuatro especies en el parque, cabe mencionar el sapo de espuelas y el sapo corredor, cuyas explosiones demográficas con las primeras lluvias otoñales delatan significativamente su presencia.

Las aves son las especies mejor representadas y de mayor importancia en el parque. Se han catalogado un total de 107 especies diferentes, sin incluir las especies que utilizan la zona de forma eventual en sus desplazamientos. De ellas, la mayoría, 56 especies, son sedentarias (52,3% del total), permaneciendo en la zona todo el año; 35 especies son estivales, accediendo al parque tan sólo durante el periodo reproductor, mientras que 16 especies son invernantes y vienen a esta área en busca de alimento y temperaturas más benignas desde latitudes más frías.

La gran diversidad ornitológica se debe a la gran variedad de ecosistemas existentes, lo que permite que puedan encontrarse especies tan dispares como el Piquituerto (especie típica de bosques de coníferas), el Treparriscos (especie característica de los cantiles rocosos) o el Aclaraban (especie estepárica).

El análisis del hábitat que ocupan las diferentes especies indica que las formaciones boscosas, pastizales y terrenos agrícolas son los medios con mayor diversidad de aves (el 56% del total de la ornitofauna). Sin embargo, en otros hábitats como los cortados se encuentran especies de elevado valor ecológico, por ejemplo, el Águila real, el Halcón peregrino o el Treparriscos.

Las rapaces constituyen el grupo más relevante dentro de la ornitofauna, con un elevado número de especies de gran interés ecológico, aunque las dimensiones del Parque no permiten la presencia de una abundante población de cada una de las especies representadas.

En los últimos cuarenta años se ha observado la desaparición como nidificantes de tres especies de aves rapaces, dos de ellas necrófagas, Quebrantahuesos y Buitre leonado, y una rapaz, Águila perdicera.

La comunidad de mamíferos está representada por 26 especies típicas de sistemas mediterráneos, que suelen ser de costumbres nocturnas o crepusculares. De ellas 7 son insectívoras, 6 carnívoras, 8 vegetarianas y 5 omnívoras. Se pueden destacar en este grupo especies como el gato montés, gineta, comadreja, zorro, ardilla y lirón careto. Tampoco faltan dos elementos tan comunes como el conejo y la liebre, que constituyen el sustento básico de gran parte de los predadores de la zona.

II.5. CLIMATOLOGÍA

El clima, junto con el relieve y el suelo es uno de los condicionantes más importantes del medio natural, tanto por su influencia en los ecosistemas, como en la actividad económica que se desarrolla en el ámbito geográfico, especialmente en la agricultura.

Los parámetros térmicos e hídricos de la zona de estudio han sido ampliamente tratados, de forma directa e indirecta, en numerosas publicaciones, tesis y trabajos inéditos, abordando tanto la caracterización del clima atmosférico como el edafoclima (Martínez, 1991; García, 1999; Cueto, 1989; González, 1991; Gollonet et al., 1986; Escamilla, 1985 y PORN, 1989). En estos trabajos destacan los siguientes aspectos:

- Escasez de datos climatológicos en la zona de estudio.
- Presencia de microclimas locales atribuidos a diversos caracteres topográficos.
- Marcada zonación altitudinal de la temperatura y la precipitación.
- Escasas diferencias entre las vertientes Norte y Sur.

En el presente trabajo se realiza un análisis climático a partir de la correlación de datos de precipitación y temperatura de las diferentes estaciones con su correspondiente altitud. No se han considerado las posibles influencias de vientos, heladas, insolación y posición en el relieve, dada la imposibilidad de manejar datos fiables.

II.5.1. Análisis de los parámetros climáticos

La red climatológica de Parque está formada por un total de ocho estaciones termopluviométricas: Chirivel Cuenca Hidrográfica del Segura (1038 m), María (1190 m), María-Los Alamicos (1240 m), Vélez Blanco-Topares (1192 m), Vélez Rubio IL (842 m), Embalse de Valdeinfierno (690 m), Embalse Lorca Casa Iglesias (862 m), Embalse de Puentes (450 m) y, cinco estaciones pluviométricas Chirivel Cuenca Hidrográfica del Sur (1045 m), Vélez Blanco (1110 m), Vélez Rubio Tonosa (970 m), Orce (925 m) y Orce-El Bosque (1160 m); obtenidos de las publicaciones del Instituto Nacional de Meteorología. Las estaciones Orce, Orce "El Bosque", Vélez Blanco

Topares y Embalse de Puentes están relativamente lejos, pero ofrecen una mayor visión del conjunto fisiográfico en el que se enmarca el Parque. En la figura II.5.1.1 Se muestra la localización de las estaciones y los mapas de precipitación y temperatura media anual, obtenidos a partir de ecuaciones de regresión de estas variables climáticas con la altitud.

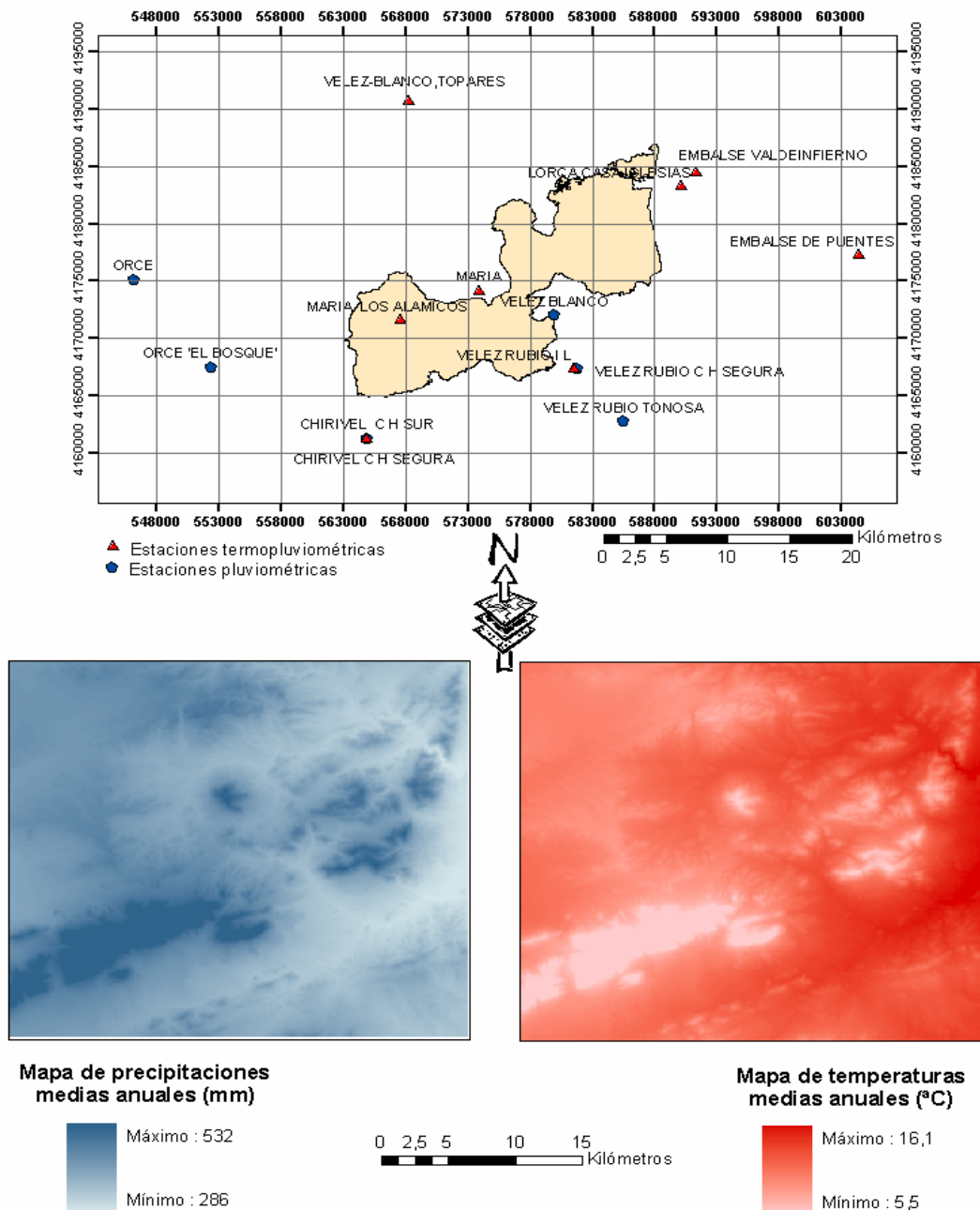


Figura II.5.1.1. Localización de estaciones termoplumiométricas y pluviométricas del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez. Mapas de precipitaciones y temperaturas medias anuales.

Los períodos de estudio considerados oscilan en función de la variable climatológica y la estación. Se tienen períodos de datos para las temperaturas y precipitaciones de hasta 34 años (Tablas II.5.1.3, II.5.1.4, II.5.1.5, II.5.1.6, II.5.1.7, II.5.1.8, II.5.1.9, II.5.1.10).

II.5.1.1. Condicionantes del clima

El Parque Natural posee rasgos climáticos característicos de las altiplanicies de Andalucía Oriental, del extremo occidental de Murcia y del surco intrabético (Capel Molina, 1982). El clima es de tipo mediterráneo muy continentalizado y con régimen semiárido a subhúmedo, lo que implica temperaturas suaves, amplitud térmica media, de unos 16,7 °C, precipitaciones irregulares y torrenciales con máximos equinociales y estación seca estival. Su lejanía de la costa, que le proporciona rasgos de continentalidad, y su relieve pronunciado, permiten clasificar la zona dentro del clima de montaña.

La orografía del parque es además responsable de la escasez de precipitaciones, sobre todo en las áreas orientales, ya que debido a su dirección suroeste y noreste es un obstáculo para los frentes de dirección oeste y suroeste y favorece la influencia marítima mediterránea. También hay que destacar la influencia del Atlántico por la cercanía al estrecho de Gibraltar y la llegada de masas de aire atlánticas (Capel, 1982).

II.5.1.2. Precipitaciones

Las precipitaciones presentan máximos pluviométricos equinociales, característicos del clima mediterráneo, con un valor máximo en otoño. La media anual para el Parque es de 348,2 mm y suelen oscilar entre los 300 y los 500 mm. La mayor precipitación media mensual se suele producir en el mes de octubre, variando entre 45 y 82 mm dependiendo de la estación. El verano, aún siendo seco, no lo es tanto como en el resto de la provincia, ya que en junio, julio y agosto suele existir alguna precipitación en forma de tormentas convectivas. El mes de julio es el de menor precipitación media, con menos de 17 mm (Tabla II.5.1.1).

Las precipitaciones anuales son muy similares de unas zonas a otras de la Comarca Velezana, excepto en las zonas montañosas, donde la precipitación aumenta con la altura y gran parte de ella se produce en forma de nieve, como en la Sierra de María. Los vientos del noreste dan lugar a nevadas que presentan una frecuencia de aparición de 20 a 225 días anuales dependiendo de la estación (Tablas II.5.1.5, II.5.1.8, II.5.1.9 y II.5.1.10), de octubre a febrero y de forma esporádica en marzo, abril y mayo (Diagnóstico del Parque Natural Sierra María-Los Vélez, 1987). Según Cortázar (1874) en la Sierra de María la nieve se solía presentar desde mediados de noviembre hasta primeros de mayo.

El aporte suplementario que suponen las precipitaciones ocultas, especialmente las nieblas, es importante en las zonas altas de las sierras. Los días de niebla varían mucho de un observatorio a otro, registrándose el máximo en el de Los Alamicos (340 días). Estas nieblas tienen gran importancia para los vegetales caducifolios, pues su condensación ayuda a paliar sus necesidades hídricas y disminuir la evapotranspiración. También el rocío y la escarcha tienen importancia en las estaciones María y Los

Alamicos, de mayor altitud (Diagnóstico del Parque Natural Sierra María-Los Vélez, 1987).

El contraste y variabilidad de las precipitaciones a niveles interanuales y mensuales confieren al clima una irregularidad extrema. Además hay que destacar la torrencialidad en las precipitaciones y su concentración en períodos limitados de tiempo, lo que unido a la orografía pronunciada, puede ocasionar avenidas.

ESTACION	ALTITUD (m)	UTMX	UTMY	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
CHIRIVEL SEG.	1038	564940	4161292	30,1	42,3	34,8	44,0	40,2	48,3	17,2	10,2	17,1	42,1	39,9	53,0	419,3
CHIRIVEL SUR	1045	565009	4161327	32,8	32,8	30,4	26,1	40,8	17,8	4,7	5,1	28,8	48,7	33,1	28,5	339,1
MARIA	1190	573971	4174194	42,7	42,9	39,9	35,5	45,5	23,6	5,6	11,0	37,9	54,3	51,7	40,8	440,9
MARIA ALAMICOS	1240	567725	4171644	41,5	10,4	89,4	34,7	48,7	39,6	7,4	7,8	38,4	54,4	89,9	60,1	537,2
VELEZ BLANCO	1110	579995	4172065	34,2	37,1	36,1	34,6	40,5	30,6	5,4	11,6	41,0	53,9	43,0	35,8	399,6
VB, TOPARES	1192	568298	4190756	31,9	31,0	27,6	32,1	45,3	19,6	5,8	8,5	26,7	41,7	41,1	29,9	333,3
VELEZ RUBIO I L	842	581655	4167365	25,4	26,3	31,3	32,5	37,7	29,2	7,1	9,5	27,5	52,3	42,9	23,6	343,1
VR TONOSA	970	585541	4162798	33,6	24,1	29,3	36,2	39,2	21,4	8,2	4,7	33,0	51,0	36,0	25,5	337,5
ORCE	925	546269	4175191	37,7	35,1	28,1	29,4	40,4	23,1	5,4	9,7	23,6	43,8	35,9	31,2	335,4
ORCE 'EL BOSQUE'	1160	552443	4167528	37,6	27,3	36,5	30,6	36,5	20,3	9,8	8,6	22,4	51,9	27,4	43,1	352,1
ESTACIÓN VALDEINFIERNO	690	591417	4184567	18,8	21,1	28,6	39,6	33,2	23,9	6,6	7,8	21,0	49,3	30,4	30,0	310,4
LORCA CASA IGLESIAS	862	590234	4183289	20,8	21,3	45,8	54,6	44,3	40,3	5,9	12,7	22,5	81,7	49,8	37,7	437,4
E. PUENTES	450	604470	4177332	19,0	17,2	24,1	36,4	28,6	21,8	5,6	10,1	17,9	43,5	30,0	21,9	276,1
GALERA	970	539428	4173769	25,5	28,9	30,6	37,5	27,6	20,1	6,5	7,6	19,0	32,9	26,3	36,5	298,9

Tabla II.5.1.1. Precipitaciones mensuales y anuales (mm).

II.5.1.3. Temperaturas

En general, las temperaturas medias anuales oscilan entre los 11,9 °C de María y los 16,8 °C del Embalse de Puentes. La temperatura media mensual sólo sobrepasa los 25 °C en julio y agosto en la estación de Puentes (Tabla II.5.1.2). La temperatura media mínima es de 3,7 °C y suele darse en el mes de Enero, alcanzándose el valor más bajo en María. La temperatura media máxima para el Parque oscila entre los 11,9 y 17,1 °C, registrándose las temperaturas máximas en el mes de julio, y no de agosto, debido al carácter continental del clima (Tablas II.5.1.3, II.5.1.4, II.5.1.5, II.5.1.6, II.5.1.7, II.5.1.8, II.5.1.9 y II.5.1.10).

ESTACION	ALTITUD (m)	UTMX	UTMY	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
CHIRIVEL SEGURA	1038	564940	4161292	4,8	6,6	8,1	10,2	13,5	17,9	22,6	21,7	18,1	13,0	7,9	6,7	12,6
MARIA	1190	573971	4174194	3,7	5,1	7,3	9,6	13,7	18,8	22,3	22,2	17,7	12,1	7,4	4,7	11,9
MARIA ALAMICOS	1240	567725	4171644	4,1	4,3	4,1	8,1	11,7	16,4	21,0	21,6	17,6	11,5	6,3	2,5	10,1
VB, TOPARES	1192	568298	4190756	4,8	5,8	7,5	9,4	13,3	18,2	23,3	22,8	17,9	12,6	7,9	5,4	12,2
VELEZ RUBIO I L	842	581655	4167365	7,7	8,4	10,0	11,8	14,7	19,3	22,6	23,1	19,9	14,8	10,6	8,1	14,3
ESTACIÓN VALDEINFIERNO	690	591417	4184567	6,0	7,0	8,6	11,0	14,3	18,9	22,8	22,5	19,3	14,1	9,1	6,1	13,3
LORCA CASA IGLESIAS	862	590234	4183289	6,6	7,6	8,6	11,1	14,8	18,6	23,4	23,2	19,4	14,7	9,8	6,3	13,7
E. DE PUENTES	450	604470	4177332	9,2	10,3	12,5	14,9	18,6	22,4	25,9	25,7	22,7	17,3	12,6	9,8	16,8

Tabla II.5.1.2. Temperaturas anuales y mensuales (°C).

ESTACIONES TERMOPLUVIOMÉTRICAS

Tabla II.5.1.3. Datos climáticos de Chirivel Cuenca Hidrográfica Segura.

CODIGO		ESTACION	CIUDAD	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD	UTM_X	UTM_Y						
7187		CHIRIVEL C H SEGURA	ALMERIA	021609W	373545	1038	564940	4161292						
		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
TMAXAB	MAX	22,3	22,5	26,5	28,2	35,9	39,7	44,3	44,9	41,6	31,9	25,3	22,3	45,1
TMAXAB	MEDIA	13,4	14,1	18,1	21,5	26,6	29,3	32,2	31,3	27,9	24,3	19,5	14,1	25,4
TMINAB	MIN	-9,3	-10,7	-3,0	-0,6	3,6	5,2	6,6	7,6	4,8	1,8	-4,6	-5,4	-10,9
TMINAB	MEDIA	-4,2	-3,5	-0,2	3,0	5,9	8,2	11,7	12,8	9,9	4,7	1,1	-1,4	2,4
TMAX	MEDIA	9,3	10,5	13,7	17,3	22,2	25,5	28,9	28,2	24,6	19,9	15,0	10,7	18,8
TMIN	MEDIA	-0,2	1,4	3,8	6,6	9,7	12,1	15,5	16,1	12,8	8,6	4,6	2,0	7,7
TMED	MEDIA	4,6	6,0	8,8	11,9	15,9	18,8	22,1	22,2	18,7	14,2	9,8	6,4	13,3
NTM100	SUMA	6,2	2,7	2,5	0,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	2,1	2,7	17,1
PPTOT	MEDIA	30,1	42,3	34,8	44,0	40,2	48,3	17,2	10,2	17,1	42,1	39,9	53,0	419,3
DAPREC	MEDIA	4	5	4	4	4	4	1	2	2	4	4	5	43

Período de observación de los datos termométricos: 1953-1978. 97% de datos

Período de observación de los datos pluviométricos: 1953-1968. 11% de datos

Tabla II.5.1.4. Datos climáticos de Lorca Casa Iglesias.

CODIGO		ESTACION	CIUDAD	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD	UTM_X	UTM_Y						
7199		LORCA CASA IGLESIAS	MURCIA	019794W	377919	862	590234	4183289						
		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
TMAXAB	MAX	23,0	24,0	26,0	29,0	34,0	35,0	43,0	41,0	39,0	30,0	26,0	23,0	43,0
TMAXAB	MEDIA	17,7	20,4	21,8	24,8	28,7	32,5	37,7	36,8	32,2	26,4	21,8	17,7	26,5
TMINAB	MEDIA	-3,7	-2,4	-1,8	0,0	3,7	7,5	11,8	12,4	8,7	4,3	-0,4	-3,7	3,0
TMAXAB	MEDIA	11,2	12,7	14,1	16,6	21,0	25,4	30,9	30,5	26,1	20,1	14,6	10,5	19,5
TMED	MEDIA	6,6	7,6	8,6	11,1	14,8	18,6	23,4	23,2	19,4	14,7	9,8	6,3	13,7
TMIN	MEDIA	2,0	2,5	3,2	5,5	8,6	11,7	15,9	15,8	12,7	9,2	4,9	2,1	7,8
PPTOT	MEDIA	20,8	21,3	45,8	54,6	44,3	40,3	5,9	12,7	22,5	81,7	49,8	37,7	437,4
DAPREC	MEDIA	6	7	8	10	7	6	2	4	5	8	6	8	77

Período de observación de los datos termométricos: 1967-1978, 100% de datos

Período de observación de los datos pluviométricos: 1967-1978, 95% de datos

Tabla II.5.1.5. Datos climáticos de María (Almería).

CODIGO		ESTACION	CIUDAD	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD	UTM_X	UTM_Y						
7194		MARIA	ALMERIA	020956W	374249	1190	573971	4174194						
		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
TMAXAB	MAX	21,0	22,0	29,0	29,0	33,0	37,0	40,0	39,0	34,0	29,0	26,0	22,0	40,0
TMAXAB	MEDIA	14,7	17,5	21,1	23,0	27,3	32,3	35,6	35,1	30,0	24,1	19,3	15,3	36,8
TMINAB	MIN	-18,0	-13,0	-12,0	-5,6	-2,0	0,6	3,0	3,0	1,0	-6,0	-8,6	-13,0	-18,0
TMINAB	MEDIA	-7,3	-6,2	-4,2	-1,7	1,4	6,6	10,2	10,5	6,6	1,4	-3,7	-5,3	-9,1
TMAX	MEDIA	8,8	10,6	13,2	15,8	20,5	26,0	29,9	29,6	24,3	17,8	12,6	9,5	18,1
TMIN	MEDIA	-1,4	-0,4	1,5	3,4	7,0	11,5	14,8	14,9	11,1	6,5	2,2	-0,1	5,7
TMED	MEDIA	3,7	5,1	7,3	9,6	13,7	18,8	22,3	22,2	17,7	12,2	7,	4,7	11,9
NTM100	SUMA	69,7	53,2	39,5	17,0	2,8	0,0	0,0	0,0	0,0	2,7	27,4	56,1	268,4
PPTOT	MEDIA	42,7	42,9	39,9	35,5	45,5	23,6	5,6	11,1	37,9	54,3	51,7	40,8	440,9
PPMAX	MAX	53,0	87,0	90,0	55,5	119,0	120,0	50,0	70,0	125,0	172,3	85,0	62,0	172,3
PPMAX	MEDIA	17,6	23,2	18,8	14,7	21,3	14,7	4,8	9,2	20,4	26,8	23,8	17,8	61,3
DAPREC	MEDIA	5	4	4	4	5	2	1	1	3	4	5	5	43
DGRANI	SUMA	1	1	1	5	4	3	2	1	2	2	2	2	26
DNIEBLA	SUMA	28	23	6	10	6	9	10	12	12	27	22	32	197
DNIEVE	SUMA	23	27	30	18	1	0	0	0	0	10	20	20	129
DTORME	SUMA	1	1	0	4	6	20	9	14	11	5	3	0	74

Período de observación de los datos termométricos: 1970-2003. 93% de datos

Período de observación de los datos pluviométricos: 1970-2003. 93% de datos

Tabla II.5.1.6. Datos climáticos de Embalse de Puentes.

CODIGO		ESTACION	CIUDAD	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD	UTM_X	UTM_Y						
7205		EMBALSE DE PUENTES	MURCIA	018186W	377367	450	604470	4177332						
		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
TMAXAB	MAX	28,0	29,0	32,0	34,0	39,0	43,0	44,0	41,0	41,0	35,0	32,0	25,0	44,0
TMAXAB	MEDIA	21,8	23,6	26,8	28,5	31,8	35,6	39,4	38,6	35,2	29,8	24,9	21,5	29,8
TMINAB	MIN	-6,0	-5,0	-4,0	0,0	4,0	8,0	11,0	10,0	8,0	0,0	-3,0	-8,0	-8,0
TMINAB	MEDIA	-1,2	-1,2	0,8	3,6	7,1	10,9	14,6	14,4	11,1	5,8	1,6	-0,6	5,6
TMAX	MEDIA	15,1	16,5	19,0	21,6	25,4	29,6	33,7	33,3	29,9	23,4	18,3	15,	23,4
TMED	MEDIA	9,2	10,3	12,5	14,9	18,6	22,4	25,9	25,7	22,7	17,3	12,6	9,8	16,8
TMINAB	MEDIA	3,4	4,2	6,1	8,2	11,7	15,2	18,1	18,1	15,4	11,3	6,9	4,4	10,2
PPTOT	MEDIA	19,0	17,2	24,1	36,4	28,6	21,8	5,6	10,1	17,9	43,5	30,0	21,9	276,1
DAPREC	MEDIA	3	3	4	5	4	3	1	1	3	4	4	4	40

Período de observación de los datos termométricos: 1953-1989, 96% de datos

Período de observación de los datos pluviométricos: 1951-1989, 97% de datos

Tabla II.5.1.7. Datos climáticos de Valdeinfierno.

CODIGO		ESTACION				CIUDAD	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD	UTM_X	UTM_Y			
7198		EMBALSE DE VALDEINFIERNO				MURCIA	019658W	378033	690	591417	4184567			
		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
TMAXAB	MAX	23,0	24,0	27,0	33,0	38,0	40,0	42,0	41,0	39,0	31,0	28,0	21,0	42,0
TMAXAB	MEDIA	16,7	18,3	21,8	24,5	28,0	32,2	36,5	35,7	31,6	26,5	21,3	17,3	25,9
TMINAB	MIN	-13,0	-12,0	-7,0	-4,0	0,0	1,0	8,0	9,0	5,0	-4,0	-6,0	-12,0	-13,0
TMINAB	MEDIA	-4,6	-4,3	-2,6	0,6	3,7	7,8	11,5	11,5	8,2	2,0	-1,7	-4,9	2,3
TMAX	MEDIA	10,5	11,9	14,0	16,6	20,2	25,6	30,2	29,8	26,2	19,7	14,2	10,6	19,1
TMED	MEDIA	1,4	2,1	3,2	5,4	8,4	12,1	15,3	15,2	12,3	8,5	4,1	1,5	7,5
TMINAB	MEDIA	6,0	7,0	8,6	11,0	14,3	18,9	22,8	22,5	19,	14,1	9,1	6,1	13,3
PPTOT	MEDIA	18,8	21,1	28,6	39,6	33,2	23,9	6,6	7,8	21,0	49,3	30,4	30,0	310,4
DAPREC	MEDIA	2	3	3	4	4	2	1	1	2	3	3	3	30

Período de observación de los datos termométricos: 1967-1989. 96% de datos

Período de observación de los datos pluviométricos: 1951-1989. 88% de datos

Tabla II.5.1.8. Datos climáticos de María Alamicos.

CODIGO		ESTACION				CIUDAD	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD	UTM_X	UTM_Y			
5055		MARIA LOS ALAMICOS				ALMERIA	021412W	374120	1240	567725	4171644			
		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
TMAXAB	MAX	28,0	20,0	20,0	26,0	30,0	34,0	37,0	37,0	34,0	28,0	22,0	13,0	37,0
TMAXAB	MEDIA	17,4	17,3	17,0	22,8	27,8	32,0	35,8	34,8	31,0	25,0	18,3	12,3	36,0
TMINAB	MIN	-9,0	-8,0	-9,0	-6,0	-2,0	1,0	7,0	8,0	3,0	-4,0	-9,0	-12,0	-9,0
TMINAB	MEDIA	-6,6	-7,0	-7,0	-4,3	-0,5	4,3	8,0	8,8	4,5	-1,3	-5,0	-7,0	-8,5
TMAX	MEDIA	10,4	10,2	9,7	14,6	18,3	23,5	29,3	29,8	25,3	17,0	12,2	6,9	16,5
TMIN	MEDIA	-2,1	-1,6	-1,6	1,7	5,1	9,2	12,6	13,3	9,8	6,0	0,5	-1,9	3,7
TMED	MEDIA	4,1	4,3	4,1	8,1	11,7	16,4	20,9	21,6	17,6	11,5	6,3	2,5	10,1
NTM100	SUMA	12,3	6,9	9,6	4,6	1,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,7	4,2	10,0	49,3
PPTOT	MEDIA	41,5	10,4	89,4	34,7	48,7	39,6	7,4	7,8	38,4	54,4	89,9	60,1	537,2
PPMAX	MAX	24,6	12,3	80,0	38,0	50,0	51,0	15,0	13,5	37,0	36,0	77,5	40,0	77,5
PPMAX	MEDIA	14,2	3,9	35,2	18,1	21,6	18,7	6,6	5,4	15,9	21,4	35,8	19,6	50,7
DAPREC	MEDIA	6	2	6	5	6	4	1	2	4	6	4	8	54
DGRANI	SUMA	0	1	2	2	0	1	1	0	0	0	2	0	9
DNIEBLA	SUMA	37	25	55	35	25	15	17	20	17	27	29	38	340
DNIEVE	SUMA	8	3	9	0	0	2	0	0	0	0	3	12	37
DTORME	SUMA	0	0	0	0	2	12	6	9	11	4	4	0	48

Período de observación de los datos termométricos: 1970-1974. 77% de datos

Período de observación de los datos pluviométricos: 1970-1974. 79% de datos

Tabla II.5.1.9. Datos climáticos de Vélez Blanco Topares.

CODIGO		ESTACION	CIUDAD	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD	UTM_X	UTM_Y													
5060		VELEZ-BLANCO, TOPARES	ALMERIA	022277W	378611	1192	568298	4190756	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
TMAXAB	MAX								19,5	24,0	26,0	28,0	38,0	37,0	41,0	40,0	39,0	32,0	30,0	22,0	41,0
TMAXAB	MEDIA								14,6	16,5	19,8	21,3	27,5	32,5	36,9	35,4	31,8	25,0	19,8	15,4	37,3
TMINAB	MIN								-9,5	-12,0	-9,0	-5,0	-2,0	1,0	5,0	5,0	1,0	-2,5	-6,5	-9,5	-12,0
TMINAB	MEDIA								-4,2	-4,2	-2,3	-0,2	1,9	6,2	10,2	10,5	6,2	3,1	-1,6	-3,8	-5,7
TMAX	MEDIA								9,4	10,7	13,0	15,2	20,4	26,4	31,8	31,2	26,0	18,9	12,9	9,9	18,3
TMIN	MEDIA								0,3	0,9	2,1	3,6	6,3	10,0	14,7	14,3	9,9	6,2	3,0	0,8	6,1
TMED	MEDIA								4,8	5,6	7,6	9,4	13,3	18,2	23,3	22,8	17,9	12,6	7,9	5,4	12,2
NTM100	SUMA								51,0	38,9	26,0	9,2	1,6	0,0	0,0	0,0	0,0	1,4	18,9	45,5	192,5
PPTOT	MEDIA								31,9	31,0	27,6	32,1	45,3	19,6	5,8	8,5	26,8	41,7	41,1	29,9	333,3
PPMAX	MAX								90,4	41,0	45,5	35,0	56,0	35,5	30,5	24,5	93,0	95,5	74,6	40,3	95,5
PPMAX	MEDIA								14,5	15,6	12,9	12,4	20,1	9,8	4,5	6,3	15,9	21,4	20,8	11,7	43,3
DAPREC	MEDIA								4	3	3	4	4	2	1	1	2	3	4	4	35
DGRANI	SUMA								0	0	0	2	3	0	0	0	0	0	1	0	6
DNIEBLA	SUMA								6	0	5	0	0	0	0	0	0	0	0	9	20
DNIEVE	SUMA								34	44	40	18	2	0	0	0	0	0	5	34	177
DTORME	SUMA								0	2	4	13	53	69	18	42	53	26	3	0	283

Período de observación de los datos termométricos: 1970-2003. 95% de datos

Período de observación de los datos pluviométricos: 1970-2003. 97% de datos

Tabla II.5.1.10. Datos climáticos de Vélez Rubio II.

CODIGO		ESTACION	CIUDAD	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD	UTM_X	UTM_Y													
7189A		VELEZ RUBIO I L	ALMERIA	020444W	373907	842	581655	4167365	E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
TMAXAB	MAX	25,0	26,0	29,0	30,0	32,0	38,0	42,0	40,0	38,0	31,0	29,0	25,0	42,0							
TMAXAB	MEDIA	19,8	21,1	23,4	24,7	27,9	32,3	36,5	36,0	32,5	27,0	23,2	20,3	37,5							
TMINAB	MIN	-9,0	-7,0	-7,0	-3,0	1,0	5,0	8,0	9,0	3,0	-3,0	-3,0	-9,0	-9,0							
TMINAB	MEDIA	-2,9	-2,5	-0,8	1,3	3,9	8,1	11,0	11,2	8,5	3,9	0,6	-1,9	-4,7							
TMAX	MEDIA	12,9	13,8	15,7	17,6	21,1	26,4	30,2	30,6	27,0	20,7	15,9	13,2	20,5							
TMIN	MEDIA	2,5	3,1	4,3	6,0	8,3	12,2	15,1	15,7	12,8	9,0	5,3	3,0	8,1							
TMED	MEDIA	7,7	8,4	10,0	11,8	14,7	19,3	22,6	23,1	19,9	14,8	10,6	8,1	14,3							
NTM100	SUMA	18,5	14,3	8,3	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	4,4	17,6	65,1							
PPTOT	MEDIA	25,4	26,3	31,3	32,5	37,7	29,2	7,1	9,5	27,5	52,3	42,9	23,6	343,1							
PPMAX	MAX	53,0	47,0	41,0	48,0	63,0	67,0	45,5	28,2	44,5	151,5	91,0	26,0	151,5							
PPMAX	MEDIA	13,4	13,4	14,1	13,0	16,1	16,2	5,2	6,5	12,0	27,9	18,3	9,6	44,12							
DAPREC	MEDIA	3	3	4	5	5	3	1	1	3	4	4	4	40							
DGRANI	SUMA	0	0	1	0	0	0	0	0	1	0	1	0	3							
DNIEBLA	SUMA	1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1							
DNIEVE	SUMA	7	7	4	0	0	0	0	0	0	0	2	7	27							
DTORME	SUMA	4	5	9	22	33	35	15	25	35	18	6	1	208							

Período de observación de los datos termométricos: 1970-1991, 98% de datos

Período de observación de los datos pluviométricos: 1970-1991, 99% de datos

ESTACIONES PLUVIOMÉTRICAS

Tabla II.5.1.11. Datos climáticos de Chirivel Cuenca Hidrográfica del Sur.

CODIGO	ESTACION	CIUDAD	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD	UTM_X	UTM_Y							
7187A	CHIRIVEL C H SUR	ALMERIA	021549W	373546	1045									
		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
PPTOT	MEDIA	32,8	32,8	30,4	26,1	40,9	17,8	4,7	5,1	28,8	48,7	33,1	28,5	339,1
PPMAX	MAX	39,0	55,0	62,0	31,0	55,0	50,0	28,0	30,0	72,0	91,5	43,5	36,0	91,5
PPMAX	MEDIA	15,3	14,6	13,5	10,4	16,5	9,7	4,2	4,2	14,0	22,8	14,3	11,8	42,1
DAPREC	MEDIA	4	4	4	4	5	2	0	1	3	4	4	4	9
DGRANI	SUMA	1	1	0	4	2	1	0	0	2	1	2	0	14
DNIEBLA	SUMA	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	1	1
DNIEVE	SUMA	26	18	24	5	4	0	0	0	0	0	3	14	94
DTORME	SUMA	0	0	0	1	6	15	5	9	16	9	4	0	65

Período de observación de los datos pluviométricos: 1970-2003, 92% de datos

Tabla II.5.1.12. Datos climáticos de Vélez Blanco.

CODIGO	ESTACION	CIUDAD	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD	UTM_X	UTM_Y							
7185	VELEZ BLANCO	ALMERIA	020545W	374128	1110	579995	4172065							
		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
PPTOT	MEDIA	34,2	37,1	36,1	34,6	40,5	30,6	5,4	11,6	41,1	53,9	43,0	35,8	399,6
PPMAX	MAX	60,8	53,1	82,5	53,2	102,0	124,0	31,0	43,0	121,0	181,0	93,4	42,2	181,0
PPMAX	MEDIA	15,4	18,7	16,9	15,3	21,1	20,8	3,0	6,1	20,8	28,4	20,9	14,5	60,6
DAPREC	MEDIA	4	3	4	4	4	2	0	1	3	4	4	4	37
DGRANI	SUMA	3	9	8	14	14	7	4	10	11	4	5	0	89
DNIEBLA	SUMA	40	41	24	23	13	12	8	9	23	32	38	52	315
DNIEVE	SUMA	59	57	45	17	5	0	0	1	1	0	15	25	225
DTORME	SUMA	1	6	4	9	30	22	7	24	35	17	7	1	163

Período de observación de los datos pluviométricos: 1970-2003, 93% de datos

Tabla II.5.1.13. Datos climáticos de Vélez Rubio Tonosa.

CODIGO		ESTACION				CIUDAD	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD	UTM_X	UTM_Y				
7189E		VELEZ RUBIO TONOSA				ALMERIA	020232W	373628	970						
		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL	
PPTOT	MEDIA	33,6	24,1	29,3	36,2	39,2	21,4	8,2	4,7	33,0	51,0	36,0	25,5	337,5	
PPMAX	MAX	60,2	60,5	50,2	39,5	158,7	51,5	96,5	22,2	78,5	216,2	56,0	28,0	216,2	
PPMAX	MEDIA	17,0	14,2	13,8	14,5	21,4	12,4	7,4	3,8	17,2	29,2	17,5	10,7	57,4	
DAPREC	MEDIA	3	3	3	4	4	2	1	1	2	3	3	3	32	
DGRANI	SUMA	0	0	0	2	7	2	2	3	8	1	1	0	26	
DNIEBLA	SUMA	5	10	9	7	1	4	0	0	2	2	5	8	53	
DNIEVE	SUMA	7	7	2	0	0	0	0	0	0	0	1	1	18	
DTORME	SUMA	0	0	2	13	25	24	7	19	20	7	4	0	121	

Período de observación de los datos pluviométricos: 1970-1997, 91% de datos

Tabla II.5.1.14. Datos climáticos de Orce.

CODIGO		ESTACION				CIUDAD	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD	UTM_X	UTM_Y				
5065		ORCE				GRANADA	022847W	374320	925	546269	4175191				
		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL	
PPTOT	MEDIA	37,7	35,1	28,1	29,4	40,4	23,1	5,4	9,7	23,6	43,8	36,0	31,2	335,4	
PPMAX	MAX	90,0	57,0	34,0	75,0	70,0	52,0	20,0	24,0	52,0	80,0	65,0	37,5	90,0	
PPMAX	MEDIA	18,6	15,9	12,7	14,7	18,2	12,5	3,7	7,3	13,0	21,6	16,1	12,9	44,8	
DAPREC	MEDIA	4	4	4	4	4	2	1	1	2	3	4	3	36	
DGRANI	SUMA	0	1	0	0	1	0	1	2	2	2	0	0	9	
DNIEBLA	SUMA	17	9	8	3	2	2	0	0	8	4	9	12	74	
DNIEVE	SUMA	27	22	3	6	0	0	0	0	1	0	5	8	72	
DTORME	SUMA	0	0	0	1	9	11	8	28	10	3	0	0	70	

Período de observación de los datos pluviométricos: 1970-2003, 92% de datos

Tabla II.5.1.15. Datos climáticos de Orce "El Bosque".

CODIGO	ESTACION	CIUDAD	LONGITUD	LATITUD	ALTITUD	UTM_X	UTM_Y
5056	ORCE 'EL BOSQUE'	GRANADA	022437W	373910	1160	552443	4167528

		E	F	M	A	M	J	J	A	S	O	N	D	ANUAL
PPTOT	MEDIA	37,6	27,3	36,5	30,6	36,5	20,3	9,8	8,6	22,4	51,9	27,4	43,1	352,1
PPMAX	MAX	57,5	25,0	27,0	29,0	57,0	27,0	19,0	15,0	41,0	135,0	25,0	19,0	135,0
PPMAX	MEDIA	16,6	11,5	16,1	15,2	18,3	11,9	7,3	7,1	12,5	25,6	13,7	19,8	175,7
DAPREC	MEDIA	4	4	4	3	3	2	1	1	2	4	3	4	36
DGRANI	SUMA	0	0	0	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1
DNIEVE	SUMA	4	1	0	0	0	0	0	0	0	0	1	2	8

Período de observación de los datos pluviométricos: 1957-1982, 73% de datos

CODIGOS

TMAXAB (°C)	Temperatura máxima absoluta y fecha
TMINAB (°C)	Temperatura mínima absoluta y fecha
TMAX (°C)	Temperatura media de las máximas
TMIN (°C)	Temperatura media de las mínimas
TMED (°C)	Temperatura media del mes
NTM100	Nº de días de temperatura mínima <0°C
PPTOT (mm)	Precipitación total mensual
PPMAX (mm)	Precipitación máxima mensual
DAPREC	Nº de días de precipitación apreciable
PMXD	Media de las precipitaciones máximas en un día
DGRANI	Nº días de granizo
DNIEBLA	Nº días de niebla
DNIEVE	Nº días de nieve
DTORME	Nº días de tormenta

II.5.2. Estudio de relaciones estadísticas

Las temperaturas medias anuales presentan una correlación significativa al 95% con la altitud y longitud. No obstante, ambos parámetros fisiográficos presentan autocorrelación, siendo la altitud la que presenta una mayor correlación. En las ecuaciones de regresión, la longitud no aporta información adicional a los modelos. La altitud presenta una buena correlación con la temperatura media anual y con las temperaturas medias mensuales (Tabla II.5.2.1), con coeficientes superiores a 0.90 en la mayoría de los meses. La altitud también se correlaciona de forma significativa con la precipitación media anual y con las precipitaciones medias mensuales, salvo para los meses de abril, junio, julio, agosto y noviembre (Tabla II.5.2.2). En estos meses, a pesar del descenso generalizado de las precipitaciones, se registraron tormentas y heladas en numerosas estaciones, debido a la presencia de borrascas procedentes del mediterráneo, fenómeno conocido como “gota fría”, lo que posiblemente ha creado un microclima diferente. Para predecir la precipitación de dichos meses se calculó el porcentaje medio de precipitación respecto al total de las precipitaciones en cada una de las estaciones de la zona de estudio. Se observó que las precipitaciones en dichos meses fueron 10%, 7%, 2%, 3% y 11% de las precipitaciones anuales, respectivamente.

Tabla II.5.2.1. Relaciones entre las temperaturas medias mensuales (°C) y la altitud (m).

MESES	VARIABLE	r	R ²	ECUACIÓN DE REGRESIÓN PARA ESTIMAR LA TEMPERATURA (°c)
ENERO	ALTITUD	-0,953513	90,9187	$E_T = 126,249 - 0,0699223 * ALTITUD$
FEBRERO	ALTITUD	-0,974442	94,9536	$F_T = 138,831 - 0,0729829 * ALTITUD$
MARZO	ALTITUD	-0,898718	80,7695	$M_T = 164,923 - 0,0830502 * ALTITUD$
ABRIL	ALTITUD	-0,940318	88,4198	$A_T = 182,203 - 0,0745059 * ALTITUD$
MAYO	ALTITUD	-0,891964	79,56	$M_T = 214,261 - 0,0692582 * ALTITUD$
JUNIO	ALTITUD	-0,894572	80,0258	$J_T = 245,08 - 0,0574638 * ALTITUD$
JULIO	ALTITUD	-0,849277	72,1271	$J_T = 274,644 - 0,0464381 * ALTITUD$
AGOSTO	ALTITUD	-0,934692	87,3649	$A_T = 272,979 - 0,0445328 * ALTITUD$
SEPTIEMBRE	ALTITUD	-0,992118	98,4299	$S_T = 253,3 - 0,0638407 * ALTITUD$
OCTUBRE	ALTITUD	-0,978321	95,7111	$O_T = 206,515 - 0,069556 * ALTITUD$
NOVIEMBRE	ALTITUD	-0,949223	90,1024	$N_T = 162,662 - 0,0723828 * ALTITUD$
DICIEMBRE	ALTITUD	-0,914418	83,6161	$D_T = 136,309 - 0,0767208 * ALTITUD$
ANUAL	ALTITUD	-0,957979	91,7724	$ANUAL_T = 201,869 - 0,0720014 * ALTITUD$

Tabla II.5.2.2. Correlaciones entre las precipitaciones medias mensuales (mm) y la altitud (m).

MES	VARIABLE	r	R ²	ECUACIÓN DE REGRESIÓN PARA ESTIMAR LA PRECIPITACIÓN (mm)
ENERO	ALTITUD	0,898797	80,7836	$E_p = 20,0149 + 0,314743 * ALTITUD$
FEBRERO	ALTITUD	0,797712	63,6344	$F_p = 38,4739 + 0,273385 * ALTITUD$
MARZO	ALTITUD	0,861201	74,1666	$M_p = 150,635 + 0,177451 * ALTITUD$
ABRIL	PP ANUAL	Las precipitaciones representan el 10% de las de un año medio		$A_p = 0.9 * ANUAL_p$
MAYO	ALTITUD	0,860787	74,0955	$M_p = 217,438 + 0,175144 * ALTITUD$
JUNIO	PP ANUAL	Las precipitaciones representan el 7% de las de un año medio		$J_p = 0.7 * ANUAL_p$
JULIO	PP ANUAL	Las precipitaciones representan el 2% de las de un año medio		$J_p = 0.2 * ANUAL_p$
AGOSTO	PP ANUAL	Las precipitaciones representan el 3% de las de un año medio		$A_p = 0.3 * ANUAL_p$
SEPTIEMBRE	ALTITUD	0,693719	48,1246	$S_p = 70,0139 + 0,226884 * ALTITUD$
OCTUBRE	ALTITUD	0,688567	47,4124	$O_p = 392,799 + 0,113456 * ALTITUD$
NOVIEMBRE	PP ANUAL	Las precipitaciones representan		$N_p = 0.11 * ANUAL_p$

		el 11% de las de un año medio		
DICIEMBRE	ALTITUD	0,765967	58,6705	$D_p = 91,6355 + 0,236175 * ALTITUD$
ANUAL	ALTITUD	0,836665	70,0008	$ANUAL_p = 1935,6 + 1,661 * ALTITUD$

II.5.3. Clasificaciones bioclimáticas

II.5.3.1. Clasificación bioclimática de Rivas Martínez

La clasificación bioclimática de Rivas Martínez (1987) relaciona clima y distribución de la vegetación potencial, sirviendo de base para el establecimiento de las series de vegetación y sus bioindicadores. Así, para la caracterización fitoclimática del área de estudio se han utilizado algunos de los índices propuestos en los últimos trabajos de Rivas Martínez (1994, 1996, 1999). Dichas clasificaciones se basan en cuatro datos básicos: precipitación total anual (P), temperatura media anual (T), temperatura media de las mínimas del mes más frío (m), y temperatura media de las máximas del mes más frío (M).

El macrobioclima de Andalucía es mediterráneo (Rivas Martínez, 1996) ya que corresponde a un tipo de clima propio de zonas subtropicales y templadas (23° a 51° N & S) que presenta sequía ($P < 2T$)¹ al menos dos meses después del solsticio de verano. En dicho macroclima se reconocen varios bioclimas caracterizados por el índice de continentalidad ($I_c = T_{m\acute{a}x} - T_{m\acute{i}n}$, siendo $T_{m\acute{a}x}$: temperatura media del mes más cálido, en $^\circ$ C, y $T_{m\acute{i}n}$: temperatura media del mes más frío, en $^\circ$ C.), índice ombrotérmico ($I_o = (P_p / T_p) \times 10$, siendo P_p la precipitación de los meses cuya temperatura media es superior a 0° C y T_p , la suma en décimas de grado de las temperaturas medias de los meses de media superior a 0° C), y el número de meses sin sequía ($P < 2T$).

La combinación de los gradientes térmicos y pluviométricos altitudinales produce notables variaciones del clima, y por tanto, de la vegetación, en espacios geográficos reducidos. Rivas Martínez (1987) define piso bioclimático como cada uno de los espacios climáticos que se suceden en una cliserie altitudinal, existiendo una correlación entre ellos y la zonación altitudinal de la vegetación.

Cada región o grupo de regiones biogeográficas afines posee pisos o termotipos bioclimáticos peculiares. Rivas Martínez (1993, 1994, 1996, 1999) propuso seis termotipos bioclimáticos mediterráneos, caracterizados sobre todo por el índice de termicidad compensado (I_{tc}), dicho índice es una modificación del índice de termicidad, que intenta equilibrar el “exceso” de frío invernal en territorios muy continentales o el “exceso de templanza” invernal en territorios muy oceánicos. Dicho índice se define de la siguiente forma:

$I_{tc} = I_t \pm C$, siendo I_t = índice de termicidad y C = valor de compensación.

$I_t = (T + m + M) \cdot 10$, siendo T = temperatura media anual (en $^\circ$ C), m = media de las mínimas del mes más frío del año (en $^\circ$ C) y M = media de las máximas del mes más frío del año (en $^\circ$ C).

Dentro de cada piso bioclimático pueden suceder distintos ombrotipos, diferenciables por los valores del índice ombrotérmico (Io).

Se han realizado los diagramas bioclimáticos de Rivas Martínez & al. (1996) de las estaciones termopluviométricas María; Vélez Rubio, Vélez Blanco-Topares, Chirivel, Embalse de Valdeinfierno y Lorca Casa Iglesias, con el programa informático BIOCLIMA (Alcaraz, 1995). Cada uno de los diagramas va acompañado por un conjunto de índices bioclimáticos y su clasificación (Tabla II.5.3.1.1 y figura II.5.3.1.1).

Del estudio de los resultados obtenidos en los índices y diagnosis bioclimática en las estaciones termopluviométricas María; Vélez Rubio, Vélez Blanco-Topares, Chirivel, Embalse de Valdeinfierno y Lorca Casa Iglesias (Tabla II.5.3.1.1 y figura II.5.3.1.1), observamos que en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, aparecen dos bioclimas pertenecientes al macrobioclima Mediterráneo; el oceánico pluviestacional, ampliamente representado (María, Vélez Blanco, Vélez Rubio y Chirivel), y el bioclima xérico oceánico a menor altitud (Valdeinfierno). Los termotipos dominantes en la zona de estudio son Oromediterráneo, Supramediterráneo y Mesomediterráneo, con los ombroclimas seco semiárido y subhúmedo.

El termotipo Mesomediterráneo ocuparía la zona basal de las sierras y el área existente entre ellas. Su cota máxima son los 1400 m en el Maimón. El Supramediterráneo ocupa la mayor parte de las zonas de montaña; su límite altitudinal se sitúa entre los 1750 y 1800 m. Éste es el termotipo de las formaciones caducifolias y esclerófilas. El termotipo Oromediterráneo se presenta en las zonas más elevadas de las sierras; a partir de los 1750-1800 m. Dicho termotipo representa el límite de las formaciones arbóreas. Predominarían los matorrales de caméfitos almohadillados y espinosos, junto con especies de biotipo postrado y hemicriptófitos, ya que soportan inviernos con temperaturas muy bajas y están cubiertos de nieve durante largos períodos (Cueto1989).

Tabla II.5.3.1.1. Índices y Diagnóstico bioclimática (Rivas Martínez et al, 1996) de las estaciones: María, Chirivel, Embalse de Valdeinfierno, Vélez Blanco Topares, Vélez Rubio, Lorca Casa Iglesias.

INDICES Y DIAGNOSIS BIOCLIMATICA	
María	Altitud: 1190 m
Latitud: 37° 42' N	Longitud: 2° 9' W
Indice de ternicidad.....	(It): 195
Indice de ternicidad compensado.....	(Itc): 198
Indice de continentalidad simple.....	(Ic): 18.5
Indice de diurnalidad.....	(Id): 15.0
Indice ombrotermico.....	(Io): 2.98
Indice ombrotermico seco binensual....	(Ios2): 0.37
Indice ombrotermico seco trimestral...	(Ios3): 0.64
Indice ombrotermico seco cuatrimestral	(Ios4): 1.11
Indice de ombro-evaporacion anual.....	(Ioe): 2.98
Indice de aridez anual.....	(Iar): 0.0
Temperatura positiva anual.....	(Tp): 1443
Temperatura negativa anual.....	(Tn): 0
Temperatura de la estacion seca.....	(Tv): 632.5
Precipitacion positiva.....	(Pp): 430.7

Nº de meses	P> 4T	P:2T a 4T	P: T a 2T	P<T
	6	3	1	2

Tipo de continentalidad..... Semioceánico
 Cintura latitudinal..... Eutemplada
 Macrobioclima: MEDITERRÁNEO Bioclima: PLUVIESTACIONAL OCEÁNICO
 Termotipo: SUPRAMEDITERRÁNEO INFERIOR Ombrotipo: SECO SUPERIOR

INDICES Y DIAGNOSIS BIOCLIMATICA	
Vélez-Blanco, Topares	Altitud: 1192 m
Latitud: 37° 0' N	Longitud: 2° 22' W
Indice de ternicidad.....	(It): 220
Indice de ternicidad compensado.....	(Itc): 222
Indice de continentalidad simple.....	(Ic): 18.5
Indice de diurnalidad.....	(Id): 17.1
Indice ombrotermico.....	(Io): 2.30
Indice ombrotermico seco binensual....	(Ios2): 0.31
Indice ombrotermico seco trimestral...	(Ios3): 0.52
Indice ombrotermico seco cuatrimestral	(Ios4): 1.02
Indice de ombro-evaporacion anual.....	(Ioe): 2.30
Indice de aridez anual.....	(Iar): 2.1
Temperatura positiva anual.....	(Tp): 1483
Temperatura negativa anual.....	(Tn): 0
Temperatura de la estacion seca.....	(Tv): 641.0
Precipitacion positiva.....	(Pp): 340.6

Nº de meses	P> 4T	P:2T a 4T	P: T a 2T	P<T
	4	4	2	2

Tipo de continentalidad..... Semioceánico
 Cintura latitudinal..... Eutemplada
 Macrobioclima: MEDITERRÁNEO Bioclima: PLUVIESTACIONAL OCEÁNICO
 Termotipo: MESOMEDITERRÁNEO SUPERIOR Ombrotipo: SECO INFERIOR

Tabla II.5.3.1.1. Índices y Diagnósis bioclimática (Rivas Martínez et al, 1996) de las estaciones: María, Chirivel, Embalse de Valdeinfierno, Vélez Blanco Topares, Vélez Rubio, Lorca Casa Iglesias (Continuación).

INDICES Y DIAGNOSIS BIOCLIMATICA	
Velez-Rubio	
Latitud: 37° 39' N	Longitud: 2° 4' W
Altitud: 842 m	
Indice de termicidad.....	(It): 295
Indice de termicidad compensado.....	(Itc): 295
Indice de continentalidad simple.....	(Ic): 15.4
Indice de diurnalidad.....	(Id): 15.1
Indice ombrotermico.....	(Io): 2.02
Indice ombrotermico seco bimensual....	(Ios2): 0.36
Indice ombrotermico seco trimestral...	(Ios3): 0.70
Indice ombrotermico seco cuatrimestral	(Ios4): 1.05
Indice de ombro-evaporacion anual.....	(Ioe): 2.02
Indice de aridez anual.....	(Iar): 2.0
Temperatura positiva anual.....	(Tp): 1706
Temperatura negativa anual.....	(Tn): 0
Temperatura de la estacion seca.....	(Tv): 649.0
Precipitacion positiva.....	(Pp): 344.9

Nº de meses	P > 4T	P:2T a 4T	P: T a 2T	P < T
	1	7	2	2

Tipo de continentalidad..... Semioceánico
 Cintura latitudinal..... Eutemplada
 Macrobioclima: MEDITERRÁNEO Bioclima: PLUVIESTACIONAL OCEÁNICO
 Termotipo: MESOMEDITERRÁNEO INFERIOR Ombrotipo: SECO INFERIOR

INDICES Y DIAGNOSIS BIOCLIMATICA	
Chirivel	
Latitud: 37° 35' N	Longitud: 2° 16' W
Altitud: 1038 m	
Indice de termicidad.....	(It): 223
Indice de termicidad compensado.....	(Itc): 223
Indice de continentalidad simple.....	(Ic): 17.6
Indice de diurnalidad.....	(Id): 13.4
Indice ombrotermico.....	(Io): 2.64
Indice ombrotermico seco bimensual....	(Ios2): 0.62
Indice ombrotermico seco trimestral...	(Ios3): 1.20
Indice ombrotermico seco cuatrimestral	(Ios4): 1.47
Indice de ombro-evaporacion anual.....	(Ioe): 2.64
Indice de aridez anual.....	(Iar): 1.7
Temperatura positiva anual.....	(Tp): 1590
Temperatura negativa anual.....	(Tn): 0
Temperatura de la estacion seca.....	(Tv): 629.5
Precipitacion positiva.....	(Pp): 419.2

Nº de meses	P > 4T	P:2T a 4T	P: T a 2T	P < T
	4	5	0	3

Tipo de continentalidad..... Semioceánico
 Cintura latitudinal..... Eutemplada
 Macrobioclima: MEDITERRÁNEO Bioclima: PLUVIESTACIONAL OCEÁNICO
 Termotipo: MESOMEDITERRÁNEO SUPERIOR Ombrotipo: SECO SUPERIOR

Tabla II.5.3.1.1. Índices y Diagnóstico bioclimática (Rivas Martínez et al, 1996) de las estaciones: María, Chirivel, Embalse de Valdeinfierno, Vélez Blanco Topares, Vélez Rubio, Lorca Casa Iglesias (Continuación).

INDICES Y DIAGNOSIS BIOCLIMATICA	
Embalse de Valdeinfierno	
Latitud: 37° 0' N	Longitud: 1° 0' W
Altitud: 690 m	
Indice de termicidad.....	(It): 252
Indice de termicidad compensado.....	(Itc): 252
Indice de continentalidad simple.....	(Ic): 16.8
Indice de diurnalidad.....	(Id): 14.9
Indice ombrotermico.....	(Io): 1.95
Indice ombrotermico seco bimensual....	(Ios2): 0.32
Indice ombrotermico seco trimestral...	(Ios3): 0.60
Indice ombrotermico seco cuatrimestral	(Ios4): 0.91
Indice de ombro-evaporacion anual.....	(Ioe): 1.95
Indice de aridez anual.....	(Iar): 2.4
Temperatura positiva anual.....	(Tp): 1595
Temperatura negativa anual.....	(Tn): 0
Temperatura de la estacion seca.....	(Tv): 641.0
Precipitacion positiva.....	(Pp): 310.3

Nº de meses	P > 4T	P: 2T a 4T	P: T a 2T	P < T
	1	7	2	2

Tipo de continentalidad..... Semioceánico
 Cintura latitudinal..... Eutemplada
 Macrobioclima: MEDITERRANEO Bioclima: XÉRICO OCEÁNICO
 Termotipo: MESOMEDITERRANEO SUPERIOR Ombrotipo: SEMIÁRIDO SUPERIOR

INDICES Y DIAGNOSIS BIOCLIMATICA	
LORCA CASA IGLESIAS	
Latitud: 37° 5' N	Longitud: 1° 60' W
Altitud: 862 m	
Indice de termicidad.....	(It): 263
Indice de termicidad compensado.....	(Itc): 263
Indice de continentalidad simple.....	(Ic): 17.1
Indice de diurnalidad.....	(Id): 15.0
Indice ombrotermico.....	(Io): 2.67
Indice ombrotermico seco bimensual....	(Ios2): 0.40
Indice ombrotermico seco trimestral...	(Ios3): 0.90
Indice ombrotermico seco cuatrimestral	(Ios4): 1.29
Indice de ombro-evaporacion anual.....	(Ioe): 2.67
Indice de aridez anual.....	(Iar): 0.0
Temperatura positiva anual.....	(Tp): 1639
Temperatura negativa anual.....	(Tn): 0
Temperatura de la estacion seca.....	(Tv): 651.0
Precipitacion positiva.....	(Pp): 437.4

Nº de meses	P > 4T	P: 2T a 4T	P: T a 2T	P < T
	5	4	1	2

Tipo de continentalidad..... Semioceánico
 Cintura latitudinal..... Eutemplada
 Macrobioclima: MEDITERRANEO Bioclima: PLUVIESTACIONAL OCEÁNICO
 Termotipo: MESOMEDITERRANEO SUPERIOR Ombrotipo: SECO SUPERIOR

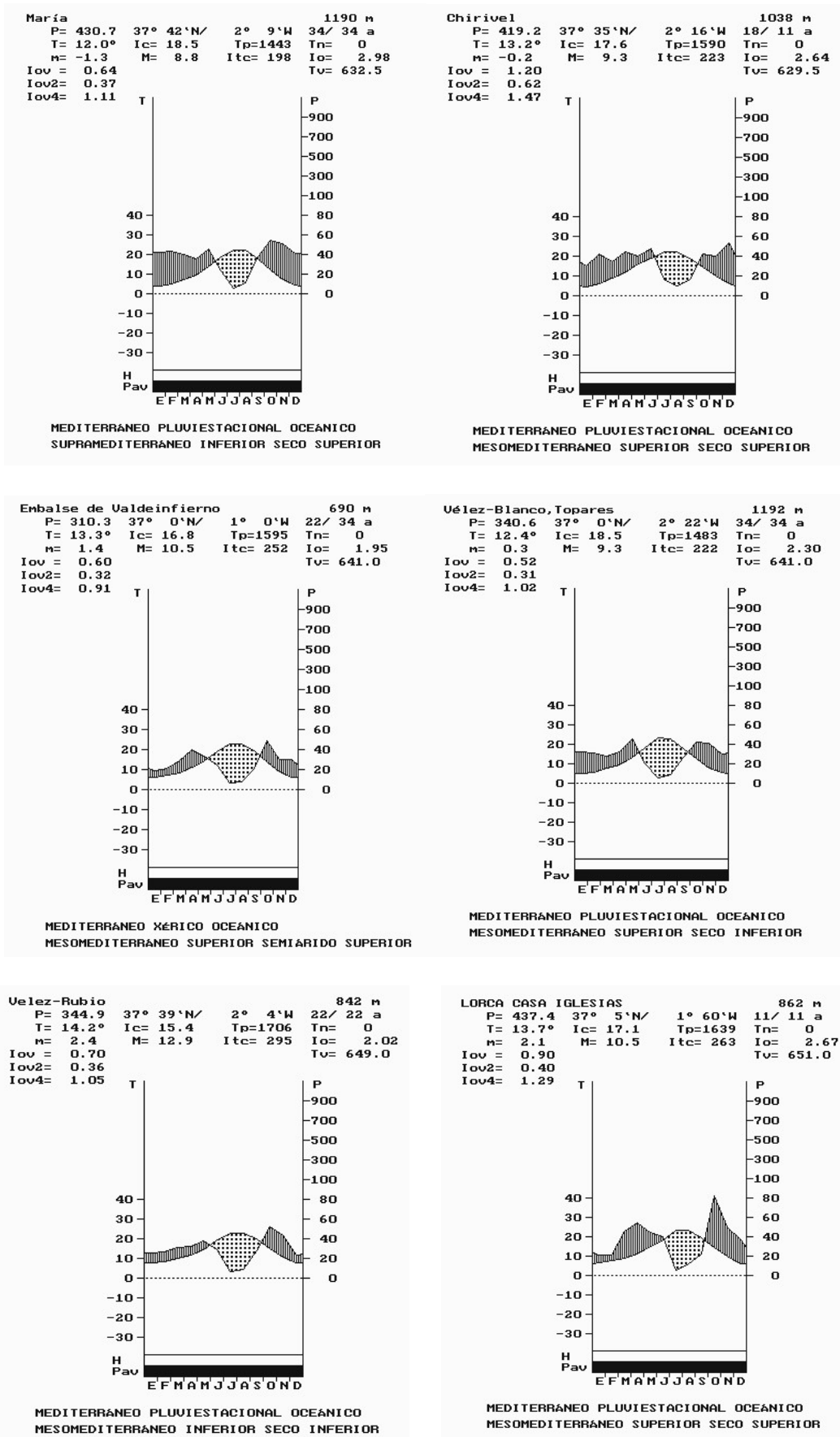


Figura II.5.3.1.1. Diagramas bioclimáticos (Rivas Martínez et al, 1996) de las estaciones: María, Chirivel, Embalse de Valdeinfierno, Vélez Blanco Topares, Vélez Rubio, Lorca Casa Iglesias.

II.5.3.2. Clasificación bioclimática de Montero de Burgos y González Rebollar

Un aspecto climático importante aplicado al campo forestal es el estudio de los bioclimodiagramas. El diagrama bioclimático de Montero de Burgos y González Rebollar (1983) establece correlaciones clima-vegetación e introduce el factor suelo como elemento decisivo en la retención y disponibilidad de agua para los vegetales. Dicho método permite establecer una relación entre la evapotranspiración potencial (ETP) y la disponibilidad de agua (D), resultante de la suma de la precipitación más la reserva de agua que posee el suelo del mes anterior; introduciendo el nuevo concepto, de evapotranspiración residual (e), que se basa en la defensa activa que desarrollan los vegetales frente a las condiciones adversas de déficit hídrico. Así, cuando la disponibilidad de agua decrece notablemente los vegetales son capaces de disminuir la transpiración mediante el cierre de sus estomas. En esta situación la pérdida de agua se relaciona con e y no con la ETP, obteniéndose resultados más reales.

Este diagrama permite diferenciar cuatro periodos al año:

1. Periodo frío: cuando la temperatura media mensual (T) es inferior a 7,5 °C.
2. Periodo de actividad vegetal real: la temperatura media es superior a 7,5 °C y en el suelo existe suficiente cantidad de agua ($D > ETP$).
3. Periodo de regulación: D es menor que ETP, pero mayor que e. En estas condiciones la planta regula activamente la pérdida de agua mediante el cierre de sus estomas, la pérdida de hojas o incluso deteniendo su actividad vegetativa.
4. Periodo seco: D es menor que e. La planta puede llegar a detener su actividad vegetativa e incluso puede sufrir efectos negativos para sus células como la concentración de sus jugos intracelulares y el inicio de la plasmolisis. Este periodo no finaliza con las primeras lluvias, sino cuando ha caído suficiente agua como para que las células hayan recuperado la turgencia necesaria para reiniciar la actividad vegetal. Comprende, pues, el periodo seco propiamente dicho y el periodo de recarga.

Este diagrama establece, a partir de los datos de ETP, D, T, considerando distintas hipótesis CR (capacidad de retención de los suelos) y porcentajes de escorrentía superficial (W), las denominadas intensidades bioclimáticas, que se miden en unidades bioclimáticas ($1 \text{ ubc} = 5 \text{ }^\circ\text{C}$). La actividad vegetativa máxima que puede proporcionar un clima cuyas demandas de agua estén satisfechas se mide, gráficamente y de forma aproximada, por el área comprendida entre la curva de temperaturas medias mensuales y la recta correspondiente a $T=7.5^\circ\text{C}$, suponiendo nula la actividad vegetativa por debajo de esta temperatura (Intensidad Bioclimática Fría, IBF).

Cuando en los diagramas introducimos el balance hídrico del suelo, en la estación considerada, para diferentes supuestos de capacidad de retención del suelo y escorrentía, es posible obtener la IBR (Intensidad Bioclimática Real), menor por supuesto que IBP, y en la que pueden diferenciarse la Intensidad Bioclimática Condicionada (IBC) y la Intensidad Bioclimática Libre (IBL). La IBC representa la Intensidad Bioclimática Condicionada por un período de sequía anterior, del que comienza a resarcirse la vegetación y que por tanto, sólo podrá ser aprovechada por vegetaciones como la

herbácea, que apenas necesita recuperarse de la sequía. La IBL mide la productividad forestal o el período vegetativo a pleno rendimiento, y su aparición tiene lugar en primavera antes de la sequía estival y en otoño tras el periodo de IBC, una vez compensada la sequía veraniega. La Intensidad Bioclimática Seca (IBS) representa el período de sequía con paralización vegetativa, por lo que al igual que la IBF, tiene un valor negativo.

En la figura II.5.3.2.1, se muestran los diagramas correspondientes a las estaciones termopluviométricas estudiadas; en los cuales, se ponen de manifiesto dos supuestos de retención del suelo y escorrentía disponible para las plantas: $CR = 0$ y $CR = 100$ mm, y dos supuestos para el coeficiente de escorrentía: $W = 0$, para terrenos llanos y provistos de una densa cubierta vegetal, o bien $W = 30$, para zonas con pendiente acusada y vegetación escasa, lo que equivale a reducir al 70% las precipitaciones medias mensuales. Dicha figura también muestra el valor de las distintas intensidades bioclimáticas, expresadas en *ubc*.

Como se aprecia, en general, las distintas intensidades, a excepción de la Intensidad Bioclimática Potencial que lógicamente mantiene un valor constante en cada estación, descienden al pasar de un suelo con una capacidad de retención nula y un coeficiente de escorrentía igual a cero, a suelos con una capacidad de retención igual a 100 y un coeficiente de escorrentía igual a 30.

Los valores más bajos de Intensidad Bioclimática Libre ($IBL=0.1$) corresponden a la estación de Vélez Blanco a 1192 m de altitud con $CR=100$ y $W=30$. Por el contrario, la máxima productividad forestal ($IBL=2.5$), aparece en la estación Lorca Casa Iglesias, pero bajo el supuesto de que la capacidad de retención del suelo (disponible para las plantas) sea nula ($CR=0$), y en terrenos llanos provistos de densa cubierta vegetal ($W=0$). También presentan una elevada productividad, las estaciones Chirivel ($IBL=1.5$) y Vélez Rubio ($IBL=1.5$).

En la etapa estival, la carencia de agua es capaz de producir la detención de la actividad vegetativa por sequía (IBS) por un periodo de duración variable según la capacidad de retención y escorrentía. En pendientes elevadas abarca desde principios de junio a mediados de septiembre y en las partes bajas de las laderas desde finales de mayo hasta septiembre. Así, el período de sequía con la más alta Intensidad Bioclimática Seca ($IBS=2.19$), se atribuye a la estación de Embalse de Valdeinfierno ($IBS=1.6$), seguida de Vélez Rubio ($IBS=1.5$) y María ($IBS=1.5$). Por el contrario, la estación de Chirivel presenta el valor más bajo de IBS ($IBS=1.2$).

En general las zonas más bajas de las Sierras experimentan una apreciable pérdida de IBL. Las zonas cacuminícolas presentan una pérdida ínfima de unidades bioclimáticas puesto que en ellas las precipitaciones compensan la pérdida de agua por escorrentía, siendo, en este caso, las bajas temperaturas las que impiden una mayor actividad vegetal (Cueto, 1989). Existe una potencial paralización vegetativa por frío (IBF) durante los meses de Enero, Febrero, Marzo, Noviembre y Diciembre en las estaciones de María, Vélez Blanco y Chirivel, y durante Enero, Febrero y Diciembre en Valdeinfierno. La temperatura básica de la intensidad bioclimática libre oscila entre 10 y 15°C.

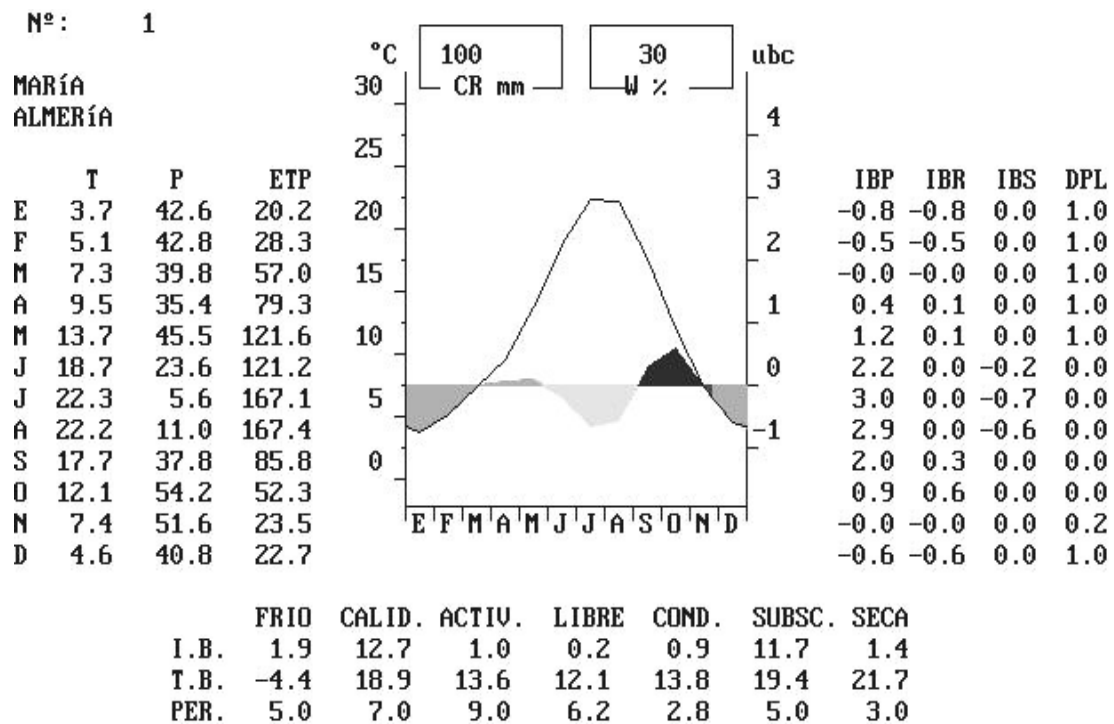
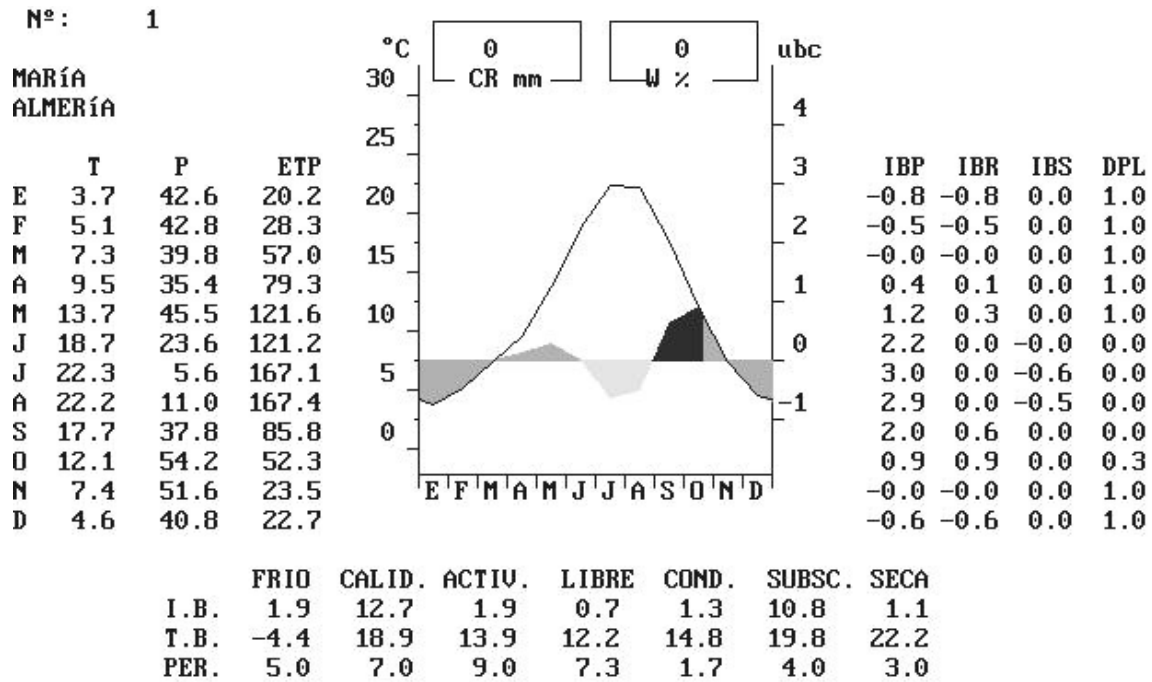
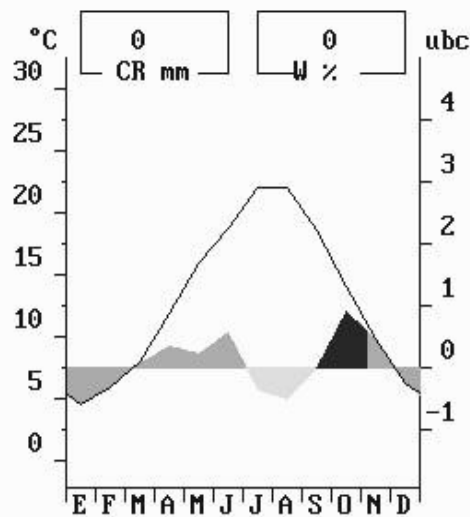


Figura II.5.3.2.1. Diagrama bioclimático de Montero de Burgos y González Rebollar (1983) de las estaciones: María, Chirivel, Vélez Rubio, Vélez Blanco, Embalse de Valdeinfierno y Lorca Casa Iglesias.

Nº: 7187

CHIRIVEL
ALMERÍA

	T	P	ETP
E	4.5	30.1	21.0
F	5.9	42.3	29.3
M	8.0	34.8	58.6
A	11.9	44.0	86.3
M	15.9	40.2	130.1
J	18.7	48.3	121.2
J	22.1	17.2	166.3
A	22.1	10.2	167.0
S	18.6	17.1	88.0
O	14.1	42.1	55.8
N	9.8	39.9	25.7
D	6.3	53.0	24.4



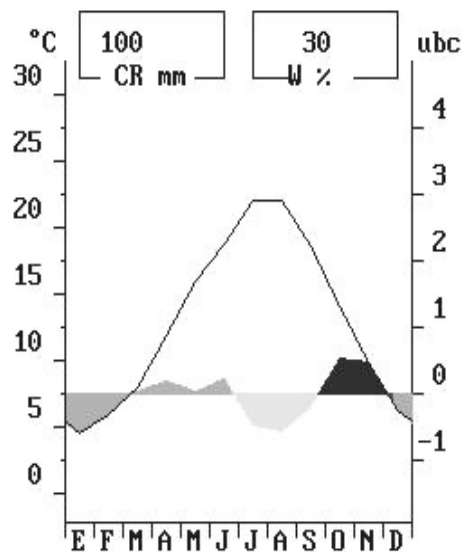
	IBP	IBR	IBS	DPL
E	-0.6	-0.6	0.0	1.0
F	-0.3	-0.3	0.0	1.0
M	0.1	0.0	0.0	1.0
A	0.9	0.3	0.0	1.0
M	1.7	0.2	0.0	1.0
J	2.2	0.6	0.0	1.0
J	2.9	0.0	-0.4	0.0
A	2.9	0.0	-0.5	0.0
S	2.2	0.0	-0.0	0.0
O	1.3	0.9	0.0	0.0
N	0.5	0.5	0.0	0.7
D	-0.2	-0.2	0.0	1.0

	FRIO	CALID.	ACTIV.	LIBRE	COND.	SUBSC.	SECA
I.B.	1.2	14.7	2.5	1.5	1.0	12.2	0.9
T.B.	-5.2	18.5	14.0	14.3	13.6	19.4	22.0
PER.	3.0	9.0	9.0	7.7	1.3	5.0	3.0

Nº: 7187

CHIRIVEL
ALMERÍA

	T	P	ETP
E	4.5	30.1	21.0
F	5.9	42.3	29.3
M	8.0	34.8	58.6
A	11.9	44.0	86.3
M	15.9	40.2	130.1
J	18.7	48.3	121.2
J	22.1	17.2	166.3
A	22.1	10.2	167.0
S	18.6	17.1	88.0
O	14.1	42.1	55.8
N	9.8	39.9	25.7
D	6.3	53.0	24.4



	IBP	IBR	IBS	DPL
E	-0.6	-0.6	0.0	1.0
F	-0.3	-0.3	0.0	1.0
M	0.1	0.0	0.0	1.0
A	0.9	0.2	0.0	1.0
M	1.7	0.0	0.0	1.0
J	2.2	0.2	0.0	1.0
J	2.9	0.0	-0.5	0.0
A	2.9	0.0	-0.6	0.0
S	2.2	0.0	-0.2	0.0
O	1.3	0.5	0.0	0.0
N	0.5	0.5	0.0	0.0
D	-0.2	-0.2	0.0	0.6

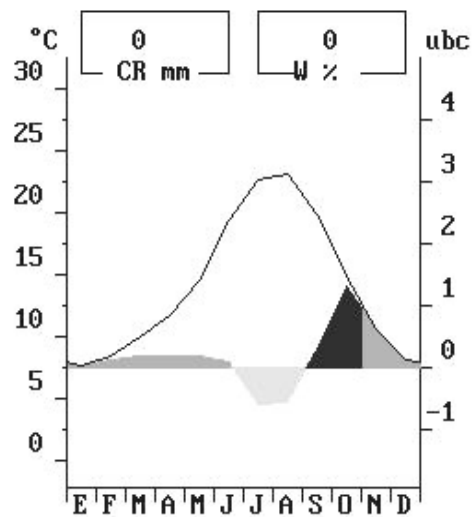
	FRIO	CALID.	ACTIV.	LIBRE	COND.	SUBSC.	SECA
I.B.	1.2	14.7	1.5	0.5	1.0	13.3	1.2
T.B.	-5.2	18.5	13.0	15.0	12.1	19.1	21.5
PER.	3.0	9.0	9.0	6.6	2.4	5.0	3.0

Figura II.5.3.2.1. Diagrama bioclimático de Montero de Burgos y González Rebollar (1983) de las estaciones: María, Chirivel, Vélez Rubio, Vélez Blanco, Embalse de Valdeinfierno y Lorca Casa Iglesias (Continuación).

Nº: 7189

VELEZ-RUBIO
ALMERÍA

	T	P	ETP
E	7.7	25.4	24.0
F	8.4	26.3	32.4
M	10.0	31.3	63.1
A	11.7	32.5	85.7
M	14.6	37.6	125.1
J	19.3	29.2	123.2
J	22.6	7.0	168.3
A	23.1	9.4	171.2
S	19.8	27.5	90.9
O	14.8	52.2	57.0
N	10.6	42.9	26.5
D	8.1	23.6	26.3



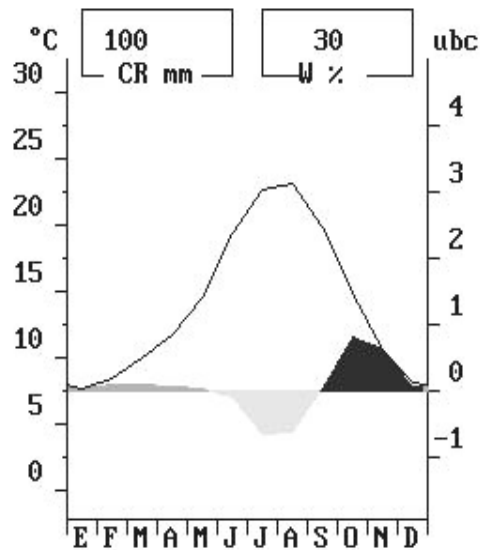
	IBP	IBR	IBS	DPL
E	0.0	0.0	0.0	1.0
F	0.2	0.1	0.0	1.0
M	0.5	0.2	0.0	1.0
A	0.8	0.2	0.0	1.0
M	1.4	0.2	0.0	1.0
J	2.4	0.1	0.0	1.0
J	3.0	0.0	-0.6	0.0
A	3.1	0.0	-0.6	0.0
S	2.5	0.3	0.0	0.0
O	1.5	1.3	0.0	0.0
N	0.6	0.6	0.0	1.0
D	0.1	0.1	0.0	1.0

	FRIO	CALID.	ACTIV.	LIBRE	COND.	SUBSC.	SECA
I.B.	0.0	16.1	3.2	1.5	1.6	13.0	1.2
T.B.	NO	18.6	13.5	11.3	15.7	19.9	22.8
PER.	0.0	12.0	10.0	8.0	2.0	8.0	2.0

Nº: 7189

VELEZ-RUBIO
ALMERÍA

	T	P	ETP
E	7.7	25.4	24.0
F	8.4	26.3	32.4
M	10.0	31.3	63.1
A	11.7	32.5	85.7
M	14.6	37.6	125.1
J	19.3	29.2	123.2
J	22.6	7.0	168.3
A	23.1	9.4	171.2
S	19.8	27.5	90.9
O	14.8	52.2	57.0
N	10.6	42.9	26.5
D	8.1	23.6	26.3



	IBP	IBR	IBS	DPL
E	0.0	0.0	0.0	1.0
F	0.2	0.1	0.0	1.0
M	0.5	0.1	0.0	1.0
A	0.8	0.1	0.0	1.0
M	1.4	0.0	0.0	1.0
J	2.4	0.0	-0.1	0.0
J	3.0	0.0	-0.6	0.0
A	3.1	0.0	-0.6	0.0
S	2.5	0.0	0.0	0.0
O	1.5	0.8	0.0	0.0
N	0.6	0.6	0.0	0.0
D	0.1	0.1	0.0	0.1

	FRIO	CALID.	ACTIV.	LIBRE	COND.	SUBSC.	SECA
I.B.	0.0	16.1	1.8	0.3	1.5	14.3	1.4
T.B.	NO	18.6	12.4	9.96	12.9	19.4	22.5
PER.	0.0	12.0	10.0	6.1	3.9	9.0	3.0

Figura II.5.3.2.1. Diagrama bioclimático de Montero de Burgos y González Rebollar (1983) de las estaciones: María, Chirivel, Vélez Rubio, Vélez Blanco, Embalse de Valdeinfierno y Lorca Casa Iglesias (Continuación).

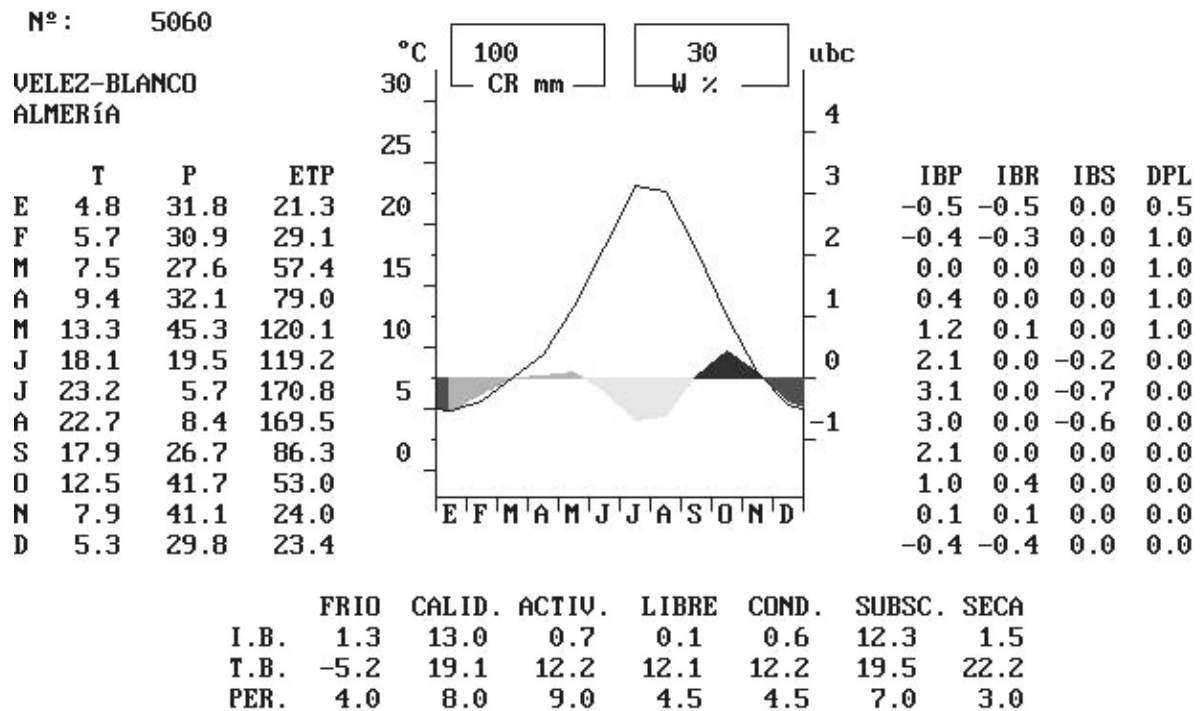
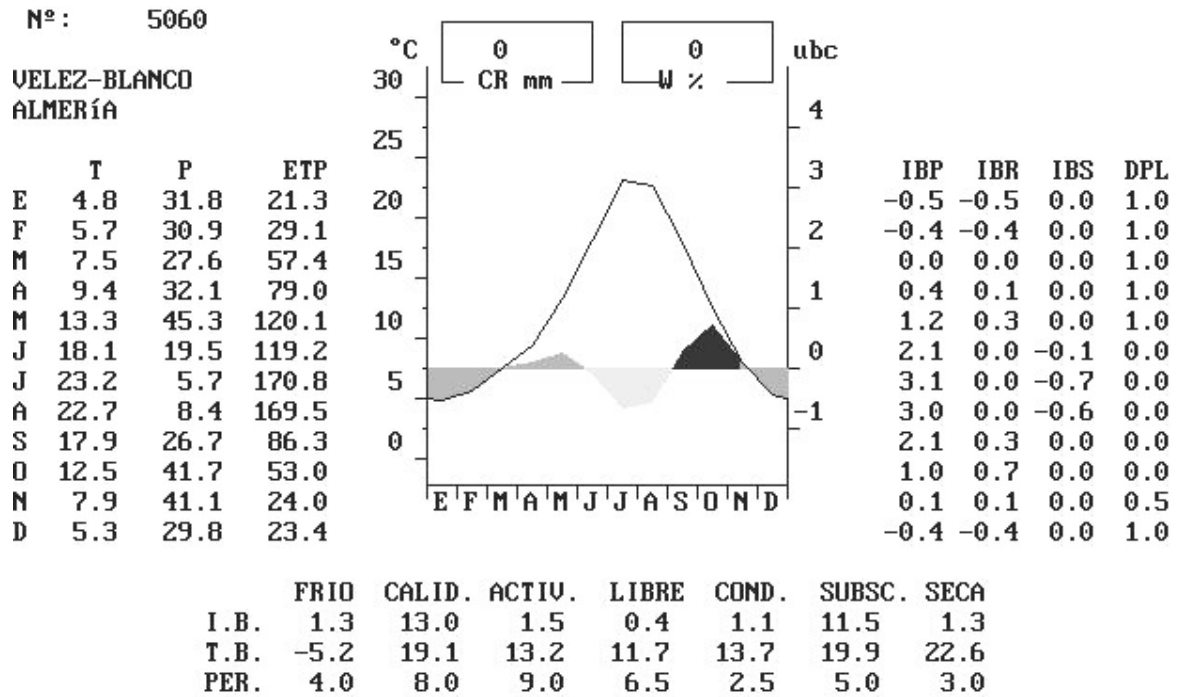


Figura II.5.3.2.1. Diagrama bioclimático de Montero de Burgos y González Rebollar (1983) de las estaciones: María, Chirivel, Vélez Rubio, Vélez Blanco, Embalse de Valdeinfierno y Lorca Casa Iglesias (Continuación).

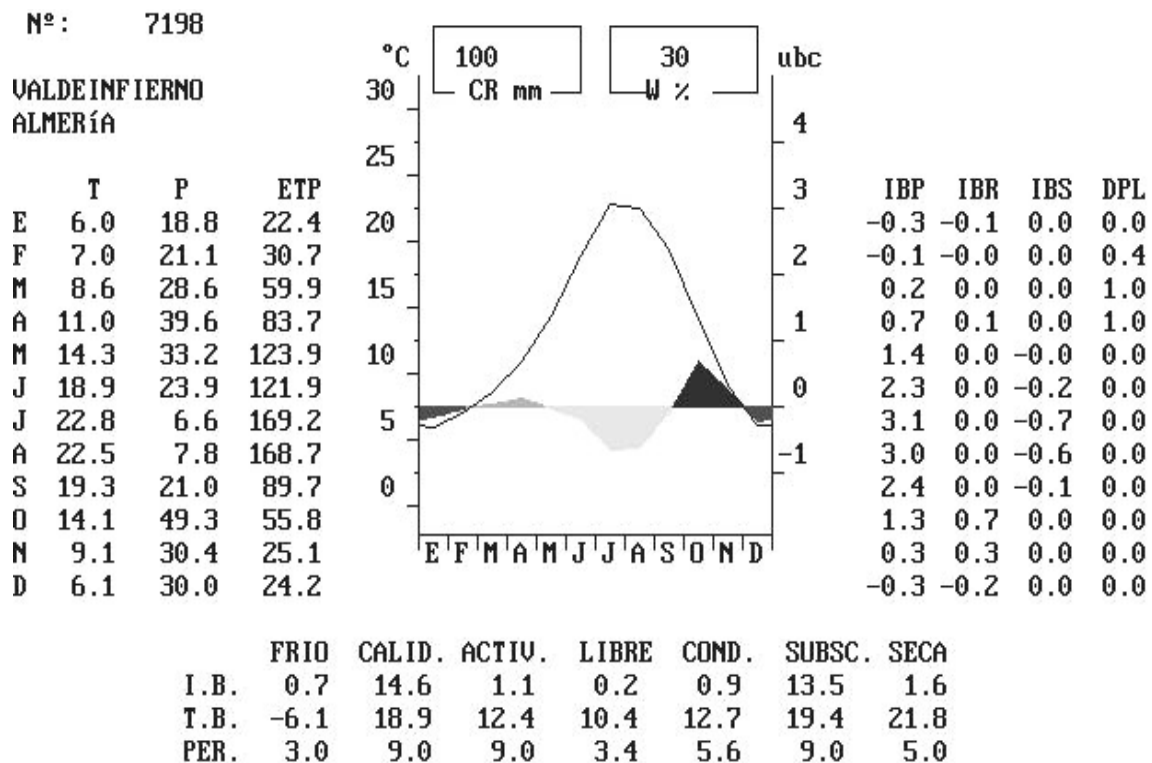
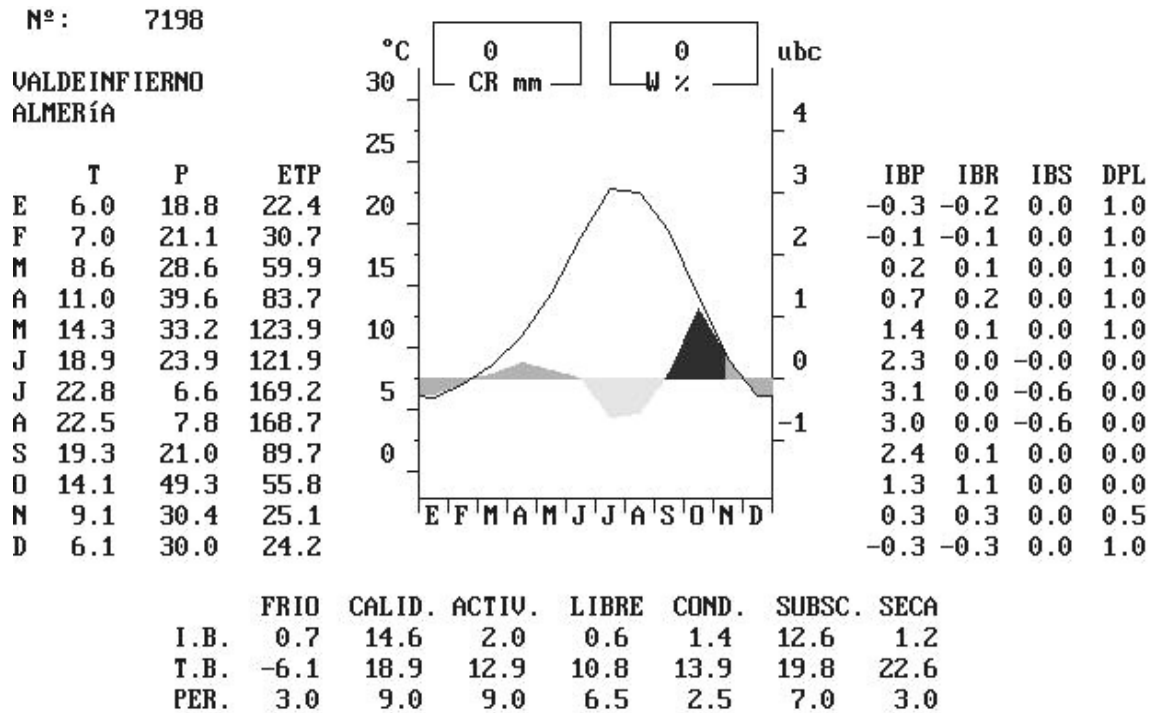
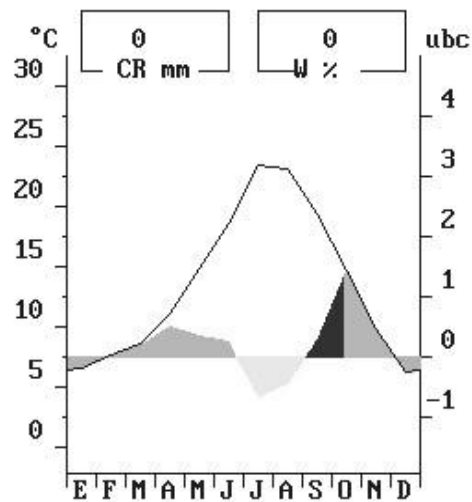


Figura II.5.3.2.1. Diagrama bioclimático de Montero de Burgos y González Rebollar (1983) de las estaciones: María, Chirivel, Vélez Rubio, Vélez Blanco, Embalse de Valdeinfierno y Lorca Casa Iglesias (Continuación).

Nº: 7199

LORCA CASA IGLESI
MURCIA

	T	P	ETP
E	6.6	20.8	14.5
F	7.6	21.3	24.8
M	8.6	45.8	50.0
A	11.1	54.6	72.7
M	14.8	44.3	113.3
J	18.6	40.3	136.9
J	23.4	5.9	164.0
A	23.2	12.7	144.1
S	19.4	22.5	76.1
O	14.7	81.7	45.1
N	9.8	49.8	19.2
D	6.3	37.7	11.2



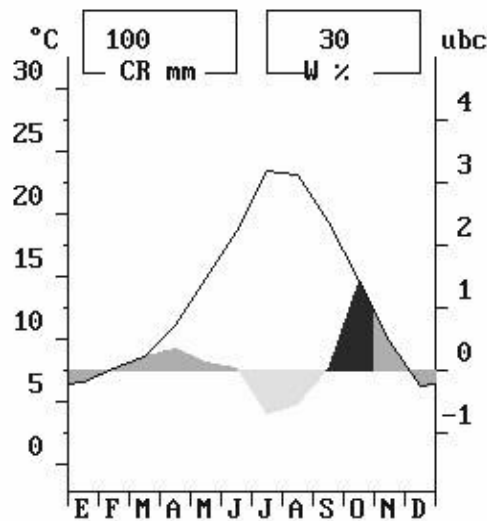
	IBP	IBR	IBS	DPL
E	-0.2	-0.2	0.0	1.0
F	0.0	0.0	0.0	1.0
M	0.2	0.2	0.0	1.0
A	0.7	0.5	0.0	1.0
M	1.5	0.3	0.0	1.0
J	2.2	0.3	0.0	1.0
J	3.2	0.0	-0.7	0.0
A	3.1	0.0	-0.4	0.0
S	2.4	0.3	0.0	0.0
O	1.4	1.4	0.0	0.5
N	0.5	0.5	0.0	1.0
D	-0.2	-0.2	0.0	1.0

	FRIO	CALID.	ACTIV.	LIBRE	COND.	SUBSC.	SECA
I.B.	0.4	15.2	3.5	2.5	1.0	11.7	1.1
T.B.	-6.4	19.1	13.8	12.9	16.0	20.7	23.3
PER.	2.0	10.0	10.0	8.5	1.5	6.0	2.0

Nº: 7199

LORCA CASA IGLESI
MURCIA

	T	P	ETP
E	6.6	20.8	14.5
F	7.6	21.3	24.8
M	8.6	45.8	50.0
A	11.1	54.6	72.7
M	14.8	44.3	113.3
J	18.6	40.3	136.9
J	23.4	5.9	164.0
A	23.2	12.7	144.1
S	19.4	22.5	76.1
O	14.7	81.7	45.1
N	9.8	49.8	19.2
D	6.3	37.7	11.2



	IBP	IBR	IBS	DPL
E	-0.2	-0.2	0.0	1.0
F	0.0	0.0	0.0	1.0
M	0.2	0.2	0.0	1.0
A	0.7	0.3	0.0	1.0
M	1.5	0.1	0.0	1.0
J	2.2	0.0	0.0	1.0
J	3.2	0.0	-0.7	0.0
A	3.1	0.0	-0.5	0.0
S	2.4	0.0	0.0	0.0
O	1.4	1.4	0.0	0.0
N	0.5	0.5	0.0	1.0
D	-0.2	-0.2	0.0	1.0

	FRIO	CALID.	ACTIV.	LIBRE	COND.	SUBSC.	SECA
I.B.	0.4	15.2	2.6	1.2	1.5	12.6	1.2
T.B.	-6.4	19.1	12.9	10.6	14.7	20.4	23.3
PER.	2.0	10.0	10.0	8.0	2.0	6.0	2.0

Figura II.5.3.2.1. Diagrama bioclimático de Montero de Burgos y González Rebollar (1983) de las estaciones: María, Chirivel, Vélez Rubio, Vélez Blanco, Embalse de Valdeinfierno y Lorca Casa Iglesias (Continuación).

II.5.3.3. Edafoclima

El concepto de edafoclima, que hace referencia al clima del suelo, condiciona los procesos edafogénicos del suelo, y gran parte de su capacidad para sustentar la vegetación. El edafoclima esta constituido por dos elementos fundamentales: humedad y temperatura. La humedad se expresa por el balance hídrico del suelo, el cual representa las ganancias y pérdidas de agua en el perfil en un tiempo dado, generalmente un año. Para esto, se ha realizado un balance hídrico para cada perfil, en los que se han utilizado las reservas de aguas medidas. Los parámetros de temperatura se han relacionado con el clima ambiental, siguiendo la indicación de la Soil Taxonomy (1999) de sumar un grado a la temperatura media.

Todos los perfiles de suelo muestreados en la zona de estudio presentan un régimen de humedad xérico, ya que la sección de control de humedad esta húmeda para 45 o más días consecutivos en los 4 meses siguientes al solsticio de verano y húmedo en todas las partes para 45 o más días consecutivos en los 4 meses siguientes al solsticio de invierno, y seca para menos de 45 días consecutivos en los cuatro meses siguientes al solsticio de verano. Los perfiles muestreados presentan además una temperatura menor de 22 °C y la diferencia entre las temperaturas medias de verano e invierno, es mayor de 6°C. Por otro lado, la sección de control de suelo, está húmeda para más de la mitad de los días acumulados cuando la temperatura del suelo a una profundidad de 50 cm desde la superficie del suelo es mayor de 5°C.

La zona de estudio presenta un régimen de temperatura méxico, ya que la temperatura media anual del suelo está comprendida entre 8°C y 15°C, y la diferencia entre las temperaturas medias en invierno y verano es mayor de 6°C a una profundidad de 50 cm desde la superficie del suelo.

CAPÍTULO III. MATERIAL Y MÉTODOS

III.1. ANÁLISIS DE LAS PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS DE LOS SUELOS. CARTOGRAFÍA DE SUELOS

III.1.1. Trabajos preliminares de gabinete

En primer lugar se realizó una revisión bibliográfica en la que se registraron datos referentes a las propiedades, distribución y evaluación de los suelos de la zona o de áreas limítrofes, con caracteres similares. Asimismo, se recogió información básica disponible sobre el medio físico: clima, geología, vegetación, relieve y tipologías de suelos.

Mediante el empleo de los Sistemas de Información Geográfica Arc View GIS 3.2 (1999) y ArcGIS 9.0 (Esri 2004) se ha realizado una cartografía previa de la zona de estudio digitalizando el mapa de suelos escala 1:100.000 a partir de las hojas de Chirivel (973), Vélez Rubio (974), Vélez Blanco (952) y Orce (951) del proyecto LUCDEME (1991), el mapa geológico escala 1:50.000 de las hojas de Chirivel (973), Vélez Rubio (974), Vélez Blanco (952) y Orce (951) del Instituto Geológico y Minero de España, y el mapa de usos y cultivos escala 1:50.000 de la Consejería de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía. Se elaboraron además los mapas de las principales especies arbóreas y arbustivas de la zona de estudio a partir de la información del Proyecto de Ordenación de tres montes pertenecientes al Ayuntamiento de María (Almería), Proyecto de Ordenación de los montes pertenecientes a la Junta de Andalucía en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez (Almería), Proyecto de Ordenación de los Montes, propiedad de la Junta de Andalucía, situados en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez y fotografía aérea de 1 m de resolución de la Junta de Andalucía. Finalmente se realizó un mapa de distribución espacial de bosque natural, repoblaciones forestales realizadas en el Parque según el año de repoblación, y zonas agrícolas y eriales, elaborado a partir de información aportada por la Delegación de Medio Ambiente de la Junta de Andalucía y fotografía aérea de 1 m de resolución de la Junta de Andalucía.

Finalmente, a partir de los resultados obtenidos se arbitraron las pautas de trabajo sucesivas encaminadas principalmente a proyectar un conjunto de itinerarios de campo con el objeto de reconocer y definir las diferentes unidades de suelos, comprobar los límites establecidos o la corrección de los mismos en su caso, seleccionar puntos de muestreo de perfiles y capas arables, y recoger datos de la zona de estudio como pendiente, erosión, rocosidad, evidencias de erosión, formas del relieve, vegetación, etc.

III.1.2. Labores de campo

El material edáfico para análisis de laboratorio se obtuvo, en primer lugar, de la apertura 77 calicatas que representaban la mayor variabilidad posible según los parámetros de vegetación, edad de las superficies boscosas, material original y relieve (Figura III.1.2.2). La densidad de muestro obtenida nos proporciona un valor aproximado de una muestra cada 3 Km². Estas calicatas fueron de dos tipos: 1.- perfiles de suelos y 2.-sondeos o capas arables. Se procedió al levantamiento de 20 perfiles de suelos y la toma de una muestra por horizonte diferenciado, hasta hacer un total de 55 muestras de horizontes, para su posterior tratamiento analítico. También se recogieron

los 30 primeros cm del suelo (sondeos o capas arables) en 57 localizaciones para la determinación de la analítica básica de laboratorio (Figuras III.1.2.1).

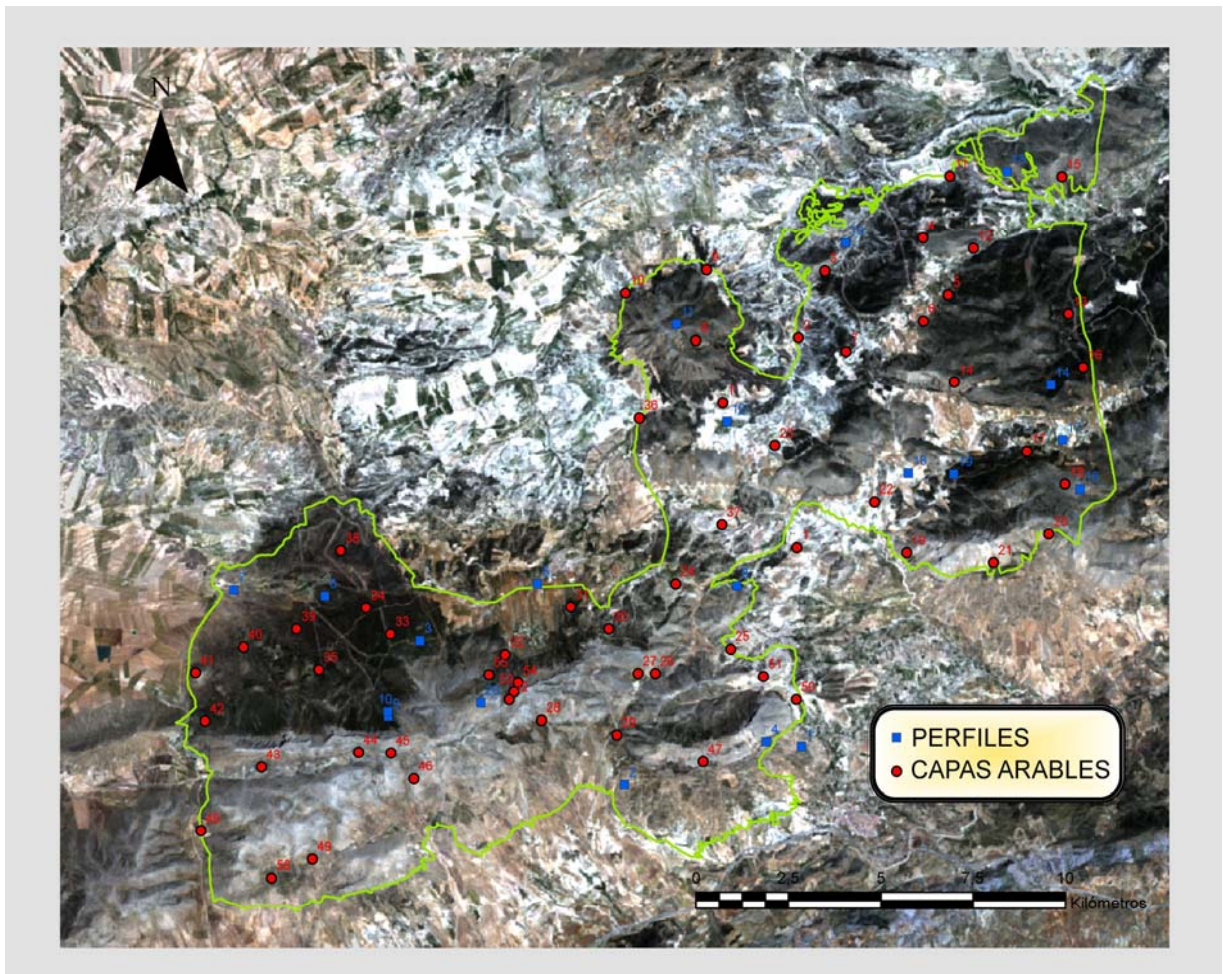


Figura III.1.2.1. Localización de perfiles (azul) y capas arables (rojo).

En cada zona de muestreo se realizó una descripción completa de las características macromorfológicas, tanto de los perfiles como de las capas arables, siguiendo las recomendaciones de la FAO (1998):

Descripción de las Capas Arables del Parque Natural Sierra María-Los Vélez

CAPA ARABLE	1	Nombre Paraje	Río Cebizo	Fecha	02/09/2003
Coordenada X	519932	Coordenada Y	4174485		
Altitud	1027	Orientación	N	Pendiente	11
Posición fisiográfica	5	Forma del terreno alrededor	3	Microtopografía	Arado
Pedregosidad superficial	34	Tamaño piedras	123	Afloramientos rocosos	0
Erosión	1	Grado	1	Influencia humana	Arado es cultivo de alta edad
Vegetación o uso	Almendrales y gramíneas			OBSERVACIONES	

CAPA ARABLE	2	Nombre Paraje	Carrizosa	Fecha	02/09/2003
Coordenada X	519975	Coordenada Y	4180038		
Altitud	990	Orientación	E	Pendiente	12
Posición fisiográfica	5	Forma del terreno alrededor	3	Microtopografía	Arado
Pedregosidad superficial	23	Tamaño piedras	123	Afloramientos rocosos	0
Erosión	1	Grado	1	Influencia humana	Arado es campo de cereal y cerca repoblación pinos
Vegetación o uso	Cereales y alta corno			OBSERVACIONES	

Figura III.1.2.2. Parámetros empleados en campo para la descripción de las capas arables.

Ubicación: Indica la posición del lugar donde se ha tomado el perfil o capa arable y la distancia aproximada con respecto a un elemento geográfico importante que sirva de referencia.

Coordenadas geográficas: Para facilitar en algunos casos la localización precisa del punto geográfico de la toma de muestras se dan las coordenadas UTM, obtenidas a partir de un Sistema de Posicionamiento Global (GPS).

Altitud: Se obtiene también a partir de un Sistema de Posicionamiento Global (GPS). Viene dada en metros sobre el nivel del mar.

Orientación: Orientación de la ladera muestreada obtenida con brújula.

Posición fisiográfica: Se indica la naturaleza del paisaje.

Forma del terreno circundante: Se da el nombre de la clase correspondiente según la pendiente.

Pendiente: Pendiente de la ladera muestreada obtenida con un clinómetro expresada en tanto por ciento.

Vegetación: Se da el nombre y densidad aproximada de las plantas más comunes de los suelos que presentan vegetación natural y el tipo de cultivos de los suelos agrícolas.

Material de partida: Se describe brevemente la naturaleza del material litológico.

Drenaje: Figura aquí la clase de drenaje natural del suelo según Guía de la FAO.

Pedregosidad superficial: Hace referencia al contenido relativo de piedras en la superficie del suelo.

Afloramientos de rocas: Este apartado recoge de la abundancia de afloramientos rocosos consolidados que pueden limitar el uso de medios mecánicos.

Evidencias de erosión: Se describe la clase, el tipo y el grado de erosión que se observa en la zona de toma de muestras.

Influencia humana: Este apartado recoge las evidencias de cualquier tipo de actividad humana que se desarrolla en la zona de estudio.

Para el caso de los perfiles muestreados, figura también la descripción macromorfológica, propiamente dicha, en la que se da el símbolo asignado a cada uno de los horizontes del suelo, su profundidad, y sus propiedades y características macromorfológicamente reconocibles en la observación de campo. Finalmente, siguen a dicha descripción unas tablas numéricas en las que se recogen los datos obtenidos en el estudio del suelo, expresados en la forma que se indica en la descripción del correspondiente método de análisis.

III.1.3. Analítica de laboratorio

Las muestras brutas recogidas en campo se secaron en una estufa de aire forzado a 35°C y se realizó un tamizado y una molienda como pasos previos a las determinaciones analíticas. Se utilizó un tamiz de 2 mm para separar la tierra fina y la grava, calculando el porcentaje en peso de ambas fracciones. En todos los casos, la reducción del tamaño de cada muestra hasta una cantidad suficiente para la realización de los análisis, así como la selección posterior de las muestras analíticas, se realizó por el método de "cuartiles sucesivos".

Posteriormente una pequeña parte de la tierra fina (15 gr) se separó para someterla a una molienda con mortero mecánico de Ágata hasta obtener la fracción menor de 0,5 mm, necesaria para algunos de los análisis.

III.1.3.1. Determinaciones analíticas en las muestras de los perfiles

En el caso de los perfiles se ha hecho una analítica de los parámetros edáficos según las siguientes metodologías:

III.1.3.1.1. *Propiedades físicas de los suelos*

III.1.3.1.1.1. Análisis granulométrico

El porcentaje de las distintas fracciones granulométricas se calculó siguiendo el análisis granulométrico descrito en Soil Conservation Service (1972), separando las arenas por tamizado y el limo y la arcilla mediante sedimentación, empleando el método de la pipeta de Robinson. Este método está basado en la relación existente entre el tamaño de partícula y la velocidad de caída en un fluido según la Ley de Stokes. El problema más importante del método radica en la forma no esférica de algunas partículas que no se ajustan correctamente a dicha ley. A pesar de ello, es uno de los métodos más fiables, como se comprueba en multitud de estudios (Gillot, 1987).

El sistema de clasificación granulométrica utilizado fue el de la USDA. Se mide además la fracción Unified, que incluye a todas aquellas partículas con un tamaño inferior a 0,075 mm.

III.1.3.1.1.2. Separación de fracciones granulométricas

En las muestras procedentes del análisis granulométrico se separaron las arenas mediante un filtro de 0,02 mm. El limo y arcilla se separaron por decantaciones sucesivas hasta agotamiento de la arcilla, quedando en el residuo el limo.

La división en fracciones es importante para su posterior análisis mineralógico por difracción de Rayos X.

III.1.3.1.1.3. Determinación de la densidad aparente

La densidad aparente de los horizontes de los perfiles se midió mediante el método del cilindro. Los cilindros utilizados tenían un volumen de 100 cm³, y la densidad

aparente se calculó refiriendo el peso seco de la muestra tomada en campo, con dicho volumen.

III.1.3.1.1.4. Retención de agua, Cm y agua útil

Se calculó la retención de agua a 33 y 1500 KPs con la membrana de Richards (1954). Estos datos junto con las densidades aparentes y el Cm han permitido calcular el agua útil (mm de agua retenidos por cm de espesor). El Cm o porcentaje de tierra fina en volumen fue establecido a partir del porcentaje en peso de gravas y la densidad de las mismas.

III.1.3.1.1.5. Medida de color

Se midió el color de la tierra fina en húmedo y en seco para cada uno los horizontes de cada perfil. Las muestras se dispusieron rellenando una anilla de acero de 1,5 cm. de diámetro y 3 mm de espesor. Las medidas se realizaron con un espectrofotómetro MINOLTA 2600d, empleando una fuente de luz D65, que simula la luz del día, y una geometría de iluminación-observación d/8° (luz difusa a un ángulo de 8°). El espectrofotómetro recoge la luz reflejada del objeto a través de un objetivo y produce un espectro de reflectancia entre los 400 a los 700 nm, a intervalos de 10 nm. Los sistemas de representación de color en el que se expresaron las medidas fueron el Munsell (1990), ya que es el sistema de color más familiar en Edafología, y el CIELAB (1976).

III.1.3.1.2. *Propiedades químicas de los suelos*

III.1.3.1.2.1. Determinación de pH y conductividad

Se obtuvo la medida potenciométrica de pH (mediante un pHmetro digital "Crison Digilab 517") y la medida de conductividad (mediante un conductivímetro con puente de Wheatstone) sobre la muestra de campo en una suspensión suelo-agua en proporción de peso 1:1. También se realizó una medida de pH sobre la muestra de campo en una suspensión suelo-KCl 1M en proporción de peso 1:1 para estimar la acidez potencial.

III.1.3.1.2.2. Humedad

El Carbono orgánico, Hierro libre, Nitrógeno total, Bases de cambio y Capacidad de intercambio catiónico, contenido en Carbonatos y Fósforo asimilable están ajustados a peso seco por lo que fue necesario calcular la humedad mediante calentamiento en estufa unas ocho horas a 110°C.

III.1.3.1.2.3. Carbono orgánico

Para la determinación del Carbono orgánico se empleo el método de Tyurin (1936) descrito por Konova (1961). Este es un método por vía húmeda que consiste en una valoración de óxido-reducción por retroceso. El carbono orgánico se oxida mediante dicromato potásico en exceso y posteriormente se valora la cantidad sobrante mediante su reducción con sal de Möhr.

Se introdujeron algunas modificaciones dado el elevado contenido en materia orgánica que presentaban algunas muestras de los suelos del Parque Natural de Sierra

María-Los Vélez, así se realizó la analítica sobre 0.1 gramos de tierra fina, salvo en las capas arables 18 y 47, y en los horizontes superficiales de los perfiles 11 y 19, en los que se utilizó 0.05 gramos de tierra fina.

III.1.3.1.2.4. Nitrógeno total

El nitrógeno total se estableció por el método Kjeldhal (CSIC, 1969). Inicialmente se realiza un ataque o destrucción de la materia orgánica y una transformación del nitrógeno (amoniacal, amoniacal-orgánico y nítrico) en sales amónicas. En esta fase la materia orgánica se oxida a CO_2 y H_2O por ebullición con H_2SO_4 concentrado, de tal forma que los citados compuestos nitrogenados se transforman en NH_4^+ , formándose $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$. Para acelerar esta reacción se emplean catalizadores (Cu, Hg, Se, etc.) y además se añaden sales que aumentan el punto de ebullición del ácido para evitar su evaporación. A continuación se hace reaccionar el $(\text{NH}_4)_2\text{SO}_4$ producido en la digestión, con NaOH para formar Na_2SO_4 y NH_3 gaseoso, el cual es destilado por arrastre de vapor con tromba de vacío (método separativo de destilación) y condensado. El NH_3 es valorado con H_2SO_4 diluido en presencia de un indicador adecuado (método volumétrico de neutralización ácido-base).

III.1.3.1.2.5. Carbonatos

El contenido en carbonato cálcico equivalente (contenido total de carbonatos expresados en $\%\text{CaCO}_3$) se midió mediante un método manométrico (Barahona, 1984) midiendo la cantidad de CO_2 desprendido al reaccionar los carbonatos del suelo con un ácido fuerte (HCl 1:1).

III.1.3.1.2.6. Hierro libre

La medida de hierro se obtuvo mediante colorimetría, previa extracción con citrato-ditionito de sodio (Holgrem, 1967).

III.1.3.1.2.7. Fósforo asimilable

La determinación de fósforo se realizó mediante colorimetría, previa extracción con una solución de bicarbonato sódico (Olsen-Watanabe, 1965). Se realizó una modificación en el método de Olsen-Watanabe utilizado para la evaluación del fósforo extraído. Esta modificación consiste en la no adición de la solución de ácido ascórbico y su sustitución por solución de amidol. A su vez se midió el color, en todas las muestras, en la longitud de onda de trabajo de las disoluciones que contenían las mismas cantidades de extractos y reactivos, ya que debido a la disolución de compuestos orgánicos de algunas muestras, podían existir posibles interferencias de los extractos tan coloreados.

III.1.3.1.2.8. Capacidad de intercambio catiónico y bases de cambio

La capacidad de intercambio catiónico y las bases de cambio se midieron pasando soluciones de desplazamiento en tubos de percolación. Se procedió a la extracción de las bases de cambio con Acetato amónico (pH 7) y la capacidad de cambio fue medida por paso sucesivo de Acetato sódico (pH 8,2) y Acetato amónico (pH 7) (Soil Conservation Service, 1972). El sodio, potasio y la capacidad de intercambio catiónico

fueron medidos por fotometría de llama y el calcio y el magnesio por absorción atómica. En estas determinaciones se emplearon un espectrofotómetro Perkin Elmer modelo 1100 B, equipado con horno de grafito, sistema de generación de hidruros y ordenador de control.

III.1.3.1.2.9. Medida de repelencia al agua

Para la determinación de la repelencia al agua del suelo, se ha utilizado el método WDPT (Water Drop Penetration Time), que consiste en añadir una gota de agua sobre la superficie de la muestra de suelo homogeneizada a 2 mm y medir el tiempo que transcurre hasta que se absorbe completamente. Según el tiempo de absorción de la gota, el suelo se puede clasificar en las siguientes clases: No repelente (<5 seg.), ligeramente repelente (10-60 seg.), fuertemente repelente (180-600 seg.) y severamente repelente (900-3600 seg.) (Savage et al., 1972).

III.1.3.2. Determinaciones analíticas en las muestras de capas arables

La analítica realizada en las muestras de las capas arables ha sido similar a la de las muestras de los horizontes de los perfiles, aunque más restringida. En ellas se han estudiado las siguientes variables analíticas: % gravas, % finos, pH (agua), pH (KCl), conductividad (dS/m), porcentajes de arena, limo y arcilla, porcentaje de carbonato cálcico equivalente, hierro libre (g.kg^{-1}), carbono orgánico (g.kg^{-1}), pF (0,33 atm) y pF (15 atm), contenido en nitrógeno (g.kg^{-1}), capacidad de intercambio catiónico (cmol kg^{-1}) y estudio de la estabilidad estructural por tamizado en húmedo.

III.2. INTERPRETACIÓN Y VALORACIÓN DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS

III.2.1. Clasificación taxonómica de los perfiles

Para la clasificación de los suelos correspondientes a los perfiles muestreados se siguió la Base de Referencia Mundial del Recurso Suelo (FAO, 1999) y la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999). Para ello se han estudiado los horizontes (superficiales y subsuperficiales), propiedades y materiales de diagnóstico presentes en los suelos muestreados y el espesor de los mismos

III.2.2. Cartografía de suelo

Se ha elaborado un mapa de suelos de la zona de estudio, partir del muestreo realizado y fotointerpretación de pares estereoscópicos mediante la técnica de análisis de patrones. Los controles cartográficos para cada unidad se exponen detalladamente en el correspondiente capítulo de resultados (Capítulo IV.2.1.). Las unidades cartográficas delineadas se transfirieron al Sistema de Información Geográfica ArcGIS 9.0 (Esri, 2004), empleando como base fotografías aéreas escala 1:40.000 y ortofotos georreferenciadas de un metro de resolución de la Junta de Andalucía.

III.2.3. Análisis de la calidad ambiental de los suelos mediante estimadores de calidad

El concepto de calidad ambiental se ha definido “la capacidad de un tipo específico de suelos para funcionar, dentro de los límites de ecosistemas naturales o dirigidos, para sostener la productividad de plantas y animales, conservar o mejorar la calidad del agua y el aire, y soportar la salud y la habitabilidad humana” (Karlen et al., 1997).

La evaluación y cuantificación de la calidad del suelo, es compleja dado que está influenciada por una serie de factores externos tales como, los usos del suelo y las prácticas de gestión, los ecosistemas e interacciones medioambientales e incluso aspectos socioeconómicos. De esta forma, la identificación de los indicadores de calidad, debe integrar multitud de factores físicos, químicos y biológicos que controlan los procesos biogeoquímicos de los suelos, así como su variación en el espacio y el tiempo. (Larson and Pierce, 1991; Doran y Parkin, 1994; Bezdicek et al., 1996; Karlen et al., 1997; Herrick, 2000).

Se han utilizado los siguientes indicadores:

- *Materia orgánica*, por el papel que desempeña en el adecuado funcionamiento del biociclo de nutrientes, drenaje y almacenamiento de agua, resistencia a la erosión hídrica de los suelos, estabilidad estructural y capacidad amortiguadora de la contaminación del suelo (Smith, et al, 2000; Schoenholtz, 2000; Nambiar, 1997).
- *Nitrógeno total y relación C/N*, por su importancia como elemento nutritivo esencial para el desarrollo de la cobertura vegetal, así como por las especiales características que presenta el suministro de este elemento, ya que un 97-99% del nitrógeno del suelo se encuentra en forma orgánica no asimilable por las plantas (proteico, nucleico, aminoglucídico o cíclico en los ácidos húmicos), y ha de descomponerse por la acción de microorganismos a formas utilizables (NH_4^+ libre, NO_2^- , NO_3^- ; N_2O , NO). La relación C/N indica la rapidez con la que proliferan los microorganismos desintegradores, y por tanto, la velocidad de descomposición de la materia orgánica.
- *Porosidad total y macroporosidad*, por las funciones que desempeñan en la percolación del agua y aireación del suelo, mejorando el ambiente físico para el desarrollo radicular de las plantas y el hábitat de los organismos del suelo. (Sánchez-Marañón et al. 2002). La porosidad total se estimó a partir del porcentaje de gravas, de materia orgánica en la tierra fina, de tierra fina mineral y la densidad aparente. La macroporosidad se obtuvo a partir de la microporosidad menos la porosidad total.
- *Capacidad de intercambio catiónico*, por su importancia desde el punto de vista de productividad agrícola y forestal, pues permite que en los suelos existan nutrientes esenciales para la nutrición vegetal, que de no estar ligados a las partículas coloidales se perderían por lavado.

- *pH*, mide de la acidez o alcalinidad de un suelo, y afecta la disponibilidad de los nutrientes, la actividad de microorganismos, y la solubilidad de minerales del suelo (Doran y Parkin, 1994. Larson y Pierce, 1994).
- *Densidad aparente*, controla la compactación del suelo. Afecta a propiedades y procesos que influyen en el agua y suministro de oxígeno, productividad y erosividad (Larson y Pierce, 1991. Doran y Parkin, 1994).
- *Reserva de agua*, constituye una fuente de agua y nutrientes para las plantas, favoreciendo la calidad ambiental de los suelos (Rhoton and Lindbo, 1997).
- *Textura y carbonatos*, por su relación con otras propiedades de los suelos, como estructura, drenaje, pH, reactividad química, e incluso la evolución de la materia orgánica. La encapsulación de ésta por arcillas (complejos arcillo-húmicos) o carbonatos (estabilización por calcio, precipitación, etc.) dificulta su descomposición por microorganismos edáficos.
- *Erosionabilidad (factor USLE)*, predice las pérdidas de suelo por erosión hídrica (Wischmeier and Smith, 1978).

Se ha estimado a partir de la ecuación:

$$100K = 2.1 \cdot M^{1.14} \cdot (10^{-4}) \cdot (12 - a) + 3.25 \cdot (b - 2) + 2.5 \cdot (c - 3)$$

Donde:

M = (% de limos + % de arenas muy finas) x (100 - % de arcillas).

a = % de materia orgánica.

b = código de estructura (1-granular muy fina o migajosa, 2-granular fina, 3-granular mediana o gruesa y 4-en bloques o masiva).

c = Clases de permeabilidad en el perfil (1-rápida, 2-de moderada a rápida, 3-moderada, 4-de lenta a moderada, 5-lenta, 6-muy lenta).

- *Índice de estabilidad estructural y porcentaje de agregación*, que nos indican la resistencia de los agregados a perder su forma y tamaño cuando se someten a fuerzas deformadoras o acciones de degradación, y el porcentaje de material agregado conformando la estructura del suelo, propiedades relacionadas con gran número de indicadores de calidad anteriormente comentados.

III.2.4. Análisis mineralógico por difracción de rayos x

Las fracciones limo y arena de los horizontes de los perfiles fueron sometidas a análisis mineralógico mediante difracción de Rayos X por el método de polvo cristalino desorientado. La fracción arcilla fue estudiada asimismo por el método de agregado orientado.

Los diagramas se han realizado en un aparato Rigaku-Miniflex Ca 2005, equipado con filtro de Niquel, sistema de discriminación de impulsos y contador de gases.

Las condiciones de trabajo del aparato han consistido en: tensión del tubo de 30 Kv, intensidad de 10 mA, radiación Cu-K_α, rendija de divergencia 1°, rendija de recuperación

0,3 mm, velocidad de exploración $2^\circ 2\theta/\text{min}$, constante de tiempo 2 y velocidad del papel de 1 pulgada/min, (el difractómetro lleva adaptado un registro potenciométrico Beckman, modelo 1005, que opera a una velocidad de 1 pulgada/minuto).

III.2.4.1. Diagramas de polvo cristalino desorientado

Los diagramas de polvo cristalino de arenas y limos se han rodado sobre la muestra molida a menos de 270 mallas A.S.T.M., desde $50-60^\circ$ hasta $3^\circ 2\theta$. En estos diagramas de polvo, las intensidades de las reflexiones de los filosilicatos se afectan grandemente por la tendencia de las partículas de estos minerales a orientarse según el plano (001) (Brindley, 1961), falseando las medidas tendientes a su cuantificación. Para evitar este problema es necesario desorientar las partículas minerales. Se han propuesto muchos métodos siendo el más empleado el del portamuestras de llenado lateral (Niskanem, 1964).

A partir de estos diagramas de polvo se ha procedido a realizar un análisis mineralógico cualitativo y semicuantitativo.

III.2.4.1.1. Análisis mineralógico cualitativo

En los diagramas de polvo cristalino se ha procedido a la identificación de todas las fases minerales a partir de las reflexiones presentes (A.S.T.M., 1974; A.S.T.M., 1981; Brown, 1961 y Brindley y Brown, 1980).

III.2.4.1.2. Análisis Mineralógico Semicuantitativo

Se ha realizado mediante medida de áreas de reflexiones diagnósticas, aplicando el poder reflectante correspondiente a cada mineral (Tabla III.1.1) y posterior reparto a 100. Este método es conocido como de los Factores o Poderes reflectantes o de intensidad (Schultz, 1964).

Para los minerales mayoritarios objeto de estudio se han aplicado los factores establecidos en la bibliografía (Tabla III.1.1). En otros casos, ya sea por tratarse de minerales poco usuales, o porque las condiciones de medida descritas en la bibliografía no encajaban con las de nuestras muestras, ha sido necesario adoptar nuevos poderes (Islam y Lotse, 1986; Schwaighofer y Muller, 1987; Ruiz-Cruz, 1994).

Tabla III. 1.1. Reflexiones diagnósticas y poderes reflectantes. Diagramas de polvo cristalino.

Mineral	Reflexión (Å)	Poder Reflectante	Referencias
Yeso	7,6	1,5	
Caolinita	7,15	0,45	Gámiz, 1987
Laminares	4,48	0,1	Schultz, 1964
Cuarzo	4,26	0,66	Galán Huertos, 1972
Goethita	4,18	0,24	Palumbo, 1979
Fd K	3,25	1	Schultz, 1964
Fd Na	3,2	1	Schultz, 1964
Calcita	3,03	1	Schultz, 1964
Dolomita	2,88	1	Schultz, 1964
Hematites	2,69	0,24	

Feld. K: Feldespato potásico; Feld. Na: Feldespato sódico.

III.2.4.2. Diagramas de agregado orientado

Las muestras de arcilla, previamente a su preparación en agregados orientados, fueron dializadas con agua destilada para eliminar el sodio en exceso, derivado del hexametáfosfato sódico añadido como dispersante en la separación de las fracciones granulométricas.

Posteriormente los agregados orientados se prepararon por sedimentación y secado de una suspensión acuosa de la muestra homogeneizada y dispersada en una plaquita de vidrio de 16 cm². Se han procurado que las cantidades de muestra fueran de 200 mg por agregado orientado (Rich y Barnhisel, 1977). El campo de exploración ha abarcado desde 30° hasta 3° 2 θ.

En orden a la identificación y cuantificación de las fases filosilicatadas, los agregados orientados han recibido una serie de tratamientos:

Solvatación con Etilénglicol: Las muestras se han mantenido durante 24 horas en un desecador en atmósfera saturada de etilénglicol y a una temperatura de 50-60°C (Brindley y Brown, 1980).

Solvatación con Dimetilsulfóxido: Se ha realizado manteniendo las muestras durante 48 horas en un desecador en atmósfera saturada de dimetilsulfóxido y a una temperatura de 50-60°C (González García y Sánchez-Camazano, 1968; Pevear y Mumpton, 1989; Moore y Reynolds, 1989).

Tratamientos térmicos: Las placas de agregado orientado fueron sometidas a una temperatura de 550°C durante 1 hora, dejándolas enfriar en un desecador para su posterior rodado.

El estudio de los diagramas de agregado orientado ha comprendido un análisis cualitativo y semicuantitativo.

III.2.4.2.1. Análisis mineralógico cualitativo

Ha consistido en la identificación y caracterización de las fases minerales presentes (Brown, 1961; Brindley y Brown, 1980; A.S.T.M., 1974 y A.S.T.M., 1981).

III.2.4.2.2. Análisis mineralógico semicuantitativo

Se ha realizado en las muestras solvatadas con etilénglicol, midiendo las áreas de las reflexiones diagnósticas y posterior reparto a 100, previa aplicación del poder reflectante de cada mineral. Las reflexiones diagnósticas y poderes reflectantes empleados se exponen en la tabla III. 1.2.

Tabla III. 1.2. Reflexiones diagnósticas y poderes reflectantes. Diagramas de Agregado Orientado.

Mineral	Reflexión (Å)	Poder Reflectante	Referencias
Interestratificados	13-24	3	Delgado, 1980
Caolinita	7,15	2	Gámiz, 1987
Clorita	7,15	2	Schultz, 1964; Barahona, 1974
Mica	10	1	Adoptado
Paragonita	9,7	2	
Esmecitas	17	4	Schultz, 1964; Barahona, 1974
Vermiculitas	14-15	4	Adoptado

III.2.5. Estudio de la materia orgánica de los suelos

III.2.5.1. Fraccionamiento cuantitativo de la materia orgánica

La separación de las distintas fracciones de materia orgánica se llevó a cabo en muestras de tierra fina tomadas de los horizontes superficiales de los perfiles seleccionados, siguiendo la metodología descrita por Duchaufour y Jacquin (1975), Monnier et al. (1965), Dabin (1971) y Merlet (1971). El análisis de la materia orgánica nos ha permitido cuantificar una serie de fracciones del suelo denominadas genéricamente la materia orgánica libre (MOL), los ácidos húmicos (AH), los ácidos fúlvicos (AF) y los ácidos fúlvicos extraídos con ácido fosfórico (AFP) así como el carbono insolubilizado en residuo final de extracción, correspondiente a la humina de insolubilización no extraíble (HNE). Se eligieron 8 muestras de suelos, representativas de distintas formaciones vegetales y tipos de uso (SM2: bajo matorral degradado, SM3: encinar, SM5: suelo cultivado, SM9 y SM10: bajo pinar natural de *Pinus nigra*, SM15: sabinar, SM19: pinar natural de *Pinus halepensis*, y SM20: bajo matorral de alta montaña).

El contenido de cada una de estas fracciones en los suelos se relaciona con la eficacia del ciclo biogeoquímico y con la calidad ambiental de la materia orgánica, desde el punto de vista de su actividad en el transporte, el control de la movilidad de los iones en la solución del suelo, y en la agregación de los constituyentes minerales (Tinoco, 2000; Ganuza, 2002).

La materia orgánica libre (MOL) ha sido extraída por métodos densimétricos (separación por flotación a partir de 10 g de suelo en H_3PO_4 2 M). La suspensión de suelo se agitó con un agitador de varilla durante unos 20 segundos y, posteriormente se centrifugó a 3500 rpm durante 10 minutos. A continuación, se recuperó el sobrenadante que contenía la MOL suspendida, se filtró y el filtrado se lavó con abundante agua destilada, se secó a 60°C en estufa hasta peso constante, y se cuantificó gravimétricamente. El uso de H_3PO_4 también presenta un efecto variable adicional de descarbonatación de los suelos, así como de extracción de cierta proporción de cationes di- y trivalentes, lo que facilita la posterior extracción de las sustancias húmicas mediante reactivos alcalinos.

Debido a que la solución sobrenadante presentaba notable color amarillento, indicando la presencia materia orgánica disuelta en la solución de H_3PO_4 , se aprovechó para determinar la fracción de ácidos fúlvicos en formas libres o débilmente unidos a la

matriz del suelo. Ésta fracción de ácidos fúlvicos se valoró cuantitativamente con independencia de los ácidos fúlvicos presentes en el residuo, que serían extraídos posteriormente mediante sucesivos tratamientos con NaOH.

El residuo de suelo obtenido tras la extracción de la MOL fue tratado sucesivamente con reactivos alcalinos: primero con $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ 0.1 M, y posteriormente con NaOH 0.1 M. Las suspensiones de suelo se agitaron durante 2 h y se centrifugaron a 4000 rpm durante 15 minutos. El tratamiento se repitió cinco veces, obteniéndose una solución sobrenadante de color marrón oscuro correspondiente al extracto húmico total (EHT) (mezcla de ácidos húmicos y ácidos fúlvicos). Posteriormente, se tomaron de cada extracto una alícuota de 20 ml, se añadieron a un vaso de precipitado de forma baja de 500 ml, y se desecó en un baño de agua a 60°C, para determinar el contenido en C de ácidos húmicos y fúlvicos mediante valoración redox por retroceso. Para la determinación del carbono, se añadieron a las muestras secas 10 ml de $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$ 1N, se agitaron y se dejaron en reposo durante 30 min. Posteriormente se añadieron 20 ml de H_2SO_4 concentrado, y tras la reacción, se añadieron 200 ml de H_2O , 10 ml de H_3PO_4 concentrado y 1 ml de solución difenilamina al 0.42%, para finalmente valorar el ácido crómico remanente de la oxidación con Sal de Mohr 0.5M. El porcentaje de carbono que representa el extracto total se calculó respecto a peso de suelo, teniendo en cuenta el peso inicial de muestra, el volumen total del extracto obtenido, y el volumen de la alícuota analizada. A continuación, se repite el proceso con otra serie de muestras para valorar la fracción del extracto insoluble a pH ácidos (ácidos húmicos). Se tomó otra alícuota de cada ETH de 40 ml, se añadió H_2SO_4 (relación 1:1) hasta alcanzar pH 1, y se dejó en reposo durante 20 min para que los ácidos húmicos flocularan. Posteriormente, se centrifugó la muestra a 2500 rpm durante 10 min, desechando el sobrenadante (ácido fúlvico), y el residuo (ácido húmico) se redisolvió en NaOH 0.5 M, transfiriéndose a un matraz de 250 ml, donde se secó en un baño de agua a 60°C, procediéndose a determinar la fracción de ácidos húmicos de igual forma que se hizo con el extracto húmico total. El C presente en forma de ácidos fúlvicos se calculó a partir de la diferencia entre el contenido de C en forma de EHT, y el correspondiente a los AH.

El residuo de suelo resultante de la extracción alcalina se lavó con agua destilada, se desecó a 50°C, y se pesó. La concentración de C de este residuo corresponde a la humina total del suelo. A partir de 1g molido del residuo, se analizó el contenido en C mediante oxidación por vía húmeda. Se comprobó que la suma de C de las fracciones descritas anteriormente, equivalían, con bastante exactitud, al C total del suelo determinado por el mismo método de oxidación por la vía húmeda.

Con objeto de disponer de suficiente cantidad de AH para realizar posteriores estudios sobre su naturaleza química, se concentró el total del extracto húmico (EHT) añadiendo HCl 6 M hasta que se alcanzó pH 2. Se dejó sedimentar durante 24 h, se retiró el sobrenadante por sifonado, y se centrifugó la suspensión a 5000 rpm durante 10 min. El sobrenadante se desechó y se guardó el residuo (AH) para su posterior purificación.

La purificación de los ácidos húmicos consistió en eliminar las arcillas en suspensión y en la destrucción de aquellas arcillas u óxidos unidos a los ácidos húmicos. Para ello se redisolviaron los AH en una solución de NaOH 0,5 M y se centrifugaron a 20000 rpm durante 15 min, con objeto de sedimentar la arcilla en suspensión. El sobrenadante de color marrón oscuro, que contenía los ácidos húmicos disueltos, se

volvió a precipitar añadiendo HCl, dejándose actuar durante 24 h. Posteriormente, se centrifugó la suspensión a 5000 rpm durante 15 min y se desechó el sobrenadante. A continuación, los ácidos húmicos se introdujeron en bolsas de diálisis para dializarlos frente a agua destilada. El tratamiento se prolongó hasta que se comprobó, utilizando AgNO_3 , que el agua ya no contenía cloruros; posteriormente se secaron los ácidos húmicos purificados a 40 °C.

III.2.5.2. Fraccionamiento cualitativo de la materia orgánica

Para los 12 perfiles restantes (SM1, SM4, SM6, SM7, SM8, SM11, SM12, SM13, SM14, SM16, SM17 y SM18) se realizó un fraccionamiento cualitativo de la materia orgánica, con objeto de disponer de una cantidad de muestra suficiente para la caracterización molecular de los AH, así como para cuantificar la materia orgánica libre y ácidos húmicos de dichas muestras, siguiendo la metodología comentada anteriormente. Es decir, se extrajo la MOL con H_3PO_4 2 M, y el residuo de suelo obtenido tras la extracción de la MOL fue tratado con $\text{Na}_4\text{P}_2\text{O}_7$ 0.1M y NaOH 0.1M. La mezcla se agitó durante 2 h y se centrifugó a 4000 rpm durante 15 min. El tratamiento se repitió cinco veces, obteniéndose una solución correspondiente al extracto húmico total. Posteriormente, se concentró la fracción de los ácidos húmicos, mediante precipitación del extracto húmico total, añadiendo HCl 6 M hasta que alcanzó pH 2. Se dejó sedimentar durante 24 h, se eliminó el sobrenadante y se centrifugó la suspensión restante a 5000 rpm durante 10 min. El sobrenadante se desechó y se guardó el residuo (AH) para su posterior purificación.

La purificación de los ácidos húmicos nuevamente consistió en eliminar las arcillas en suspensión y destrucción de aquellas arcillas unidas a los ácidos húmicos, redisolviendo los AH en una solución de NaOH 0,5 M, y centrifugando a 20000 rpm durante 15 min. El sobrenadante que contenía los ácidos húmicos disueltos, se volvió a precipitar añadiendo HCl, dejándolo actuar durante 24 h. Posteriormente, se centrifugó la suspensión a 5000 rpm durante 15 min y se desechó el sobrenadante. Finalmente, se sometieron los ácidos húmicos a diálisis, y una vez purificados se desecaron a 40 °C en placas Petri, previamente taradas, se pesaron y se almacenaron.

III.2.5.3. Métodos espectroscópicos:

III.2.5.3.1. Espectroscopía visible

Se determinaron las densidades ópticas de soluciones de ácidos húmicos de 66.6 mg L^{-1} disueltos en NaOH 0,02 mg L^{-1} utilizando un espectrofotómetro Shimadzu UV-240 para longitudes de onda comprendidas entre los 400 y los 800 nm. También se obtuvieron las extinciones específicas a 465 nm (E_4) y a 665 nm (E_6) y la relación entre éstas, E_4/E_6 (Chen et al., 1978). Para determinar la presencia de máximos espectroscópicos de muy baja intensidad se utilizó la espectroscopía derivatográfica, obteniéndose la segunda derivada del espectro, donde los cambios de pendiente aparecen en forma de valles bien definidos, cuya intensidad es proporcional a la de los picos en el espectro original.

III.2.5.3.2. Espectroscopía infrarroja

Los espectros de infrarrojo se realizaron en el rango de 4.000 a 400 cm^{-1} con un espectrofotómetro Shimadzu FTIR-8400 PC, de transformada de Fourier (FT-IR), a partir de pastillas de 200 mg de KBr que contenían 3 mg de ácidos húmicos. Para la obtención de dichas pastillas, las muestras se homogeneizaron en un mortero de ágata, y se desecaron a 100 °C durante toda la noche para eliminar las trazas de agua.

Se obtuvieron espectros de resolución aumentada mediante la aplicación de un procedimiento matemático basado en sustraer digitalmente al espectro original de un múltiplo positivo de su segunda derivada (Rosenfield y Kak, 1982; Almendros y Sanz, 1992).

III.2.6. Análisis de las propiedades bioquímicas de los suelos

El estudio de las propiedades bioquímicas de los suelos del Parque Natural de Sierra María – Los Vélez, se realizó en muestras seleccionadas de zonas con diferentes usos, recogidas específicamente para estas determinaciones. Se muestrearon de nuevo los horizontes superficiales de los siguientes perfiles y usos, P2: bajo matorral degradado, P3: en un encinar, P5: en un suelo cultivado, P10: bajo pinar natural de *Pinus nigra*, P15: en un sabinar, P19: en un pinar natural de *Pinus halepensis*, y P20: bajo matorral de alta montaña.

Se consideraron además durante el muestreo, los problemas derivados de la fragilidad de las propiedades bioquímicas, ya que éstas pueden variar en función de las precipitaciones y las temperaturas, y la necesidad de tener que analizarlas en un corto período de tiempo, so temor de que se alteren. Por tanto, el estudio de las propiedades bioquímicas de los suelos, exigió determinar la época del año mas adecuada para llevar a cabo la toma de muestras, con el fin de que éstas también fueran representativas de todo el año. En este sentido, estudios realizados por Leirós et al. (1997) y Trasar-Cepeda et al. (1997 y 1998), demostraron que el valor que presentaron diferentes propiedades bioquímicas, en suelos naturales gallegos durante el otoño, era similar al valor medio anual; por lo que, el muestreo se realizó durante dicha estación. Para evitar además, que dichas propiedades se modificaran durante el período de almacenamiento previo a su análisis, las muestras de suelo se conservaron a 4°C (Trasar-Cepeda et al., 2003).

III.2.6.1. Propiedades bioquímicas generales de los suelos

III.2.6.1.1. Carbono asociado a la biomasa

La biomasa microbiana ha sido definida como la fracción de la materia orgánica menor de 5-10 μm^3 constituida por organismos vivos (Alef y Nannipieri, 1995). La importancia de su determinación viene dada por su papel como reservorio de nutrientes, así como su participación en la formación y estabilización de la estructura del suelo (Leita et al., 1995).

El método seguido para la determinación del carbono asociado a la biomasa es el propuesto por Vance et al. (1987c). Dicho método se basa en la fumigación de la muestra con cloroformo libre de etanol, lo que provoca la ruptura de las células

microbianas y el vertido al suelo del contenido citoplasmático de dichas células, de donde puede ser extraído con K_2SO_4 0.5 M (García et al., 2003), y ser cuantificado los distintos componentes del mismo (C, N, P, ...). Por ello, este método consta de tres fases: fumigación con cloroformo libre de etanol, a una temperatura de 25°C durante un período de 24 horas, extracción con K_2SO_4 0.5M, y determinación analítica del C asociado a la masa microbiana mediante oxidación con dicromato, usando como valor de K_{ec} 0.45, y utilizando un electrodo metálico de Pt conectado a un valorador Crison Compact Titrator.

La extracción del C en las muestras fumigadas y no fumigadas se realizó por triplicado. La determinación del C se realizó en cada una de las réplicas anteriores por duplicado. Los resultados son medias de todas las determinaciones, y se expresan como $mg\ kg^{-1}$. Las muestras se analizaron en húmedo, recogidas en campo con bolsas isotérmicas y posteriormente almacenadas a 4°C.

El carbono asociado a la biomasa viene dado por:

$$C - \text{biomasa} (mg \cdot 100\ g^{-1}) = (B - M) \times N \times 3 \times \frac{40}{5} \times \frac{100}{10 \times ss/sh}$$

Donde:

B= sal de Mohr (mL) consumida en la valoración del blanco.

M= sal de Mohr (mL) consumida en la valoración de la alícuota de muestra.

N= normalidad exacta de la sal de Mohr utilizada en la valoración.

ss= cantidad de suelo (g) seco a 110 °C equivalente a la cantidad de suelo húmedo utilizado.

sh= cantidad de suelo húmedo (g) utilizado.

III.2.6.1.2. *Respiración microbiana del suelo*

El procedimiento consistió en pesar (por triplicado) 25 gramos de suelo húmedo (< 4mm) en un vial, que se introdujo en un recipiente de vidrio de boca ancha, provisto de cierre hermético. Dentro de dicho recipiente se dispusieron 25 mL de agua destilada, con objeto de mantener una humedad óptima durante la incubación, y otro vial que contenía 10 mL de NaOH 0,5 N, el cual se carbonataría en presencia del CO_2 procedente de la respiración del suelo. De forma similar, se preparó también un blanco (por triplicado) conteniendo igual cantidad de reactivos, pero sin suelo. A continuación, los botes herméticamente cerrados se incubaron en una estufa durante 10 días a 25 °C.

El CO_2 desprendido durante la incubación es absorbido por la disolución de álcali, lo que permite su cuantificación a través de la valoración ácido-base del álcali no reaccionante. Para ello, se tomó una alícuota de 2 mL de NaOH (por duplicado) a la que se adicionó 1 mL de $BaCl_2$ al 20%, para provocar la precipitación de los carbonatos procedentes del CO_2 del aire, y agua destilada. Finalmente, se valoró, con un valorador automático Crison Compact Titrator (punto final: pH 9,5), el NaOH que no se carbonató por el CO_2 desprendido del suelo, con HCl de normalidad igual a la del NaOH (Guitián y Carballas, 1976).

La respiración microbiana se expresa en mg de CO₂/100 g de suelo seco:

$$CO_2 = (B - M) \times N \times \frac{44}{2} \times \frac{10}{2} \times \frac{100}{25 \frac{ss}{sh}}$$

Siendo:

B= HCl consumido (mL) en la valoración del blanco.

M= HCl consumido (mL) en la valoración de la muestra.

N= normalidad exacta del HCl.

ss= cantidad de suelo (g) a 110 °C equivalente a la cantidad de suelo húmedo utilizado.

sh= cantidad de suelo (g) húmedo utilizado.

III.2.6.1.3. Capacidad de mineralización del nitrógeno

La mineralización del nitrógeno se estudió en muestras incubadas durante 10 días en condiciones controladas de humedad y temperatura. El método utilizado consiste en la solubilización de las formas inorgánicas de nitrógeno con KCl, seguido de la destilación del extracto por arrastre de vapor y valoración ácido-base. Para ello, se agitan 10 gramos de suelo húmedo (<4mm) con 50 mL de KCl 2N durante 30 minutos, tras lo cual se filtra con papel Whatman 40, conservando el extracto a 4 °C hasta la realización de los análisis; el tiempo de conservación no debe ser mayor de 7 días (Felpeto, 1999).

La destilación se realiza según el método propuesto por Bremner (1965), basado en que el óxido de magnesio impide la descomposición de los compuestos orgánicos de nitrógeno con formación de amonio durante la destilación, y la aleación Devarda (reductor mezcla de 50% de cobre, 45% de aluminio y 5% de zinc) reduce las formas nitrato y nitrito a amonio. Para evitar interferencias el óxido de magnesio debe ser calcinado, puesto que el reactivo comercial contiene impurezas de carbonato, el cual podría ser liberado durante la destilación como CO₂ e interferir en la determinación del amonio por valoración ácido-base.

Para determinar el nitrógeno amoniacal (N-NH₄⁺) se introducen 5 mL de extracto y 0,2 gramos de MgO recientemente calcinado (2 horas, 650 °C) en un matraz de destilación Kjeldahl, lavando las paredes del matraz con una pequeña cantidad de agua destilada para arrastrar los restos de MgO. El matraz se coloca en un destilador Preg-Parnas, recogiendo el nitrógeno destilado durante 2 minutos con una disolución de indicador mixto. La valoración del amonio N-NH₄⁺ destilado se realiza con H₂SO₄ 0,005 N. De igual forma, se valora también un blanco de KCl 2N.

La determinación del nitrógeno inorgánico total (N-NH₄⁺, N-NO₃⁻, N-NO₂⁻) se realiza de forma similar, pero adicionando al extracto 0,2 gramos de MgO y 0,2 gramos de aleación Devarda, y recogiendo el destilado durante 3 minutos.

El nitrógeno inorgánico se expresa en mg de N-inorgánico/100 g de suelo seco, según:

$$mg\ N / 100g\ _{suelo} = (M - B) \times N \times 14 \times \frac{50}{5} \times \frac{100}{10 \times ss/sh}$$

Siendo:

14 = Peso atómico del N

50 = ml de extracto que tenemos.

5 = Es la alícuota del extracto que hemos utilizado.

100 = Para referirlo a 100 g de suelo seco.

10 = Cantidad de suelo húmedo que utilizamos

ss/sh = Factor para pasar de suelo húmedo a seco.

M= H₂SO₄ (mL) consumido en la valoración de la alícuota de muestra

B= H₂SO₄ (mL) consumido en la valoración del blanco

N= normalidad exacta del H₂SO₄ utilizado en la valoración

ss= cantidad de suelo seco (g) a 110 °C equivalente a la cantidad de suelo húmedo utilizado.

sh= cantidad de suelo húmedo (g) utilizado.

Debido a que en condiciones de aerobiosis los nitritos son muy inestables y están presentes en muy bajas concentraciones, se estimó que la diferencia entre el nitrógeno total calculado y el nitrógeno amoniacal es equivalente a la cantidad de nitratos.

III.2.6.1.4. *Actividad deshidrogenasa*

La deshidrogenasa cataliza la reacción por la que el INT (2-p-iodofenil-3-p-nitrofenil-5-feniltetrazolio) pasa a formar INTF (iodonitrotetrazolio formazán). La valoración de la actividad deshidrogenasa en suelos se basa precisamente en esta reacción de reducción del INT para formar el INTF, el cual se puede medir a 490 nm.

El procedimiento para la determinación de la actividad enzimática consiste en pesar por triplicado 1 g de suelo húmedo (< 4mm), a los que se le adicionan 1.5 ml de tampón TRIS-HCl 1M pH 7.5 y 2ml de solución INT 0.5%. Tras agitar las muestras, se incuban en un baño de agua durante 1 hora, con agitación (120 rpm), a 40°C y en oscuridad. Finalizada la incubación, las muestras son colocadas en un baño de hielo-agua y se les añaden 10 ml de una mezcla de etanol:dimetilformamida (1:1), se agitan enérgicamente y se dejan reposar durante 10 min a temperatura ambiente y en oscuridad. Posteriormente, se filtran las muestras a través de papel Albet 150, y se determina en INTF formado mediante espectrofotometría de visible a 490 nm, comparando los resultados con los de una recta patrón (Von Mersi y Schinner, 1991; Camiña et al., 1997).

De forma análoga se prepara un blanco para cada muestra, pero en lugar de añadir 2 ml INT 0.5%, se usará 2 ml H₂O.

La recta de calibrado se realiza con cinco patrones preparados de forma similar a la descrita para los blancos, exceptuando que en lugar de 2 ml de agua destilada, se adiciona INTF (0, 0.2, 0.5, 1 y 2 ml respectivamente) y etanol:DMF (2, 1.8, 1.5, 1 y 0 ml respectivamente). También se le añadirá 2 ml de H₂O y 8 ml de etanol:DMF (1:1), en lugar de 10 ml de etanol:DMF (1:1) como se hacía en los blancos y muestras de suelo.

La actividad deshidrogenasa se expresa en $\mu\text{moles INTF g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, según:

$$\text{Actividad deshidrogenasa} = \frac{[\text{INTF}] \mu\text{g}}{471.3 \cdot (\text{Pm.INTF}) \times 1 \text{ h} \times \text{g.suelo.sec o. (en. 1 g.suelo.húmedo)}}$$

III.2.6.1.5. Actividad catalasa

Para la determinación de la actividad catalasa del suelo se ha utilizado la metodología propuesta por Trasar-Cepeda *et al.*, (1998) que se basa en la adición al suelo de H_2O_2 y la estimación del H_2O_2 residual después de un tiempo de incubación en el que actúa la catalasa, descomponiendo el peróxido en H_2O y O_2 .

El peróxido remanente se estima mediante colorimetría, una vez que tiene lugar la reacción enzimática catalizada por la peroxidasa (POD). En dicha reacción el peróxido de hidrógeno se descompone por la acción de la peroxidasa y el oxígeno que se libera oxida la 4-aminoantipirina, que reacciona con el fenol para generar un complejo de color rosa, el cuál se puede medir a 505 nm.

El procedimiento consiste en pesar 0.5 g de suelo húmedo (<4 mm), añadirles 40 ml de agua destilada, y agitar las muestras durante 30 min en un agitador rotatorio. Tras agitar se añaden 5 ml de H_2O_2 (1:100), y se vuelven a agitar las muestras durante 10 min en el agitador rotatorio. Finalizado dicho tiempo, se añaden 5 ml de H_2SO_4 3 N, para detener la reacción enzimática, y se filtran las muestras en papel de filtro Albet 135. A continuación, se tomará una alícuota de 100 μl de la muestra filtrada, a la que se le añaden 900 μl de tampón fosfato 110 mM pH 7.4, para neutralizar el filtrado, 9 ml del reactivo de desarrollo de color y se medirá en un espectrofotómetro a 505 nm frente a un blanco de reactivos.

Se preparará un blanco por muestra, pero en lugar de H_2O_2 se añaden 5 ml de agua destilada, y una única recta de calibrado para todas las muestras y blancos.

Para la recta de calibrado se elabora un *patrón máximo* con 40 ml de agua destilada, 5 ml H_2O_2 (1:100) y 5 ml de H_2SO_4 3 N obteniendo, así, una solución de H_2O_2 8.8 mM (que contiene 0.44 mmoles de H_2O_2). La cantidad de H_2O_2 presente en este *patrón máximo* corresponde a la concentración máxima de peróxido de hidrógeno que las muestras pueden poseer como remanente, en caso de que la actividad de la enzima sea nula. A continuación, se diluye el patrón máximo obteniendo seis soluciones de 10 ml, con las correspondientes concentraciones de H_2O_2 8.8 mM (0, 0.625 ml, 1.25 ml, 2.5 ml, 5 ml y 10 ml, respectivamente). Tras agitar enérgicamente las muestras, se toma una alícuota de 100 μl de cada uno los patrones, y se mide el color a 505 nm.

La actividad catalasa se expresa en mmoles H_2O_2 consumidos $\text{g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, según la expresión:

$$\text{Actividad catalasa} = \frac{(0.88 \cdot \text{mmoles.H}_2\text{O}_2 - \text{mmoles.de.muestra}) \times 3}{\text{g.de.suelo.sec o.en.0.5 g.de.suelo.húmedo}}$$

Para expresar en μmoles : mmoles H_2O_2 consumidos $\text{g}^{-1} \text{ h}^{-1} \times 10^3$.

III.2.6.2. Propiedades bioquímicas específicas de los suelos

III.2.6.2.1. Actividad fosfodiesterasa

Para la determinación de la fosfodiesterasa se siguió el método propuesto por Bowman y Tabatabai (1978), atendiendo a las modificaciones de Saá et al. (1993), según el cual se pesan, por triplicado, 1 g de suelo húmedo (<4mm) y se añaden 4 ml de tampón THAM 0.05 M, pH 8.0, 1 ml de agua destilada, 1 ml de Bis-*p*-Nitrofenil fosfato 10 mM (en tampón THAM 0.05M, pH 8.0). Tras agitar enérgicamente, se incuban las muestras en baño de agua con agitación (120 rpm) a 37°C, durante 1 h. Una vez finalizada la incubación, se introducen las muestras en baño de hielo, y se añade 1 ml de CaCl₂ 0.5 M, para complejar la materia orgánica y evitar la dispersión de arcillas, y 4 ml de solución extractante THAM-NaOH 0.1 M, pH 12. Nuevamente se agitan bien las muestras y se filtran con papel Albet 150. Finalmente se miden las muestras a 400 nm frente al blanco correspondiente.

Se preparará un blanco por cada suelo de forma similar que las muestras, pero se añadirá el sustrato inmediatamente antes de filtrar y después de añadir CaCl₂ y la solución extractante.

Para cada suelo se preparará una recta de calibrado, ya que puede haber adsorción del *p*-nitrofenol por el suelo, especialmente en aquellos que tienen alto contenido en materia orgánica y, además, ésta varía según el tipo de suelo. La recta de calibrado se realizará de forma análoga a las muestras, pero en lugar de añadir 1 ml de agua destilada, como ocurre en las muestras y blancos, se adiciona 1 ml de *p*-nitrofenol de 25, 50, 100 y 200 µg ml⁻¹. El sustrato se añade inmediatamente antes de filtrar y después del CaCl₂ y la solución extractante.

La actividad fosfodiesterasa se expresa en µmoles *p*-nitrofenol g⁻¹ h⁻¹, según la fórmula:

$$\text{Actividad.fosfodiesterasa} = \frac{\eta \text{g.ml}^{-1} .p - \text{nitrofenol}}{\text{g.suelo.sec.o.}(\text{en.1.5.g.suelo.húmedo}) \times 139(\text{PM.p} - \text{nitrofenol}) \times 1h}$$

III.2.6.2.2. Actividad proteasa-caseína

Para la determinación de la actividad proteasa-caseína se ha seguido la metodología descrita por Ladd and Buttler (1972); descrita en Nannipieri et al., (1980). Según la cual se pesan (por triplicado) 0.5 g de suelo húmedo (<4mm), y se le añaden 2 ml de tampón TRIS-HCl 0.05 M a pH 8.1 y 2 ml de Caseína 1% (en tampón TRIS-HCl, pH 8.1). Se agitan las muestras enérgicamente y se ponen a incubar en baño de agua con agitación (120 rpm) a 50°C, durante 2 h. Tras finalizar la incubación, se le añaden 1ml de TCA (Ácido tricloroacético) 17.5%, para precipitar la caseína, y nuevamente se agitan las muestras. A continuación, se centrifugan durante 5 min, a 4500 rpm, se toma una alícuota de 1 ml y se añaden 7 ml de Na₂CO₃ 3.7% y 1 ml de CuSO₄ 0.06%. Tras agitar enérgicamente, se dejan las muestras en reposo a T^a ambiente durante 30 min. Posteriormente, se añade 1 ml del reactivo de FOLIN-CIOCALTEU, se agitan y se dejan las muestras a 37 °C durante 5 min. Finalmente, se dejarán enfriar durante 15 min

a temperatura ambiente, y se miden a 578 nm frente a un blanco de reactivos preparado de igual forma pero con 1 ml de agua destilada, en lugar de 1ml de TCA 17.5%

Se prepara también un blanco por muestra, de forma similar a las mismas, pero los 2 ml de caseína se añaden después de la incubación e inmediatamente antes de añadir el TCA 17.5%.

Se hace una única recta de calibrado, sin suelo, con seis patrones preparada de forma análoga a las muestras y blancos, pero en lugar de añadir 1ml de TCA 17.5%, se adiciona 1 ml de una mezcla de tirosina (0, 0.1, 0.2, 0.4, 0.7 y 1 ml) y TRIS-HCl/TCA (1, 0.9, 0.8, 0.6, 0.3 y 0 ml).

La actividad proteasa-caseína se expresa en $\mu\text{moles tirosina g}^{-1}\text{suelo h}^{-1}$, según la fórmula:

$$\text{Actividad.proteasa.caseína} = \frac{\eta\text{g.ml}^{-1}\text{.tirosi} \times 5}{\text{g.suelo.sec o.}(en.0.5\text{g.suelo.húmedo}) \times 2\text{h} \times 181.2(\text{PM.tirosi})}$$

III.2.6.2.3. Actividad ureasa

La determinación de la actividad enzimática ureasa se llevó a cabo según el método propuesto por Nannipieri et al (1980), basado en la medida del amonio liberado por muestras de suelo incubadas con urea. Para ello, se pesa (por triplicado) 1 g de suelo húmedo (< 4mm), al que se adicionan 4 ml de tampón fosfato a pH 8 y 1 ml de urea al 6,4 %. Tras mezclar bien la muestra, se incuba a 37 °C durante 90 minutos en un baño de agua con agitación (120 rpm). Transcurrido este tiempo, se adicionan 5 ml de KCl 2 M para extraer el amonio liberado, e inmediatamente antes de realizar la medida se adiciona a la muestra 0,1 mL de NaOH 10 M. La cuantificación del amonio se realiza con un electrodo selectivo calibrado con patrones de $\text{NH}_4\text{Cl } 10^{-2}$ y 10^{-3} M.

De forma similar, se prepara un blanco (por duplicado) conteniendo en lugar de urea 1 ml de agua. El procedimiento a seguir es similar al descrito para las muestras.

La actividad enzimática se expresa en $\mu\text{moles NH}_3 \cdot \text{g}^{-1} \cdot \text{h}^{-1}$, según:

$$\text{Actividad.ureasa} = \frac{\eta\text{g.ml}^{-1} \times 10.(\text{Volumen.total})}{17.(\text{Pm.NH}_3) \times \text{g.suelo.sec o.}(en.1.\text{g.suelo.húmedo}) \times 1.5\text{h}}$$

III.2.6.2.4. Actividad β -Glucosidasa

La determinación de la actividad β -D-glucosidasa se realizó según el método descrito por Eivazi y Tabatabai (1988), modificado por Saá et al (1993), basado en la reacción colorimétrica del *p*-nitrofenol que se libera la incubar una muestra de suelo con una solución de *p*-nitrofenil- β -D-glucopiranosido a pH 5.

El procedimiento para la determinación de la actividad enzimática consiste en pesar (por triplicado) 1 gramos de suelo húmedo (< 4mm), a los que se adicionan, 4 ml de tampón MUB pH 6.0, 1 ml de agua destilada, 1 ml de *p*-nitrofenil- β -D-glucopiranosido 25 mM (en MUB pH 6.0). Tras agitar bien, se incuba durante una hora a 37 °C en un

baño de agua con agitación (120 rpm). Finalizada la incubación, las muestras son colocadas en un baño de hielo-agua, y se les adiciona 1 ml de CaCl_2 2 M, con objeto de complejar la materia orgánica y evitar la dispersión de arcillas, y 4 ml de solución extractante THAM-NaOH 0,1 M (pH 12). Se agita bien y se filtra con papel Albet 150. La medida se realiza por espectrofotometría visible a 400 nm.

De forma análoga se prepara un blanco por cada muestra de suelo, con la diferencia de que el sustrato (β -D-glucopiranosido 25 mM) se adiciona inmediatamente antes de filtrar y después de añadir el CaCl_2 y la solución extractante THAM-NaOH.

La recta de calibrado se realiza con cuatro patrones preparados de forma similar a la descrita para el blanco, exceptuando que en lugar de 1 ml de agua destilada se adiciona 1 ml de *p*-nitrofenol de 25, 50, 100 y 200 μg *p*-nitrofenol/ ml^{-1} . Debido a la diferente capacidad de los suelos para adsorber el *p*-nitrofenol, se debe preparar una recta de calibración para cada suelo (Vuorinen, 1993).

La actividad β -D-glucosidasa se expresa en $\mu\text{moles } p\text{-nitrofenol } \text{g}^{-1}\text{h}^{-1}$, según la fórmula:

$$\text{Actividad } \beta - D - \text{Glu cosidasa} = \frac{\mu\text{g} \cdot \text{ml}^{-1} p - \text{nitrofenol}}{\text{g} \cdot \text{suelo} \cdot \text{sec} \cdot (\text{en} \cdot 1 \cdot \text{g} \cdot \text{suelo} \cdot \text{sec}) \times 139 \cdot (Pm \cdot p - \text{nitrofenol})}$$

III.2.7. Estudio de la estructura de los suelos

III.2.7.1. Análisis de la micro y ultramicroestructura de los suelos con microscopio electrónico de barrido (SEM)

Se ha estudiado la disposición de las partículas y los poros dentro y fuera de los microagregados, de los horizontes superficiales de nueve muestras representativas de los perfiles muestreados (P2, P3, P5, P8, P10, P14, P15, P19 y P20). Las muestras han sido previamente metalizadas con oro, y posteriormente analizadas con un Microscopio Electrónico de Barrido Hitachi, modelo S-501 con voltaje de aceleración de 25 kV; con detector de electrones secundarios y con un Espectrómetro de Rayos-X de energía dispersiva (EDX), EDWIN-288, Serie-M, acoplado al equipo, que permite analizar muestras de superficie rugosa. El equipo posee además un sistema de captura digital de imágenes. Las imágenes digitales obtenidas se trataron en línea con el programa *Scan Vision*.

La obtención de los espectros EDX se ha realizado con el programa *Winn Shell* y para ello, las muestras se han situado a una distancia de trabajo de 0,15 mm respecto a la sonda y en posición horizontal (0° de inclinación) y se han mantenido constantes los siguientes parámetros: voltaje de aceleración de 25 kV y un tiempo de obtención de los espectros de 100 segundos (aproximadamente 144 segundos reales).

Para abordar la descripción general de la ultramicroestructura se ha seguido el esquema de descripción mínima de la ultramicrofábrica propuesto por Delgado, R. (1993), en el que se atienden las siguientes propiedades:

III.2.7.1.1. Jerarquización

Se diferenciarán para cada una de las fábricas de los perfiles las distintas unidades organizativas: **dominios, grupos o clusters y peds.**

III.2.7.1.2. Esqueleto

En este apartado se considerarán aquellos granos minerales cuyos tamaños oscilen entre $> 2 - 10 \mu\text{m}$, en función del tamaño del plasma y de su composición.

III.2.7.1.3. Forma, tamaño y relación de dimensiones de las unidades jerárquicas.

En este apartado se atenderán fundamentalmente a dos cuestiones: En primer lugar, el tamaño, forma y relación de dimensiones de las unidades, y en segundo lugar, y esencialmente a nivel de dominios, se establecerán tres tipos: 1) **Dominio** propiamente dicho, cuando la dimensión “x” tiende a ser superior a la “y”. 2) **Paquete**, cuando “x < y”. 3) **Tactoide**, cuando “x >>>y”.

III.2.7.1.4. Unión de láminas

Hace referencia a la forma en la que las unidades jerárquicas se unen en la fábrica, recogiendo aspectos como: 1) **modelos de unión entre láminas** (modelos de unión cara-cara, cara-borde y borde-borde); 2) **mecanismos de unión entre láminas**, (Puentes de hidrógeno, uniones a través de un catión hidratado, enlaces de Van der Waals, enlace a través de cationes, fuerzas de Coulomb, etc., y agentes cementantes como carbonatos, arcillas, materia orgánica, etc.); y 3) el tipo de **continuidad entre las láminas** (se distinguirán entre láminas apiladas e intercrecidas).

III.2.7.1.5. Anisotropía

De esta propiedad se considerarán el grado y la distribución de la misma en las fábricas de los distintos perfiles.

III.2.7.1.6. Porosidad

En este apartado se estudiará el **tamaño** medio de los poros, la **distribución** aproximada de poros y, según la **proporción** aproximada de poros (muy densa, poco densa y muy poco densa), la existencia de un tipo de fábrica fuertemente empaquetada, densa o abierta.

III.2.7.1.7. Patrón morfológico general

Se analizarán los diferentes tipos de fábricas de suelos de acuerdo con los patrones morfológicos generales descritos por diferentes autores: floculadas, al azar, dispersa, en panal de abeja, en castillo de naipes, turboestrática, castillo de libros, browniana, estructuras abiertas (arriñonada, empaquetada y en dominios), fábricas densas y fuertemente empaquetadas, esquelética, laminar, turbulenta, esponja, listones planos, etc.

III.2.7.2. Estudio de la estabilidad estructural mediante tamizado en húmedo

Se utilizó un aparato Yoder de tamizado en húmedo donde se sometieron a los agregados de cada muestra de suelo a la acción del agua y hexametáfosfato, por inmersiones intermitentes, y con un movimiento de rotación, para estudiar la estabilidad estructural de los suelos de la zona de estudio.

Se tomaron 4 g de muestra, de agregados de 1-2 mm, de cada suelo, en un tamiz de 0.25 mm, y se sumergieron en 80 mm de agua destilada durante 3 min. Dichas muestras fueron previamente humectadas con agua destilada mediante un atomizador, para evitar que los agregados se rompieran, al sumergirse en agua destilada, por el proceso de slaking. Los tamices se transfieren al aparato de Yoder para recoger el extracto resultante de la desagregación de los agregados junto con el agua destilada. Éste se guarda en cápsulas, previamente taradas, se seca a 45°C, y se pesa. A continuación, se sumergieron nuevamente las muestras, con el resto de agregados que no han sido destruidos en el proceso anterior, en hexametáfosfato al 2%, durante 10 min, y se guardó el extracto resultante en cápsulas, previamente taradas, se dejó en la estufa a 45°C y se pesó la muestra una vez seca.

Los resultados se expresaron mediante dos parámetros estimativos de la estabilidad estructural que son: 1- Índice de estabilidad estructural y 2- Porcentaje de agregación.

1- El índice de estabilidad estructural (IEE) es indicativo de la resistencia de los agregados a perder su forma y tamaño cuando se someten a fuerzas deformadoras o acciones de degradación, se ha estimado a partir de la ecuación:

$$I.E.E = \frac{P_A}{(P_A + P_B)}$$

Donde:

P_A es el peso en gramos del extracto resultante de la desagregación de agregados en agua destilada.

P_B es el peso en gramos del extracto resultante de la desagregación de agregados en hexametáfosfato sódico al 2%.

2- El porcentaje de agregación (PA), es el porcentaje de material agregado que queda conformando la estructura tras ser el suelo sometido a las fuerzas deformadoras o acciones de degradación (en este caso tamizado en húmedo). Se estima a partir de la ecuación:

$$P.A. = \frac{(P_A + P_B)}{m_i} \times 100$$

Donde:

P_A es el peso en gramos del extracto resultante de la desagregación de agregados en agua destilada.

P_B es el peso en gramos del extracto resultante de la desagregación de agregados en hexametáfosfato sódico al 2%.

m_i son los gramos de agregados con tamaños inferiores a 250 μm iniciales.

III.2.8. Análisis estadístico

Los resultados obtenidos se han tratado estadísticamente mediante las siguientes técnicas: análisis de la varianza de una vía (ANOVA) y test del rango múltiple, análisis de correlación de Pearson, análisis factorial de componentes principales y análisis de regresión múltiple. Previamente, las variables fueron sometidas a un estudio estadístico descriptivo, y contrastadas en cuanto a su normalidad. El análisis factorial en modo-R fue realizado utilizando rotación varimax ortogonal de Kaiser para encontrar los componentes principales con mejor ajuste a las variables experimentales. Se retuvieron los factores con eigenvalues mayores de 1. Los resultados del análisis factorial fueron interpretados considerando los factores obtenidos, los pesos de cada variable en cada factor y las covarianzas. Solamente se tuvieron en cuenta aquellas variables con pesos superiores a 0.3000 (Johnson and Wichern, 1992). Para la obtención de modelos de regresión múltiple con el menor número de variables significativas, se utilizó el método de “Stepwise variable selection” (Montgomery, 1994). La selección de las variables del modelo se realizó utilizando como criterio un valor de F-ratio de 4. El análisis estadístico se realizó con el software Statgraphics plus v5.1 para windows (Statistical Graphics Corporation, 2001) y STATISTICA v.6.0 (2001).

III.2.9. Análisis espacial con sistemas de información geográfica

Todos los análisis espaciales y delineación cartográfica se han realizado mediante sistemas de información geográfica. Por un lado se ha digitalizado toda la información espacial y cartográfica disponible de la zona de estudio, asimismo, la cartografía de suelos realizada en la presente tesis doctoral se ha elaborado en soporte digital. En segundo lugar, se ha realizado un análisis de variables topográficas utilizando un Modelo Digital del Terreno (MDT) con un tamaño de celda de 20 metros. Por último, se ha realizado un análisis geoestadístico para estudiar la distribución espacial de las variables edáficas y estimadores de calidad. Se han empleado los Sistemas de Información Geográfica: ArcGIS 9.0 (Esri, 2004), Idrisi 3.2., PC Raster, versión 2 y TopoView 1.1.

III.2.9.1. Extracción de los principales atributos topográficos

Las características topográficas del Parque Natural de Sierra María-los Vélez son determinantes en la configuración de sus paisajes. La dinámica y evolución del paisaje depende de las relaciones espaciales entre la topografía, suelo y vegetación. Para estudiar los cambios que sufre el paisaje a lo largo del tiempo, es necesario determinar el funcionamiento de los principales agentes geomorfológicos responsables de la erosión, transporte de materiales, distribución del agua en el suelo, etc. (Moore et al. 1991; Cantón, 1991; Puigdefábregas, 1993; Canton, 1999), por lo resulta de gran interés el estudio de los principales atributos topográficos, hidrológicos y erosivos en la zona de estudio mediante Sistemas de Información Geográfica.

En la presente tesis se han extraído los principales atributos topográficos y a partir de ellos llevaremos a cabo la caracterización topográfica general de la zona de estudio. Dichos atributos pueden dividirse en atributos primarios (altitud, pendiente, orientación, forma del relieve, radiación solar incidente y área drenada), los cuales se obtienen directamente de los datos de elevación, y atributos secundarios (o compuestos), que se

calculan a partir de combinaciones de los atributos primarios (índice topográfico W, índice LSF y distancia a los cauces).

III.2.9.1.1. Atributos Topográficos Primarios

- *Altitud, pendiente y orientación.* Influyen en las condiciones microclimáticas, en la distribución espacial de la vegetación y en su composición (Walsh, 1985; Ortega, 2006), pues las alteraciones bruscas en la orientación y las pendientes favorecen contrastes microtopográficos pronunciados (Campbell, 1989) que conllevan a una gran diversidad biológica. A su vez, la altitud, pendiente y orientación intervienen en la variabilidad espacial de determinadas propiedades edáficas como materia orgánica, nitrógeno, etc., influyendo en los patrones de calidad de los suelos. Sin embargo, se sabe muy poco sobre la contribución de otras características topográficas como la forma del relieve o la radiación solar incidente sobre la distribución espacial de los indicadores de calidad de los suelos.

Los valores *dependiente* se han reclasificado atendiendo a los criterios establecidos por la FAO (1980), en los que se distinguen 6 clases de pendientes: Clase 1 (0-2%, Llano), Clase 2 (2-6%, Suavemente inclinado), Clase 3 (6-13%, Inclinado), Clase 4 (13-25 %, Moderadamente escarpado), Clase 5 (25-55 %, Escarpado) y Clase 6 (> 55%, Muy escarpado).

La orientación se calcula en grados, donde 0° (o 360°) marca en Norte. El rango de valores se divide en 9 clases: Norte (315°-360° y 0°-22.5°), Este (67.5°-112.5°), Sureste (112.5°-157.5°), Sur (157.5°-202.5°), Suroeste (202.5°-247.5°), Oeste (247.5°-292.5°) y Noroeste (292.5°-337.5°).

- *Forma del relieve.* La curvatura transversal y longitudinal a la pendiente son parámetros de gran importancia en los movimientos del agua y en procesos geomorfológicos (Aandahl, 1948). La concavidad y convexidad de la pendiente son capaces de modificar el poder erosivo del flujo de agua superficial e influye sobre los movimientos de agua a través del suelo.

Curvatura en dirección longitudinal a la pendiente. Para pendientes cóncavas es negativa y para pendientes convexas es positiva. Esta variable permite caracterizar los cambios de velocidad de la escorrentía y procesos de transporte de sedimentos.

Curvatura en dirección transversal a la pendiente. Adopta los valores positivos en las formas cóncavas y negativos en las convexas. Es una medida de la convergencia/divergencia topográfica y de extensión de la concentración de agua en el paisaje.

- *Radiación solar incidente.* La insolación es la principal fuente de energía de los procesos biológicos y físicos del planeta. La variación en la elevación, pendiente, orientación de la superficie y las sombras proyectadas en el horizonte por las formas topográficas, crean un fuerte gradiente local de insolación, que conduce a una importante heterogeneidad espacial y temporal en la energía local y en los balances del agua, evapotranspiración, humedad del suelo (elementos

críticos en los ecosistemas mediterráneos) y luz disponible para la actividad fotosintética de la cubierta vegetal. (Geiger, 1965; Gates, 1980 y Dubayah and Rich, 1995). Cabe destacar además que los SIGs nos permiten trabajar con mayor facilidad los modelos que estiman la radiación solar incidente en la superficie terrestre, ya que para la mayoría de las zonas geográficas no están disponibles las medidas exactas de insolación (Dubayah and Rich 1995).

Para el estudio de la *radiación solar directa* se empleará un modelo simple de transmisión en cada localización (Rich 1989, 1990, Pearcy 1989, Gates 1980, List 1971), donde se calcula la radiación directa recibida en la zona de estudio basándose en la posición del sol, atenuación atmosférica y la orientación de la superficie. Para la *radiación solar difusa* se utilizará el modelo estándar, el cual considera que la radiación difusa varía con el ángulo zenital (Rich 1989, 1990, Pearcy 1989). La *radiación global* se determinará para cada localización como la suma de los valores de la radiación difusa y directa. Finalmente se analizan las horas de radiación que recibe cada localización en la zona de estudio.

- *Área drenada*. Representa el número de celdas ladera arriba que drenan a través de cada localización (celda).

III.2.9.1.2. Atributos Topográficos Secundarios

- *Wetness index (W)*. Este índice topográfico, descrito por Beven y Kirby (1979), se utiliza para describir los efectos de la topografía sobre las áreas fuente de escorrentía, generada esta al excederse la capacidad de almacenamiento de agua en el suelo. La distribución de dicho índice esta fuertemente correlacionada con el contenido de agua de la superficie del suelo en cuencas pequeñas y bajo condiciones de flujo estacionario (Moore et al., 1988). Este Atributo Topográfico viene definido por la ecuación:

$$W = Ln\left(\frac{A}{\tan \beta}\right)$$

Con A: área drenada y β : pendiente

- *Índice de transporte potencial de sedimentos (LSF)*: Representa los efectos de la topografía sobre los procesos de transporte de sedimentos del flujo de agua en un punto dado del paisaje (Moore y Burch, 1985). El LSF puede escribirse como:

$$LSF = (n + 1) \cdot \left(\frac{A_s}{22.13}\right)^n \cdot \left(\frac{\sin \beta}{0.0896}\right)^m$$

n=0.4; m=1.3

- *Distancia al cauce más cercano*.

III.2.9.2. Análisis geoestadístico

III.2.9.2.1. *Datos de partida*

Para la interpolación espacial de los resultados se han usado técnicas y criterios geoestadísticos, los cuales permiten tratar la incertidumbre de la estimación y modelizar la información espacial utilizando la teoría de variables regionalizadas. El término Geoestadística se emplea en muchos campos de la ciencia para referirse a una rama de las técnicas estadísticas que usa las coordenadas espaciales para el desarrollo de modelos que nos permiten realizar estimaciones y predicciones (Johnston, et al., 2001). Dichas técnicas de estimación se basan en métodos de kriging, los cuales, a diferencia de los métodos deterministas, incluyen un modelo estadístico de probabilidad que asocian a las predicciones.

Se ha realizado un análisis geoestadístico para cada variable edáfica y estimador de calidad a partir de los datos analíticos de las capas arables y perfiles del suelo, ponderados a los 30 primeros centímetros.

III.2.9.2.2. *Análisis exploratorio*

Antes de aplicar las técnicas geoestadísticas procedimos a realizar una técnica exploratoria denominada análisis de tendencia. Esto se realizó con el objetivo de conocer la distribución de los datos y detectar posibles outliers que pudieran distorsionar los mapas de predicción obtenidos.

Por otro lado, para comprobar si los datos se ajustaban a una distribución normal, analizamos el histograma de cada conjunto de datos para cada variable. En el caso en que éste fuera asimétrico se empleó la transformación consistente en aplicar el logaritmo de las medidas positivas (Goovaerts, 1999).

III.2.9.2.3. *Selección de los parámetros y métodos geoestadísticos para cada variable*

A continuación, se procedió a analizar los métodos (simple, ordinario o universal) y parámetros de los mismos (ajuste del semivariograma, búsqueda de puntos vecinos, tendencias, etc), que se ajustaban mejor a los parámetros edáficos e indicadores de calidad. Para ello nos apoyamos en los resultados de los estadísticos que se indican en la tabla III.2.9.2.

El uso de estos estadísticos para la comprobación de la fiabilidad de las superficies creadas según diferentes métodos y parámetros resulta útil por tres razones:

1. Para comprobar que las predicciones no muestran desviación (están centradas en los valores medidos). Si los errores de predicción no muestran desviación su media debe de ser cercana a cero. Sin embargo, este valor depende de la escala de los datos, por lo que es más adecuado utilizar la media estandarizada de los errores de predicción. Este valor debe ser también tan cercano a cero.
2. Nuestras predicciones deben ser tan cercanas a los valores medidos como sea posible. La raíz de la media de los errores de predicción al cuadrado nos indica como de cerca nuestro modelo predice los valores medidos.

3. Comprobar que nuestra evaluación de la incertidumbre, los errores estándar de la predicción, son válidos. Al realizar las predicciones, nosotros podemos estimar su variabilidad a partir de los valores conocidos. Si el error estándar medio es menor que la raíz de la media de los errores de la predicción al cuadrado, estamos subestimando la variabilidad de las predicciones y viceversa. Por otro lado, la raíz de la media estandarizada de los errores de predicción al cuadrado debe ser próxima a uno si los errores estándar de la predicción son válidos. Si es mayor de uno estamos subestimando la variabilidad en nuestras predicciones y si es menor la estamos sobreestimando.

Resumiendo, el mejor modelo es aquel que tiene la media estandarizada cercana a cero, la raíz de la media de los errores de predicción al cuadrado más pequeña, el error estándar medio más cercano al parámetro anterior y la raíz de la media estandarizada de los errores de predicción al cuadrado más cercano a uno.

Tabla III.2.9.2. Estadísticos empleados para la selección de los métodos kriging y sus parámetros.

Media de los errores de las predicciones.	Raíz de la media de los errores de predicción al cuadrado.
$\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Z}(s_i) - z(s_i))}{n}$	$\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Z}(s_i) - z(s_i))^2}{n}}$
Error estándar medio.	Media estandarizada de los errores de las predicciones.
$\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n \hat{\sigma}(s_i)}{n}}$	$\frac{\sum_{i=1}^n (\hat{Z}(s_i) - z(s_i)) / \hat{\sigma}(s_i)}{n}$
Raíz de la media estandarizada de los errores de predicción al cuadrado.	donde:
$\sqrt{\frac{\sum_{i=1}^n [(\hat{Z}(s_i) - z(s_i)) / \hat{\sigma}(s_i)]^2}{n}}$	$\hat{Z}(s_i)$ es el valor predicho. $z(s_i)$ el valor observado. $\hat{\sigma}(s_i)$ el error estándar de la predicción para la localización s_i .

III.2.9.2.4. Creación de superficies de predicción

Una vez definidos los parámetros y el método kriging más adecuado para cada variable hemos creado un mapa de predicción para todas las localizaciones de la zona de estudio con la ayuda del módulo “Geostatistical Analyst”, incorporado en el Sistema de Información Geográfica ArcGIS 9.0 (Esri, 2004). Además hemos calculado también el error estándar de predicción para cada una de las localizaciones de este mapa, creando así una nueva superficie que hemos denominado mapa del error estándar de la predicción. Este último mapa resulta de gran utilidad, ya que nos permite calcular los intervalos de confianza al 95% de probabilidad de los valores predichos según la siguiente ecuación.

$$\text{Valor mapa predicción} \pm 1,96 \times \text{Error estandar de la predicción}$$

**CAPÍTULO IV.
RESULTADOS Y DISCUSIÓN**

IV.1. CAPAS ARABLES Y PERFILES

IV.1.1. Capas arables

La descripción de las capas arables se presenta en varias tablas. En las tablas IV.1.2 y IV.1.3 se exponen los caracteres generales de los puntos de muestreo según FAO (1990). En estas tablas se indican una serie de claves numéricas cuyo significado se muestra en la tabla IV.1.1. Por último en las tablas IV.1.4 y IV.1.5 se muestran los resultados analíticos obtenidos para determinadas variables edáficas en las muestras de suelos de las capas arables y de los perfiles (ponderados por el espesor de los horizontes hasta una profundidad de 30 cm).

Tabla IV.1.1. Claves utilizadas para la descripción general de los puntos de muestreo de las capas arables.

Característica	Clave
Posición fisiográfica	1:Cumbre; 2:Pendiente convexa; 3: Pendiente cóncava; 4:Pendiente rectilínea; 5:Terraza; 6:Planicie; 7:Rambla.
Forma terreno circundante	1:Plano o casi plano(0-2%); 2:Ondulado (2-8%); 3:Fuertemente ondulado (8-16%); 4:Colinado (16-30%); 5:Fuertemente socavado (>30%); 6:Montañoso.
Pedregosidad superficial	0:Sin piedras; 1:Moderadamente pedregoso; 2:Pedregoso; 3:Muy pedregoso; 4:Excesivamente pedregoso; 5:Terreno ripioso.
Tamaño de las piedras	1:Gravas; 2:Piedras; 3:Pedregones.
Afloramientos rocosos	0:Ninguno o pocos; 1:Moderadamente rocoso; 2:Rocoso; 3:Muy rocoso; 4:Extremadamente rocoso; 5:Afloramiento rocoso.
Erosión	1:Hídrica laminar; 2:Hídrica en surcos, 3:Hídrica en cárcavas; 4:Deposición hídrica.
Grado erosión	0:Sin erosión o con deposición; 1:Ligera; 2:Moderada; 3:Severa.

Tabla IV. 1.2. Características generales de los puntos de muestreo de las capas arables.

Capa Arable	Fecha	Coord.X (UTM)	Coord.Y (UTM)	Altitud (m)	Orient.	Pendiente (%)	Posición fisiográfica	Forma terreno
1	02/09/03	579932	4174485	1027	N	11	5	3
2	02/09/03	579975	4180038	950	E	12	5	3
3	02/09/03	580693	4181816	933	NW	35	5	5
4	02/09/03	583346	4182689	970	S-SW	21	5	4
5	02/09/03	584027	4181187	994	N-NW	25	5	4
6	02/09/03	583360	4180475	1016	NW	19	5	4
7	02/09/03	581266	4179680	1070	NE-E	16	5	3
8	03/09/03	577197	4179968	1255	NE	38	5	5
9	03/09/03	577490	4181848	1047	NE	55	4	6
10	03/09/03	575295	4181231	1119	W	33	4	5
11	03/09/03	584079	4184326	797	NW	34	5	5

12	03/09/03	584712	4182413	900	S-SE	36	5	5
13	03/09/03	587286	4180668	1035	SE	29	5	4
14	03/09/03	584199	4178871	1131	S	29	5	4
15	04/09/03	587107	4184316	886	S	27	5	4
16	04/09/03	587688	4179263	1129	NW	55	4	6
17	04/09/03	586165	4177045	1168	N	14	5	3
18	04/09/03	587194	4176163	1395	S-SW	4	2	2
19	04/09/03	582905	4174347	859	N	90	11	6
20	04/09/03	586755	4174854	1160	S	38	5	5
21	04/09/03	585259	4174089	1059	S	42	5	5
22	04/09/03	582034	4175706	890	SE	8	11	2
23	04/09/03	579339	4177199	1051	NW	19	4	4
24	05/09/03	576650	4173541	1193	N	36	4	5
25	05/09/03	578139	4171812	1234	N	23	4	4
26	05/09/03	576104	4171160	1330	N	36	5	5
27	05/09/03	575631	4171163	1378	E	46	4	6
28	05/09/03	573020	4169924	1546	SE	43	6	6
29	05/09/03	575060	4169540	1253	W	20	4	4
30	05/09/03	574837	4172333	1421	NE	54	4	6
31	05/09/03	573810	4172925	1302	N	11	11	3
32	05/09/03	572036	4171665	1451	N-NW	22	5	4
33	05/09/03	568929	4172200	1311	N-NW	12	11	3
34	05/09/03	568267	4172899	1202	N-NW	13	11	3
35	05/09/03	566991	4171267	1259	E	15	5	3
36	05/09/03	575663	4177918	1064	Plano	2	6	1
37	05/09/03	577900	4175105	1012	NE	7	6	2
38	08/09/03	567578	4174405	1185	S	5	11	2
39	08/09/03	566389	4172337	1158	W	6	11	2
40	08/09/03	564952	4171861	1135	N-NW	4	11	2
41	08/09/03	563652	4171184	1104	W	35	5	5
42	08/09/03	563914	4169902	1234	SE	45	5	5
43	08/09/03	565436	4168686	1543	NW	39	5	5
44	08/09/03	568065	4169080	1717	S-SE	22	5	4
45	08/09/03	568943	4169063	1775	S	8	2	3
46	08/09/03	569563	4168378	1430	E	33	5	5
47	08/09/03	577395	4168834	1254	S-SW	48	5	5
48	09/09/03	563799	4167004	1410	W	16	11	4
49	09/09/03	566815	4166251	1396	S-SE	35	6	5
50	09/09/03	579919	4170470	1104	N-NE	44	5	5

51	09/09/03	579029	4171086	1192	S	28	5	4
52	10/06/04	572148	4170473	1885	NE	24	3	4
53	10/06/04	572276	4170678	1810	NW	55	3	6
54	10/06/04	572386	4170921	1703	N	43	3	6
55	10/06/04	571592	4171131	1704	NE	10	2	3
56	10/06/04	565711	4165755	1392	S-SE	55	3	5
57	05/09/03	577927	4178318	1006	N	14	5	4

Coord: coordenada; Orient: orientación.

Tabla IV.1.3. Características generales de los puntos de muestreo de las capas arables.

Capa Arable	Microtop.	Pedreg. superf.	Tamaño piedras	Afloram. rocosos	Erosión	Grado	Vegetación / Uso
1	Albardones	34	123	0	1	1	Cultivos
2	Albardones	23	123	0	1	1	Matorral degradado
3	No	3	123	2	123	3	Repoblación antigua (60-90 años)de pinos
4	No	45	123	0	123	3	Repoblación antigua (60-90 años)de pinos
5	No	4	123	34	123	3	Sabinar
6	No	34	123	2	12	2	Sabinar
7	Aterrazamientos	2	123	0	12	2	Cultivos
8	No	34	123	1	123	3	Repoblación antigua (60-90 años)de pinos
9	No	34	123	0	123	3	Repoblación antigua (60-90 años)de pinos
10	No	45	123	0	12	3	Repoblación antigua (60-90 años)de pinos
11	No	2	123	23	123	3	Repoblación antigua (60-90 años)de pinos
12	No	2	123	0	123	3	Repoblación reciente (<20 años) de pinos
13	No	23	123	0	12	2	Pinar natural
14	No	4	123	12	123	3	Pinar natural
15	No	45	123	5	123	3	Sabinar
16	No	34	123	4	123	3	Encinar
17	No	32	123	0	12	23	Encinar
18	Surcos	5	123	5	7	0	Sabinar
19	Surcos	1	12	0	123	3	Matorral degradado
20	No	34	123	1	123	3	Repoblación reciente (<20 años) de pinos
21	No	34	123	4	123	3	Repoblación antigua (60-90 años)de pinos
22	Aterrazamientos	2	12	0	123	3	Cultivos
23	No	34	123	0	1	23	Encinar
24	No	3	123	1	123	3	Repoblación antigua (60-90 años)de pinos
25	No	23	123	1	123	3	Repoblación antigua (60-90 años)de pinos

							años)de pinos
26	Aterrazamientos	4	123	2	123	3	Repoblación reciente (<20 años) de pinos
27	No	3	123	3	12	2	Matorral degradado
28	Aterrazamientos	45	12	0	12	2	Repoblación reciente (<20 años) de pinos
29	No	5	123	1	123	3	Repoblación antigua (60-90 años)de pinos
30	Albardones	4	123	2	123	3	Repoblación antigua (60-90 años)de pinos
31	No	23	123	0	1	1	Pinar natural
32	No	23	123	0	1	1	Pinar natural
33	No	3	123	0	1	1	Encinar
34	No	23	123	0	1	1	Encinar
35	No	2	123	0	12	2	Repoblación reciente (<20 años) de pinos
36	No	1	12	0	1	1	Cultivos
37	No	2	123	0	1	1	Cultivos
38	No	2	123	0	12	1	Repoblación reciente (<20 años) de pinos
39	No	3	123	0	12	1	Pinar natural
40	No	23	123	0	12	1	Pinar natural
41	No	45	123	1	12	3	Encinar
42	No	45	123	0	123	3	Repoblación reciente (<20 años) de pinos
43	No	5	123	0	123	1	Encinar
44	No	23	123	0	12	2	Matorral degradado
45	Escalones	5	123	5	7	3	Matorral cacuminal
46	No	34	123	0	12	3	Matorral degradado
47	No	5	123	1	123	3	Pinar natural
48	Albardones	3	123	0	1	2	Cultivos
49	Aterrazamientos	5	123	1	12	2	Repoblación reciente (<20 años) de pinos
50	No	5	123	2	123	3	Matorral degradado
51	No	5	123	45	1237	3	Matorral degradado
52	No	5	123	5	12	3	Matorral cacuminal
53	No	5	123	5	12	3	Pinar natural
54	No	45	123	12	12	2	Pinar natural
55	No	4	123	34	123	3	Encinar
56	Aterrazamientos	3	123	0	12	2	Repoblación reciente (<20 años) de pinos
57	No	3	123	0	1	1	Cultivos

Microtop: microtopografía; Pedreg. superf: pedregosidad superficial; Afloram: afloramientos.

Tabla IV. 1.4. Resultados analíticos para determinadas variables edáficas medidas en las muestras de las capas arables y perfiles (ponderados por horizontes hasta 30 cm de profundidad).

Muestra	Arena (%)	Arcilla (%)	Limo (%)	C (g · kg ⁻¹)	N (g · kg ⁻¹)	CaCO ₃ (g · kg ⁻¹)	pH (H ₂ O)	pH (KCl)	pF (15 atm)	pF (0,33 atm)	Cond. (mS/m)	CEC (cmol/ kg ⁻¹)	Fe (g · kg ⁻¹)
CA1	45,7	27,7	26,6	9,7	1,2	708,6	8,6	7,7	22,9	15,3	0,5	14,6	3,6
CA2	34,9	31,9	33,2	10,8	1,6	705,4	8,1	7,6	14,7	27,9	0,9	15,0	1,8
CA3	35,3	33,4	31,3	23,5	1,8	688,9	8,5	7,8	18,6	31,6	0,5	22,9	1,5
CA4	39,8	33,7	26,6	25,4	2,0	532,4	8,3	7,6	21,7	32,2	0,6	24,5	3,8
CA5	9,9	62,2	28,0	31,3	3,0	20,9	8,1	7,5	25,9	34,7	0,6	37,4	20,5
CA6	11,2	56,2	32,6	80,3	6,3	26,4	8,1	7,3	43,7	43,0	0,6	41,9	10,8
CA7	24,9	41,3	33,8	10,4	0,9	715,7	8,6	7,8	14,3	30,3	0,5	13,8	0,1
CA8	47,2	29,2	23,6	21,6	2,2	524,7	8,7	7,6	12,0	20,4	0,5	23,3	8,0
CA9	21,3	47,1	31,6	17,5	1,5	299,8	8,5	7,5	19,3	30,1	0,5	28,3	11,9
CA10	24,7	49,9	25,3	23,8	1,9	20,9	8,1	7,3	29,5	20,9	0,4	33,2	4,7
CA11	35,0	31,2	33,7	19,3	0,8	654,4	8,6	7,6	12,8	43,3	0,4	15,0	4,4
CA12	25,7	28,6	45,7	4,9	0,5	764,0	8,6	7,8	10,8	28,3	0,4	10,1	3,0
CA13	9,7	60,7	29,6	85,0	3,1	36,6	7,8	7,2	33,2	37,3	0,7	37,4	13,9
CA14	29,0	40,7	30,3	51,0	2,5	326,8	8,3	7,5	27,1	18,2	0,5	27,8	13,3
CA15	37,3	25,9	36,8	36,8	2,0	631,0	8,4	7,6	15,2	35,2	0,4	23,7	5,8
CA16	4,2	73,0	22,7	52,9	1,9	11,2	7,8	7,0	28,4	38,6	0,6	38,6	27,7
CA17	21,6	46,6	31,8	42,7	1,8	168,5	8,1	7,2	23,3	32,6	0,5	29,5	4,8
CA18	8,1	61,6	30,3	167,7	8,0	36,6	7,8	7,3	37,7	43,2	0,7	54,0	5,7
CA19	13,4	36,6	50,0	1,8	0,1	753,8	8,9	7,9	9,2	18,5	0,4	9,7	2,7
CA20	59,7	20,0	20,3	18,8	0,2	745,9	8,6	7,7	8,4	19,1	0,4	13,8	2,9
CA21	39,7	31,3	29,0	35,9	1,5	633,7	8,5	7,6	15,9	28,6	0,5	17,9	6,1
CA22	26,8	36,1	37,1	10,3	0,3	704,7	8,5	7,6	12,2	31,7	0,5	13,8	2,7
CA23	25,4	40,5	34,1	60,8	1,8	498,6	8,1	7,4	26,8	36,7	0,6	27,0	2,8
CA24	32,4	37,8	29,8	48,9	2,8	594,7	8,3	7,5	16,2	30,9	0,6	28,7	3,5
CA25	28,0	14,7	57,3	23,9	2,1	841,5	8,5	8,0	8,9	30,4	0,8	15,9	2,8
CA26	38,4	19,5	42,0	19,1	1,8	809,2	8,5	7,9	9,2	32,9	0,4	17,9	2,5
CA27	27,0	30,4	42,6	17,9	2,1	526,2	8,5	7,6	14,3	33,1	0,5	22,5	3,9
CA28	60,8	21,1	18,2	48,5	3,6	742,6	8,1	7,5	12,5	25,6	0,7	30,3	2,9
CA29	23,1	32,7	44,2	35,8	5,3	468,6	7,9	7,7	17,2	35,3	0,6	32,0	4,0
CA30	20,0	25,2	54,8	34,7	2,9	741,4	8,4	8,0	15,8	27,8	0,6	23,7	3,3
CA31	26,8	37,5	35,7	32,6	0,2	254,7	8,0	7,6	23,8	28,9	0,6	29,9	4,3
CA32	13,2	47,0	39,8	54,1	3,7	50,9	7,8	7,3	38,7	40,6	0,5	38,6	5,2
CA33	10,6	63,5	25,9	40,8	1,8	17,1	8,2	7,5	33,8	38,1	0,5	39,0	12,4
CA34	34,6	32,6	32,8	16,8	1,4	24,2	8,7	7,6	14,8	23,8	0,5	22,1	11,9
CA35	54,4	14,7	30,9	8,3	0,4	958,4	8,9	8,2	5,6	15,8	0,4	7,6	0,7
CA36	43,0	18,7	38,4	7,5	1,1	631,0	8,8	7,9	11,5	23,9	0,5	14,2	2,9
CA37	29,5	29,8	40,7	12,5	1,4	555,0	8,7	7,7	16,2	28,8	0,6	21,7	2,8
CA38	59,7	13,6	26,7	6,3	0,7	41,7	8,6	7,6	10,1	19,9	0,4	17,9	8,9
CA39	44,4	15,0	40,6	18,8	1,7	161,9	8,6	7,6	14,3	25,7	0,4	22,5	10,9
CA40	32,5	21,0	46,5	58,4	2,9	106,2	8,4	7,7	23,6	38,2	0,6	39,0	10,6
CA41	26,8	20,2	53,1	27,4	3,0	377,5	8,6	7,7	21,0	33,1	0,5	28,3	10,6
CA42	27,3	32,0	40,7	15,8	1,7	388,6	8,7	7,7	17,3	30,1	0,4	26,6	12,1
CA43	25,0	51,3	23,7	11,3	1,3	50,8	8,0	7,2	30,9	17,9	0,4	34,0	4,5
CA44	17,5	24,7	57,7	18,0	2,0	518,0	8,1	7,2	20,9	9,9	0,5	18,3	5,2
CA45	13,8	31,0	55,2	122,5	6,3	150,8	7,5	7,3	38,2	13,2	1,2	58,2	7,7
CA46	72,8	12,8	14,4	37,4	2,9	881,6	8,3	7,6	6,4	14,1	0,5	27,8	5,0

CA47	66,6	15,0	18,4	137,0	3,2	555,5	7,5	7,0	34,0	35,3	1,0	26,6	3,2
CA48	35,1	31,7	33,2	23,1	2,2	511,0	8,2	7,4	13,8	24,2	0,5	22,5	10,9
CA49	50,3	27,0	22,7	24,7	1,9	714,4	8,5	7,6	11,5	22,1	0,5	20,8	5,4
CA50	20,6	37,7	41,7	15,7	1,3	700,8	8,3	7,4	12,6	23,5	0,4	17,1	2,0
CA51	19,1	46,6	34,3	27,1	2,6	374,2	8,1	7,4	22,8	31,7	0,4	35,7	8,0
CA52	21,9	35,4	42,7	73,0	1,1	57,1	7,8	7,3	32,1	43,0	0,3	36,1	3,3
CA53	31,0	31,6	37,4	62,3	5,5	59,4	7,8	7,3	27,7	43,3	0,4	32,8	5,3
CA54	32,0	27,1	40,9	99,3	3,8	55,6	8,0	7,4	28,9	36,5	0,5	36,5	4,5
CA55	11,5	41,2	47,3	250,3	17,8	18,3	7,2	6,8	99,0	92,0	0,9	69,7	1,8
CA56	39,1	28,5	32,3	30,6	2,5	76,6	7,9	7,3	14,4	29,2	0,3	22,5	3,1
CA57	29,2	34,9	35,9	7,7	1,0	650,6	8,7	7,7	13,4	26,9	0,3	18,5	2,8
SM1	45,8	25,3	28,8	19,8	1,5	536,6	8,0	7,3	16,4	31,5	0,4	20,3	6,6
SM2	39,1	23,7	37,2	18,6	1,6	528,2	8,3	7,4	14,0	30,4	0,5	21,5	8,8
SM3	29,2	43,1	27,7	58,8	3,3	245,1	7,7	7,0	27,3	42,9	0,5	42,6	5,9
SM4	58,7	21,4	19,9	25,1	2,0	647,4	8,1	7,5	14,0	36,0	0,6	20,3	3,0
SM5	31,9	39,4	28,7	12,8	1,0	159,2	8,4	7,3	17,7	26,6	0,6	26,6	9,4
SM6	41,1	29,4	29,5	31,6	2,0	320,7	8,2	7,5	19,3	27,6	0,9	30,2	8,6
SM7	62,5	16,3	21,2	13,3	1,1	572,0	8,6	7,5	12,0	21,8	0,5	12,5	3,1
SM8	53,6	12,6	33,8	14,2	1,0	924,5	8,4	7,8	7,2	17,6	0,5	10,5	2,5
SM9	25,1	29,6	45,4	73,5	2,7	417,5	8,0	7,4	32,4	41,3	0,7	50,0	11,0
SM10	37,3	20,9	41,8	35,8	1,2	759,0	8,3	7,6	16,9	26,6	0,6	25,5	5,1
SM11	11,0	49,1	39,9	107,4	10,4	45,9	7,7	7,2	41,2	48,9	17,2	50,4	23,6
SM12	7,0	67,0	26,0	6,9	0,9	437,4	8,3	7,5	20,9	35,8	12,0	24,6	11,3
SM13	42,8	20,0	37,2	11,7	0,6	798,3	8,5	7,6	10,7	23,1	0,5	10,7	5,7
SM14	6,8	61,2	31,9	34,9	2,5	10,6	7,8	7,0	25,6	37,4	0,5	36,0	28,0
SM15	20,7	45,5	33,9	40,7	3,1	341,2	8,1	7,3	27,2	38,2	0,5	31,5	5,6
SM16	6,4	51,6	42,0	52,9	6,6	42,4	7,9	7,3	32,5	42,7	0,5	37,1	27,8
SM17	33,8	28,5	37,7	21,1	2,4	716,7	8,2	7,5	16,3	28,3	0,5	17,4	4,7
SM18	14,4	38,6	47,0	4,7	0,2	699,5	8,5	7,9	13,2	22,3	0,4	8,6	1,5
SM19	26,2	39,3	34,5	40,5	2,4	415,0	7,8	7,3	27,0	37,3	0,4	25,5	2,9
SM20	20,3	48,2	31,5	25,0	3,7	379,7	7,9	7,2	23,8	30,7	0,3	26,9	2,6

Cond: conductividad; CaCO₃: carbonato cálcico equivalente; Fe: hierro libre; C: carbono; pF: capacidad retención agua.

IV.1.2. Perfiles de suelos

Con el fin de homogeneizar la exposición de los resultados de los perfiles de suelos se ha seguido, para todos ellos, el mismo orden, recogiendo las características más destacadas para cada suelo. En primer lugar se indica la clasificación taxonómica de cada suelo según FAO (1999) y Soil Survey Staff (1999). Posteriormente se describen los caracteres generales del punto de muestreo y las características morfológicas de los horizontes de los perfiles según FAO (1990). A continuación, se indican los resultados analíticos obtenidos para distintas variables edáficas y por último, se muestra un diagrama que presenta un balance hídrico anual del suelo y las variaciones mensuales de la temperatura. A partir de este diagrama hemos calculado los regímenes de humedad y temperatura según los criterios definidos por la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999).



PERFIL N° 1

CLASIFICACIÓN:

World Reference Base (FAO, 1999): Kastanozem Petrocálcico

Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999): Palexeroll Petrocálcico

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 03/04/03

Ubicación: Hoja topográfica del Servicio Geográfico del Ejército 974. Solana de la Sierra del Maimón, a 650 m al oeste del Cortijo de Fuente Mahón, y a una distancia aproximada de 1150 m de la carretera 321 que lleva a Vélez Rubio, situada al Este de la zona de recogida del perfil.

Coordenadas: 4169248/0580061

Altitud: 1053 m.

Orientación: Este.

Posición fisiográfica: Aproximadamente en la parte medio-baja de una ladera con pendiente cóncava en el sentido longitudinal.

Forma del terreno circundante: Colinado (16-30%).

Microtopografía: Aterrazamientos antiguos de repoblación forestal sobre un glacis de erosión.

Pendiente: 16%.

Vegetación: Domina *Pinus halepensis*, pino carrasco (70%), fundamentalmente en masas de pinar de repoblación. El 30% restante corresponde a especies arbustivas, entre las que destacan *Thymus sp.* (tomillo), *Rosmarinus officinalis* (romero), *Lygeum spartum* (albardín), *Lavandula latifolia* (espliego), *Teucrium sp.* (boja), *Salvia sp.*

Material de partida: Derrubios cuaternarios de naturaleza caliza.

Drenaje: Clase 4-5. Entre bien drenado y algo excesivamente drenado.

Condiciones de humedad: Húmedo todo el perfil.

Pedregosidad superficial: Clase 4. Excesivamente pedregoso, 30% de gravas con tamaños comprendidos entre 0.2 y 7.5 cm., 60% piedras (7.5 – 25 cm.) y 10% pedregones (>25 cm.).

Afloramientos de rocas: Clase 0. Ninguno o muy pocos afloramientos de rocas.

Evidencias de erosión: No se observan rasgos de erosión, probablemente debido a la protección por enlosamiento superficial de piedras.

Influencia humana: Repoblación forestal muy homogénea con labores de aterrazamientos en el 1976. El crecimiento del pinar es escaso y presenta un porte tipo “bonsái”, posiblemente debido a la presencia de un horizonte de suelo petrocálcico. No se ha producido regeneración de la masa arbolada. Se realizaron tratamientos selvícolas y claras en 1995, repoblaciones con encina y coscoja en 1991 y plantaciones de frondosas para frenar la erosión en las laderas. Otros tratamientos selvícolas tales como clareos, escamondas y acciones contra la procesionaria, también se han realizado ocasionalmente. La zona se utiliza como aprovechamientos de pastos para el ganado.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



Horiz.	Prof. cm.	
Ah	0 - 12	Color negro pardo (8.4 YR 3.2/2.2) en húmedo y entre pardo amarillento grisáceo y pardo amarillento pálido (9.2 YR 4.6/2.6) en seco; textura franco arcillo arenosa; estructura granular de fina a moderada; adherente, no plástico, friable, duro; muchos poros tubulares muy finos y finos, continuos, imped y caóticos; abundantes gravas finas, medianas y gruesas, y piedras de naturaleza caliza con formas angulares, ligeramente alteradas y con algunos recubrimientos de CaCO ₃ secundario; extremadamente calcáreo; presencia de hormigueros y nidos de escolopendras, ortópteros y coleópteros; comunes raíces finas y muy finas; límite gradual y plano con el horizonte inferior.
ABwk	12 - 40	Color negro pardusco (8.4YR 3/2.3) en húmedo y entre pardo amarillento grisáceo y pardo amarillento pálido (8.9 YR 4.5/2.7) en seco; textura franco arcillosa; estructura en bloques angulares y subangulares recubiertos por películas discontinuas de carbonatos, de fina a mediana, débil; ligeramente adherente, ligeramente plástico, entre friable y firme, duro; muchos poros tubulares, medianos, continuos, imped y exped; muchas gravas finas, medianas y gruesas, con formas angulares y subangulares, de naturaleza caliza con lamelas de CaCO ₃ secundario, algunos nódulos de CaCO ₃ , pequeños, blandos, blancos y esféricos; extremadamente calcáreo; con raíces abundantes y muy abundantes entre muy finas, finas y medianas; límite neto y plano con el horizonte inferior.
Bwk	40 - 68	Color entre pardo oscuro y pardo (7.7 YR 3.7/3.4) en húmedo y pardo pálido (8.3 YR 5.5/3.4) en seco; textura franco arcillosa; Estructura en bloques angulares mediana débil; de ligeramente adherente a adherente, plástico, muy friable, duro; pocos poros vesiculares, entre muy finos y finos, discontinuos, imped; muchas gravas finas y medianas, muy pocas piedras y gravas de tamaño grueso de roca caliza, con formas angulares y subangulares, ligeramente alteradas y recubiertas de CaCO ₃ secundario de color ligeramente blanquecino rosáceo; pocos nódulos de CaCO ₃ , pequeños, blandos, blancos y esféricos; extremadamente calcáreo; muy pocas raíces muy finas; límite brusco y plano con el horizonte subyacente.
Ckm.	> 68	Costra petrocálcica de color blanquecino rosáceo; estructura laminar, presipitación del CaCO ₃ lámina a lámina; presenta huellas de redisolución; fuertemente cementado por carbonato cálcico, de forma que sus fragmentos secos no se desmoronan en el agua y las raíces no lo pueden penetrar; extremadamente duro cuando está en seco, no se puede romper con la azada.

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

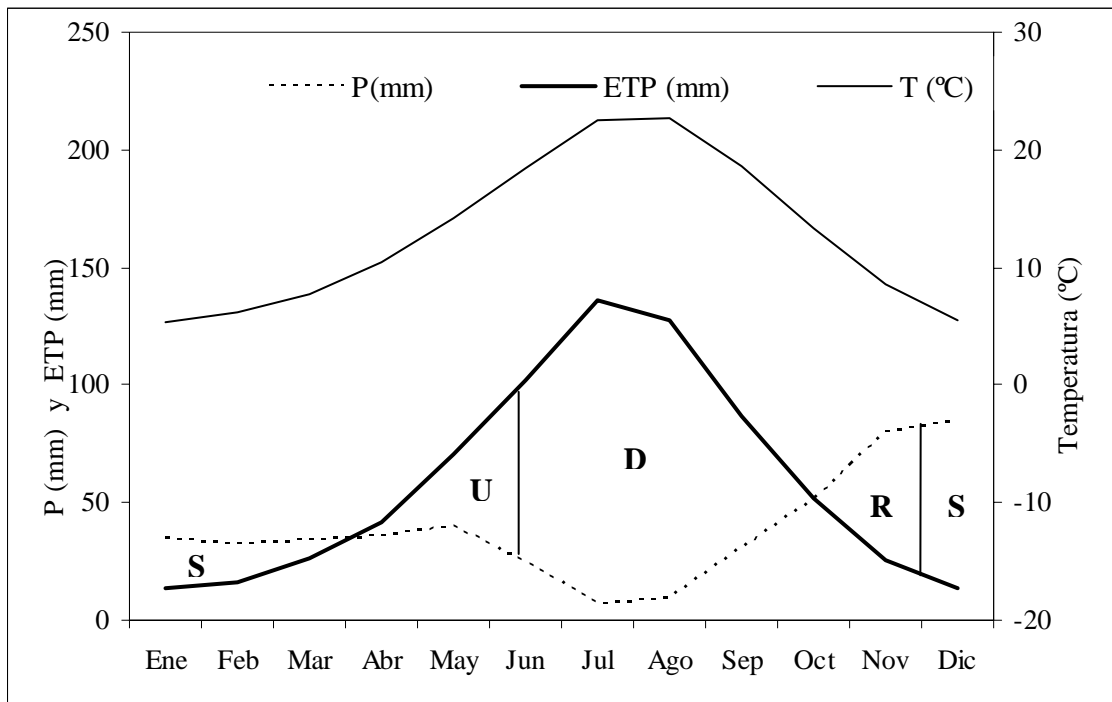
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Limo %	Arcilla %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
Ah	0-12	50	27	23	16	9	7	8	11	55	73
ABwk	12-40	43	30	27	10	8	6	7	11	63	48
Bwk	40-68	35	34	31	4	6	6	6	13	72	49
Ckm	>68										

Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D.A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O. g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	P mg kg ⁻¹	CE μS/m	pH		
	H33 kPa	H150 0 kPa								H ₂ O	ClK	
Ah	33	15	0,5	1,2	5,3	27,1	1,4	16	129,4	428,1	7,8	7,3
ABwk	31	17	0,8	1,3	7,4	20,4	1,5	12	111,9	434,4	8,2	7,4
Bwk	33	18	0,9	1,4	4,1	13,5	1,1	11	78,1	536,7	8,2	7,4

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) kg ⁻¹						% Sat. Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	S. Bases	C.E.C	
Ah	58	34,3	1,6	0,2	0,4	36,5	21,9	100
ABwk	51	27,5	1,0	0,1	0,2	28,8	19,3	100
Bwk	61	30,4	0,5	0,1	0,1	31,2	14,9	100

FICHA HÍDRICA

PERFIL 1								
Capacidad de retención (mm): 54,1								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var. Reserva	Exceso	Déficit
Enero	5,3	35,1	13,2	13,2	54,1	0,0	21,9	-
Febrero	6,2	32,6	16,1	16,1	54,1	0,0	16,6	-
Marzo	7,7	33,7	26,6	26,6	54,1	0,0	7,1	-
Abril	10,4	35,4	42,1	42,1	47,4	-6,7	-	-
Mayo	14,1	40,2	70,8	70,8	16,8	-30,6	-	-
Junio	18,5	24,9	102,2	41,7	0	-16,8	-	60,5
Julio	22,6	6,9	136,2	6,9	0	0	-	129,3
Agosto	22,6	9,2	127,7	9,2	0	0	-	118,5
Septiembre	18,6	30,9	86,5	30,9	0	0	-	55,6
Octubre	13,3	51,2	52,0	51,2	0	0	-	0,8
Noviembre	8,6	80,1	25,4	25,4	54,1	54,1	0,5	-
Diciembre	5,6	85,2	13,7	13,7	54,1	0,0	71,5	-



U: Utilización

S: Sobrante

R: Recarga

D: Déficit

Tª media del suelo a 50cm: 13,79

Régimen de humedad: Xérico

Tª media de invierno del suelo a 50cm: 6,19

Régimen de Temperatura: Mésico

Tª media de verano del suelo a 50cm: 20,56



PERFIL N° 2

CLASIFICACIÓN:
World Reference Base
(FAO, 1999): Leptosol
Réndzico.

Soil Taxonomy (Soil Survey
Staff, 1999): Haploxeroll
Lítico

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 03/04/03

Ubicación: Hoja 974. Puerto del Peral. Aproximadamente a 700 m. del Cortijo del Puerto del Peral hacia el Noroeste.

Coordenadas: 4168224/575266

Altitud: 1141 m.

Orientación: Sur-sureste.

Posición fisiográfica: Parte baja de una ladera de un glacis con pendiente ligeramente convexa en sentido longitudinal.

Forma del terreno circundante: Colinado (16-30%).

Microtopografía: Surcos y cárcavas pequeñas.

Pendiente: 17%

Vegetación: Vegetación arbustiva constituida principalmente por *Rosmarinus officinalis* (romero), *Genista scorpius* (aulagas), *Artemisia sp.* (boja negra), *Launaea sp.* (rascavieja, aulaga), *Stipa tenacissima* (esparto), *Lygeum spartum* (albardín) y otras gramíneas. En las proximidades del perfil se observan cultivos de almendros.

Material de partida: Materiales clásticos cuaternarios cementados de naturaleza caliza.

Drenaje: Clase 5. Algo excesivamente drenado.

Condiciones de humedad: Húmedo todo el perfil

Pedregosidad superficial: Clase 5. Terreno ripioso, 45% de gravas (0.2 – 7.5 cm.), 35% de piedras (7.5 – 25 cm.) y 20% de pedregones (>25 cm.).

Afloramientos de rocas: Clase 3. Muy rocoso.

Evidencias de erosión: Rasgos de erosión ocultos o inexistentes por el enlosamiento superficial de fragmentos gruesos.

Influencia humana: Pastoreo.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DE SUELO



Horiz.	Prof. cm.	
Ah	0 – 8/13	Entre negro pardusco y pardo oscuro (8 YR 2.5/2.4) en húmedo y entre pardo grisáceo y pardo (8.9 YR 3.9/2.8) en seco; textura franca; estructura en bloques angulares mediana de débil a moderada, que rompe en bloques subangulares finos y fuertes; ligeramente adherente, plástico, muy friable, ligeramente duro; frecuentes poros tubulares, entre medianos y gruesos, continuos, exped; abundantes piedras y gravas finas, medianas y gruesas de naturaleza caliza recubiertas de CaCO ₃ secundario; las gravas tienen formas angulares y están relativamente alteradas, presentando huellas de disolución, grietas y concavidades, rellenas de material fino rojizo de óxidos e hidróxidos de hierro, probablemente goetita y hematites, y acumulación de líquenes; extremadamente calcáreo; presencia de rasgos de origen biológico tales como crotovinas, insectos himenópteros de la familia formícidos (hormigas), arácnidos, dípteros, ortópteros y gusanos anélidos oligoquetos (lombrices de tierra); abundantes raíces muy finas; límite brusco irregular con el horizonte subyacente.
R	> 13	Roca caliza

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

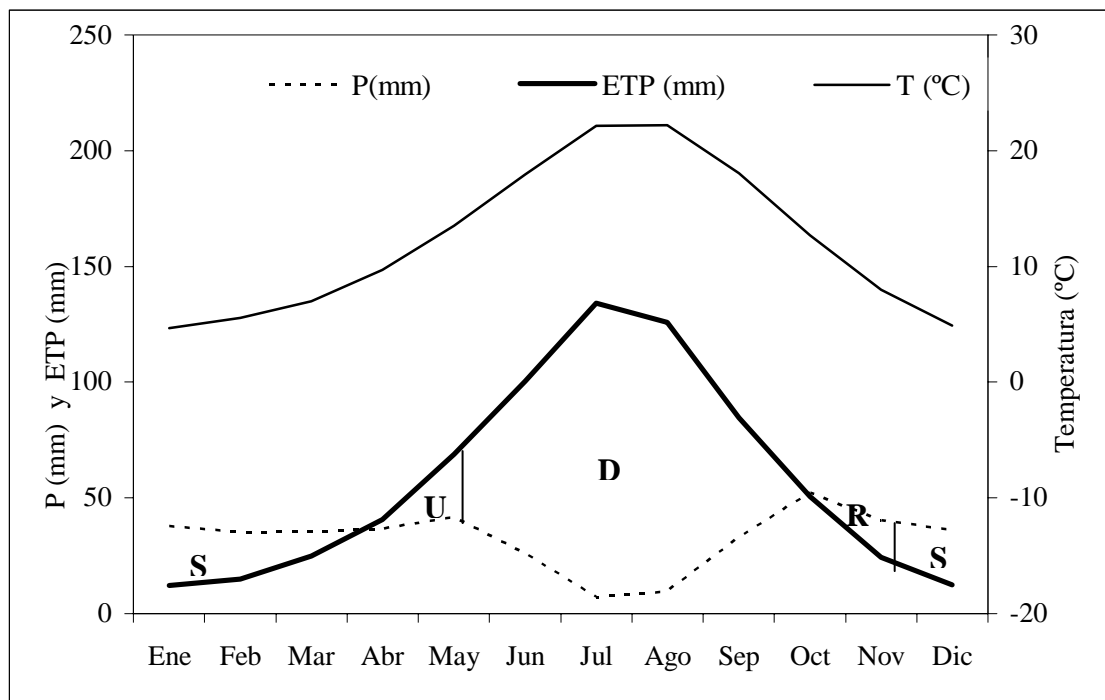
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Limo %	Arcilla %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
Ah	0-13	39	37	24	10	8	6	5	9	65	59
R	>13										

Horiz.	Retención de agua %		D.A. g/cm ³	Agua útil mm/cm	Fed g kg ⁻¹	C.O. g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	C/N	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH	
	H33 kPa	H1500 kPa									H ₂ O	CIK
Ah	30	14	1,3	0,7	95,7	21,7	1,6	12	151,1	0,5	8,3	7,4

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) kg ⁻¹					S. Bases	C.E.C	% Sat. Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺				
Ah	53	34,4	2,2	0,1	0,3	37,1	21,5	100	

FICHA HÍDRICA

PERFIL 2								
Capacidad de retención (mm): 9,83								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var. Reserva	Exceso	Déficit
Enero	4,6	37,9	12,2	12,2	9,8	0,0	25,7	-
Febrero	5,6	35,0	15,0	15,0	9,8	0,0	20,1	-
Marzo	7,0	35,3	24,9	24,9	9,8	0,0	10,4	-
Abril	9,7	36,8	40,5	40,5	6,1	-3,8	-	-
Mayo	13,5	41,7	69,0	47,8	0,0	-6,1	-	21,2
Junio	18,0	25,9	100,4	25,9	0,0	0,0	-	74,5
Julio	22,2	7,1	134,1	7,1	0,0	0,0	-	127,0
Agosto	22,2	9,5	125,9	9,5	0,0	0,0	-	116,4
Septiembre	18,0	32,9	84,6	32,9	0,0	0,0	-	51,8
Octubre	12,7	52,2	50,6	50,6	1,6	1,6	-	-
Noviembre	8,0	40,4	24,4	24,4	9,8	8,2	7,8	-
Diciembre	4,9	36,1	12,5	12,5	9,8	0,0	23,6	-



U: Utilización

S: Sobranste

R: Recarga

D: Déficit

Tª media del suelo a 50cm: 13,20

Régimen de humedad: Xérico

Tª media de invierno del suelo a 50cm: 5,52

Régimen de Temperatura: Mésico

Tª media de verano del suelo a 50cm: 20,09



PERFIL N° 3

CLASIFICACIÓN:
World Reference Base
(FAO, 1999): Chernozem
 Cálculo.

Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999): Calcixeroll
 Típico

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 03/04/03

Ubicación: Hoja topográfica de Servicio Geográfico del Ejército número 951. La Dehesa de Alfahuara. Aproximadamente a medio kilómetro al Sur del Puntal del Morral y a un kilómetro al Oeste de Los Morrones.

Coordenadas: 4172029/0569731

Altitud: 1398 m.

Orientación: Noroeste.

Posición fisiográfica: Media ladera de una pendiente moderadamente cóncava en sentido longitudinal y transversal.

Forma del terreno circundante: Montañoso.

Pendiente: 45%.

Vegetación: Entre las especies arbóreas, la más abundante es *Quercus ilex* (80%), en mucha menor densidad, *Pinus halepensis* (15%). Abundante regeneración de encina (*Quercus ilex*), muy superior a la regeneración de pino carrasco (*Pinus halepensis*). Entre las especies arbustivas destacan, *Quercus coccifera* (coscoja), *Cistus laurifolius*, *Rosmarinus officinalis* (romero), *Thymus sp.* (tomillo), *Salvia sp.*, *Erinacea Anthyllis* (cojín de pastor), *Festuca sp.*, *Helianthemum sp.*, *Vella spinosa* (piojno de crucecitas), *Genista scorpius* (aulaga), *Teucrium sp.*

Material de partida: Derrubios de calizas y margocalizas blancas del Terciario y Cretácico Superior.

Drenaje: Clase 4-5. Entre bien drenado y algo excesivamente drenado.

Condiciones de humedad: Húmedo todo el perfil.

Pedregosidad superficial: Clases 2 y 3. Terreno entre pedregoso y muy pedregoso con un 50% de gravas (0.2 – 7.5 cm.), 30% de piedras (7.5 – 25 cm.) y 20% de pedregones (> 25 cm.).

Afloramientos de rocas: Clase 0. Ninguno o muy pocos

Evidencias de erosión: No se aprecian evidencias de erosión en el perfil, aunque en las zonas circundantes, constituidas por un pinar adulto y fuertes pendientes, están sometidas a fuertes procesos de erosión hídrica, dando lugar a la formación de cárcavas avanzadas que exponen los horizontes más bajos de suelo y láminas de guijarros.

Influencia humana: En los años 1991-1996, se realizaron clareos de las encinas, y repoblaciones con encina y pino carrasco en 1995. Periódicamente se realizan cortas de policía o sanitarias en toda la superficie arbolada para el control de plagas de perforadores.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DE SUELO



	Horiz.	Prof. cm.	
	Ah	0 – 11	Entre negro y negro pardusco (7.6 YR 2.1/1.3) en húmedo, negro pardusco (8.7 YR 2.9/2) en seco; textura franco arcillosa; estructura migajosa moderada; ligeramente adherente, ligeramente plástico, muy friable, ligeramente duro; muchos poros intersticiales, finos, continuos, imped, abiertos; muchas gravas finas y medianas y pocas piedras y gravas gruesas de roca caliza con formas angulares, ligeramente meteorizadas con huellas de disolución y revestimientos de CaCO ₃ secundario en la base de los cantos; extremadamente calcáreo; presencia de rasgos de origen biológico tales como crotovinas, insectos pterigógenos himenópteros formícidos (hormigas), ortópteros (grillos y saltamontes), coleópteros (escarabajos), dípteros (moscas), artrópodos quelicerados arácnidos (arañas), hongos y raíces muy abundantes finas y medianas; límite neto y plano con el horizonte inferior.
ABw	11 - 24		Entre negro y negro pardusco (8.1 YR 2.3/1.8) en húmedo y entre negro pardusco y gris pardusco (8.9 YR 3.6/1.7) en seco; textura arcillosa; estructura en bloques subangulares finos, moderada; adherente, plástico, muy friable, duro; abundantes gravas finas, medianas y gruesas y pocas piedras de naturaleza caliza, formas angulares, ligeramente alteradas con revestimientos de CaCO ₃ secundario en la parte inferior; muy pocos nódulos de CaCO ₃ , pequeños, blandos, blancos y esféricos; fuertemente calcáreo, rasgos de origen biológico como crotovinas; abundantes raíces finas y medianas; límite neto y plano con el horizonte inferior.
ACk	24 - 42		Negro pardusco (8.3 YR 2.7/1.8) en húmedo y entre negro pardusco y pardo oscuro (8.7 YR 3.4/2.1) en seco; textura franco arcillosa; estructura fuerte en bloques subangulares muy finos, recubiertos por carbonatos y hongos; ligeramente adherente; no plástico, muy firme, extremadamente duro; frecuentes poros tubulares, finos y medianos, continuos, imped y exped, caóticos; abundantes gravas finas, medianas y gruesas y pocas piedras de roca caliza con formas subangulares y ligeramente meteorizadas; revestimientos de CaCO ₃ secundario en gravas y piedras; abundantes nódulos de CaCO ₃ , blancos y esféricos; extremadamente calcáreo; presencia de crotovinas, hongos, raíces muy abundantes finas, medianas y gruesas; límite neto y plano con el horizonte subyacente.
Ck	>42		Material coluvial de fragmentos de roca caliza y margocaliza, de color blanco, tamaño grava y alguna piedra; presencia de recubrimientos de CaCO ₃ secundario, en forma de material pulverulento fino y blanquecino sobre la parte superior de las gravas.

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

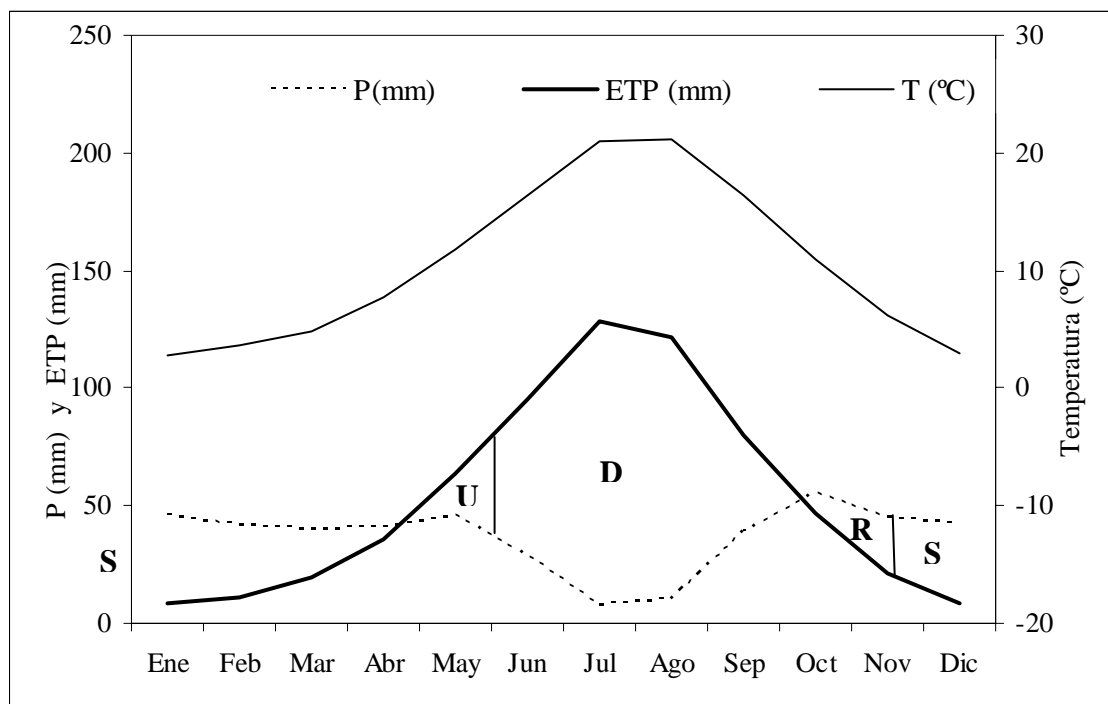
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Limo %	Arcilla %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
Ah	0-11	33	28	40	10	6	5	5	7	71	60
ABw	11-24	21	28	51	6	3	3	3	6	83	73
ACk	24-42	42	25	33	15	9	6	6	7	61	68
Ck	>42										

Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D.A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH		
	H33 kPa	H1500 kPa								H ₂ O	ClK	
Ah	46	28	0,4	0,5	5,7	95,0	4,3	19	300,1	0,5	7,7	7,1
ABw	48	32	0,4	0,7	5,8	65,6	3,3	17	279,5	0,5	7,6	6,9
ACk	27	16	0,4	1,2	6,6	27,4	1,7	14	234,3	0,4	8,0	7,0

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) kg ⁻¹					S. Bases	C.E.C	% Sat. Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺				
Ah	27,8	43,0	4,1	0,1	1,4	48,7	41,8	100	
ABw	14,9	48,0	9,2	0,1	1,2	58,5	49,1	100	
ACk	39,2	40,0	2,8	0,0	0,8	24,7	28,9	100	

FICHA HÍDRICA

PERFIL 3								
Capacidad de retención (mm): 17,26								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var. Reserva	Exceso	Déficit
Enero	2,8	46,0	8,7	8,7	17,3	0,0	37,3	-
Febrero	3,7	42,1	11,4	11,4	17,3	0,0	30,7	-
Marzo	4,9	39,9	19,4	19,4	17,3	0,0	20,5	-
Abril	7,8	40,9	35,8	35,8	17,3	0,0	5,0	-
Mayo	11,7	46,2	64,0	63,5	0,0	-17,3	-	0,5
Junio	16,5	28,8	95,7	28,8	0,0	0,0	-	66,9
Julio	21,0	7,9	128,8	7,9	0,0	0,0	-	120,9
Agosto	21,1	10,6	121,2	10,6	0,0	0,0	-	110,6
Septiembre	16,4	38,7	79,7	38,7	0,0	0,0	-	41,0
Octubre	10,9	55,1	46,8	46,8	8,4	8,4	-	-
Noviembre	6,1	44,9	21,0	21,0	17,3	8,9	15,1	-
Diciembre	2,9	42,2	8,5	8,5	17,3	0,0	33,6	-



U: Utilización

S: Sobrante

R: Recarga

D: Déficit

T^a media del suelo a 50cm: 10,49

Régimen de humedad: Xérico

T^a media de invierno del suelo a 50cm: 3,58

Régimen de Temperatura: Mésico

T^a media de verano del suelo a 50cm: 18,73



PERFIL N° 4

CLASIFICACIÓN:
World Reference Base (FAO, 1999): Chernozem Hipercálcico.

Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999): Calcixeroll Páchico.

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 03/04/03

Ubicación: Hoja topográfica del Servicio Geográfico del Ejército número 974. Mahimón Grande. Aproximadamente a un kilómetro de la Cueva de los Letreros hacia el Norte y a un kilómetro del Cortijo de Fuente de Mahón hacia el Este.

Coordenadas: 4169374/0579112

Altitud: 1231 m.

Orientación: Sur.

Posición fisiográfica: Aproximadamente en la parte media de una ladera rectilínea en sentido longitudinal.

Forma del terreno circundante: Colinado (16-30%).

Pendiente: 25%.

Vegetación: Entre las especies arbóreas dominan *Pinus halepensis* (pino carrasco) de unos 30 años de edad, de escasa regeneración y distribuido de forma uniforme con una densidad de cubierta del 60%, y *Quercus ilex* (encina) de gran porte, presente de forma dispersa (25%). El sotobosque del pinar no es muy abundante (15%) y está formado por *Rosmarinus officinalis* (romero), *Quercus coccifera* (coscoja), *Lygeum spartum* (albardín), *Lavandula latifolia* (espliego), *Teucrium sp.*

Material de partida: Derrubios cuaternarios de ladera de roca caliza.

Drenaje: Clase 4. Bien drenado.

Condiciones de humedad: Húmedos todos los horizontes del perfil salvo el C.

Pedregosidad superficial: Clase 4. Excesivamente pedregoso. 60% de gravas (0.2 – 7.5 cm.), 30% de piedras (7.5 – 25 cm.) y 10% de pedregones (> 25 cm.).

Afloramientos de rocas: Clase 1. Moderadamente rocoso.

Evidencias de erosión: Erosión hídrica laminar moderada que se manifiesta a través de rills, los cuales se van ahondando progresivamente para formar pequeños surcos y cárcavas en la dirección del flujo de agua. Se observa material parental erosionado y grandes pedestales de suelo protegido por la masa de raíces de las plantas y las rocas, mientras los niveles de alrededor han descendido arrastrados por el flujo de agua.

Influencia humana: En el año 1995 se realizaron cortas sanitarias y claras. No hay aprovechamientos de caza y pastos en la zona.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



Horiz.	Prof. cm.	
O	0 - 4	Capa de unos 2 cm de espesor formada por restos de acículas de pino carrasco y gramíneas, y otra capa aproximadamente 2 cm de restos orgánicos algo más descompuestos con una red de raíces muy finas y algunos fragmentos gruesos.
Ah	4 - 22	Entre negro y negro pardusco (8.9 YR 2.6/1.6) en húmedo, entre gris pardusco y pardo amarillento grisáceo (9.3 YR 3.9/1.8) en seco; textura franco arenosa gruesa; estructura granular, mediana, moderada; entre adherente y ligeramente adherente y entre plástico y ligeramente plástico, muy friable, ligeramente duro; frecuente poros tubulares medianos y gruesos, continuos, exped y frecuentes vesiculares gruesos; abundantes gravas finas, medianas y gruesas de roca caliza, con formas angulares y subangulares, ligeramente meteorizadas y con lenguas de carbonato cálcico secundario en la base inferior, CaCO ₃ secundario pulverulento acumulado de forma difusa; extremadamente calcáreo; actividad biológica importante, dada la presencia crotovinas, hormigueros, ortópteros (saltamontes), lepidópteros (mariposas), coleópteros (escarabajos), dípteros (moscas), miriápodos diplópodos (<i>Julus terrestris</i> , conocido como ciempiés o cardador) y arácnidos (arañas); raíces muy abundantes, muy finas y finas; límite gradual y plano con el horizonte inferior.
Ahk	22 - 49	Entre negro y negro pardo (8.7 YR 2.4/1.3) en húmedo y entre negro pardo y gris pardo (8.6 YR 3.6/1.3) en seco; textura franco arcillo arenosa; estructura en bloques angulares finos y débiles, que rompen en granular, mediana, moderada; ligeramente adherente, entre ligeramente plástico y plástico, friable, duro; frecuentes poros medianos y gruesos, continuos, exped; abundantes gravas finas, medianas y gruesas y pocas piedras con formas angulares, ligeramente meteorizadas y con revestimientos de CaCO ₃ secundario; extremadamente calcáreo; raíces muy abundantes muy finas y finas; límite brusco y ondulado con el horizonte subyacente.
Ck	>49	Color entre pardo grisáceo y pardo (8.1 YR 4.5/2.8) en húmedo y pardo grisáceo (8.3 YR 6.3/2) en seco; textura franco arenosa gruesa; sin estructura; no adherente, no plástico, suelto en húmedo y suelto en seco; pocas piedras y abundantes gravas finas, medianas y gruesas de naturaleza caliza y formas angulares y subangulares, ligeramente alteradas, concentraciones continuas de CaCO ₃ secundario y color blanquecino rosáceo; extremadamente calcáreo.

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

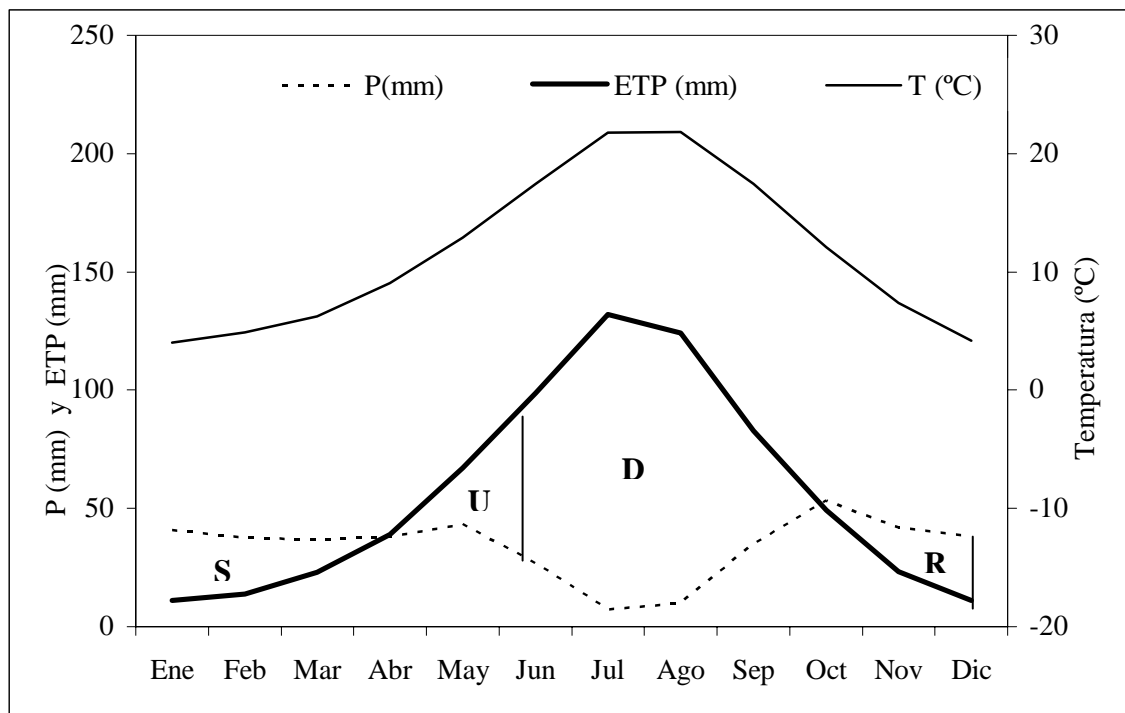
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Limo %	Arcilla %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
O	0-4										16
Ah	4-22	60	21	19	26	12	7	4	2	42	64
Ahk	22-49	52	23	25	24	16	10	6	4	50	67
Ck	>49	73	12	15	31	20	14	6	2	28	74

Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D.A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH		
	H33 kPa	H1500 kPa								H ₂ O	ClK	
Ah	23	12	0,4	1,3	2,1	36,6	2,3	14	205,5	0,6	8,0	7,4
Ahk	46	17	1,0	1,1	4,5	36,5	2,6	12	131,8	0,6	8,1	7,4
Ck	20	9	0,3	1,5	0,0	9,7	0,5	15	86,4	0,6	8,2	7,7

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) Kg ⁻¹					S. Bases	C.E.C	% Sat. Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺				
Ah	67	34,1	1,9	0,3	0,2	36,5	25,5	100	
Ahk	58	32,5	0,8	0,3	0,1	33,6	25,0	100	
Ck	79	26,6	0,3	0,2	0,0	27,1	7,5	100	

FICHA HÍDRICA

PERFIL 4								
Capacidad de retención (mm): 35,36								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var. Reserva	Exceso	Déficit
Enero	4,0	40,7	11,0	11,0	35,4	0,0	29,7	-
Febrero	4,9	37,5	13,8	13,8	35,4	0,0	23,7	-
Marzo	6,3	36,9	23,0	23,0	35,4	0,0	13,9	-
Abril	9,0	38,2	38,9	38,9	34,7	-0,7	-	-
Mayo	12,9	43,3	67,2	67,2	10,8	-23,9	-	-
Junio	17,4	26,9	98,7	37,7	0,0	-10,8	-	61,0
Julio	21,7	7,4	132,1	7,4	0,0	0,0	-	124,7
Agosto	21,8	9,9	124,2	9,9	0,0	0,0	-	114,2
Septiembre	17,5	34,9	82,8	34,9	0,0	0,0	-	47,9
Octubre	12,1	53,2	49,3	49,3	4,0	4,0	-	-
Noviembre	7,4	42,0	23,2	23,2	22,7	18,8	-	-
Diciembre	4,2	38,2	11,2	11,2	35,4	12,6	14,4	-



U: Utilización

S: Sobrante

R: Recarga

D: Déficit

Tª media del suelo a 50cm: 12,60

Régimen de humedad: Xérico

Tª media de invierno del suelo a 50cm: 4,84

Régimen de Temperatura: Mésico

Tª media de verano del suelo a 50cm: 19,62



PERFIL N° 5

CLASIFICACIÓN:

World Reference Base (FAO, 1999):
Calcisol Lúvico.

Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999):
Haploxeralf Cálculo.

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 14/05/03

Ubicación: Hoja topográfica del Servicio Geográfico del Ejército número 952. Camino de la Virgen. Aproximadamente a 750 m. de María hacia el Noreste y a un kilómetro y medio de la Ermita de la Virgen de la Cabeza al Sur del perfil.

Coordenadas: 4173545/0572910

Altitud: 1230 m.

Orientación: Norte.

Posición fisiográfica: Terrazas de cultivo anchas (>30 cm) y de poca altura (<40 cm).

Forma del terreno circundante: Fuertemente ondulado (8-16%).

Microtopografía: Aterrazamientos para cultivos.

Pendiente: 11% en la ladera, 3% en la terraza.

Vegetación: Almendros y gramíneas.

Material de partida: Conglomerados calcáreos cuaternarios.

Drenaje: Clase 3. Moderadamente bien drenado.

Condiciones de humedad: Seco todo el perfil.

Pedregosidad superficial: Clase 4. Excesivamente pedregoso. 35% de gravas (0.2 – 7.5 cm.), 60 % de piedras (7.5 – 25 cm.) y 5% de pedregones (> 25 cm).

Afloramientos de rocas: Clase 0. Ninguna o muy pocas rocas.

Evidencias de erosión: No hay huellas de erosión dado que el terreno se encuentra aterrazado y se producen labores de arado.

Influencia humana: Cultivos permanentes con labores agrícolas.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO

3.



Horiz.	Prof. cm.	
Ap	0 - 18	Pardo oscuro (6.9 YR 3.3/3.4) en húmedo y, pardo (7.5 YR 4/3.4) en seco; franco arcilloso; estructura migajosa mediana débil que rompe en bloques angulares y subangulares fuertes, finos y medianos; ligeramente adherente, entre plástico y muy plástico, entre muy firme y extremadamente firme y entre duro y muy duro; muchos poros vesiculares muy finos y finos, discontinuos, imped y exped; gravas finas, medianas y gruesas comunes, de naturaleza caliza, con formas angulares, alteradas, con abundantes huellas de disolución, grietas y concavidades, y enrojecimiento; presencia de una delgada película de CaCO_3 secundario recubriendo las gravas; fuertemente calcáreo; abundantes muestras de edafofauna en todo el horizonte, tales como crotovinas, hormigueros, otros nidos de insectos, himenópteros formícidos, coleópteros, dípteros y arácnidos; raíces muy abundantes medianas y finas; límite neto y plano con el horizonte inferior.
Bt	18 - 45	Entre pardo oscuro y pardo (6.9 YR 3.4/3.3) en húmedo, y pardo (7.3 YR 3.8/3) en seco; aciloso; estructura en bloques angulares con tendencia a prismática, muy gruesa, de fuerte a muy fuerte; adherente, plástico, muy friable, entre muy duro y extremadamente duro; revestimientos de arcilla en la superficie de los poros y agregados; muchos poros vesiculares y tubulares, finos medianos y gruesos, continuos, imped; gravas comunes, finas, medianas y gruesas, de naturaleza caliza, con formas angulares, alteradas, con concavidades de disolución y enrojecimiento de la superficie de los cantos, así como recubrimientos de carbonato cálcico secundario; pocos nódulos de CaCO_3 pequeños, blancos y esféricos, extremadamente calcáreo; presencia de hormigueros, nidos de insectos, arácnidos; raíces comunes y medianas; límite brusco y plano con el horizonte inferior.
Ck	45 - 70	Entre pardo oscuro y pardo amarillento pálido (9.6 YR 3.8/2.9) en húmedo y, pardo amarillento pálido (9.5 YR 4.9/2.9) en seco; franco arenoso; estructura en bloques angulares, de muy fina a fina, moderada, ligeramente adherente y ligeramente plástico, muy friable y duro, frecuentes poros vesiculares muy finos, imped y exped; muy pocas piedras y gravas comunes, finas, medianas y gruesas de naturaleza caliza con formas subangulares y redondeadas, recubiertas por lamelas de CaCO_3 de color blanquecino rosáceo, alteradas; frecuentes nódulos de CaCO_3 , pequeños, blancos y esféricos y acumulaciones difusas pulverulentas; extremadamente calcáreo; abundantes raíces finas y medianas; límite brusco y plano con el horizonte subyacente.
2Ck	> 70	Color pardo oscuro (7.6 YR 3.2/2.8) en húmedo y entre pardo grisáceo y pardo (8.0 YR 4.4/2.5) en seco; textura entre arcillosa y franco arcillosa; estructura casi maciza que, rota con martillo, se individualizan bloques angulares finos y muy fuertes; adherente, plástico, entre friable y firme, extremadamente duro; abundantes piedras y gravas finas, medianas y gruesas de naturaleza caliza, y pocos pedregones de conglomerados de roca caliza arenosa; con formas principalmente redondeadas y angulares, meteorizados, con huellas de disolución y reprecipitación de CaCO_3 secundario, y fisuras rellenas de material fino enrojecido; revestimientos sobre los cantos y frecuentes nódulos de CaCO_3 , pequeños, blandos, blancos; extremadamente calcáreo; muy pocas raíces muy finas.

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

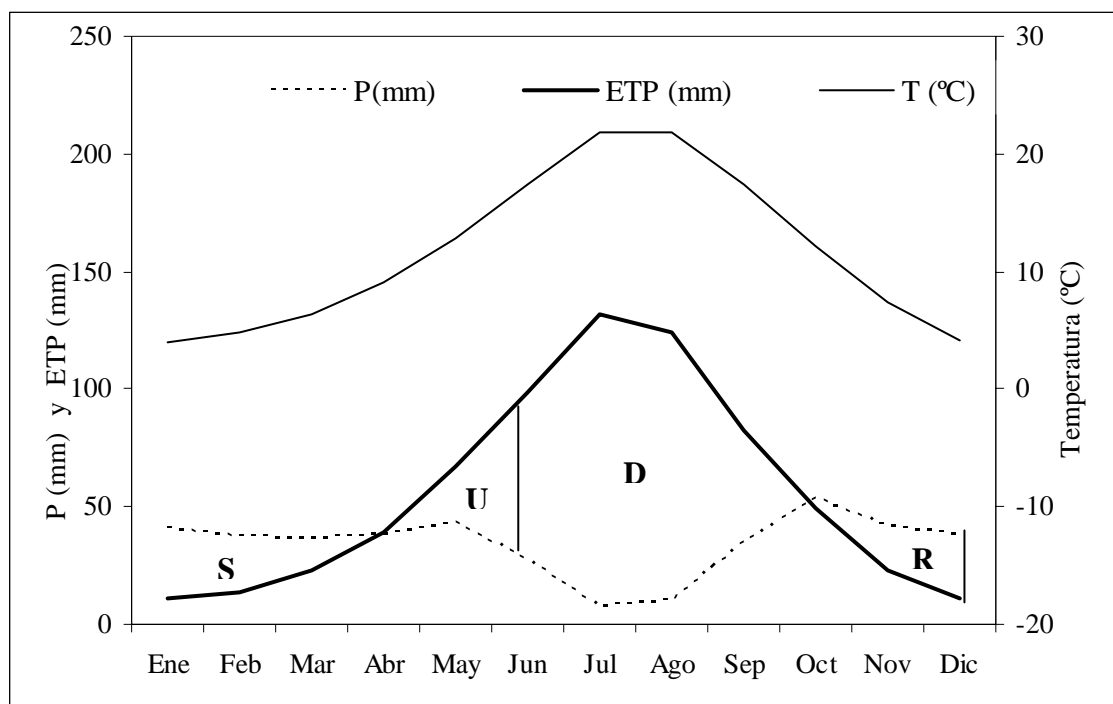
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Limo %	Arcilla %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
Ap	0-18	31	31	38	3	3	4	10	11	75	16
Bt	18-45	33	25	42	3	3	4	11	11	72	20
Ck	45-70	73	14	14	12	10	16	7	28	41	68
2Ck	>70	35	25	40	5	4	5	10	11	70	45

Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D.A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O. g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	C/N	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH	
	H33 kPa	H1500 kPa									H ₂ O	ClK
A	27	18	1,0	1,0	8,6	17,0	1,3	11	220,0	0,5	8,5	7,3
Bt	26	17	0,9	1,4	10,6	11,9	0,5	19	210,7	0,7	8,3	7,3
Ck	13	8	0,2	1,6	4,4	5,6	0,4	12	142,9	0,4	8,5	7,4
2Ck	29	19	0,6	1,4	4,5	11,9	0,7	14	206,5	0,5	8,5	7,4

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) kg ⁻¹					S. Bases	C.E.C	% Sat. Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺				
A	17,5	28,4	2,4	0,1	1,5	32,5	27,2	100	
Bt	13,5	27,8	2,6	0,1	0,5	31,0	25,9	100	
Ck	37,7	21,2	1,4	0,1	0,3	23,0	10,5	100	
2Ck	33,0	34,2	3,6	0,2	0,4	38,4	24,1	100	

FICHA HÍDRICA

PERFIL 5								
Capacidad de retención (mm): 42,0								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var. Reserva	Exceso	Déficit
Enero	4,0	40,7	11,0	11,0	42,0	0,0	29,7	-
Febrero	4,9	37,5	13,8	13,8	42,0	0,0	23,7	-
Marzo	6,3	36,9	23,1	23,1	42,0	0,0	13,8	-
Abril	9,1	38,2	38,9	38,9	41,3	-0,7	-	-
Mayo	12,9	43,3	67,2	67,2	17,4	-23,9	-	-
Junio	17,4	26,9	98,7	44,2	0	-17,4	-	54,4
Julio	21,8	7,4	132,2	7,4	0	0	-	124,7
Agosto	21,8	9,9	124,2	9,9	0	0	-	114,3
Septiembre	17,5	34,9	82,9	34,9	0	0	-	47,9
Octubre	12,1	53,2	49,3	49,3	4,0	4,0	-	-
Noviembre	7,4	41,9	23,2	23,2	22,7	18,7	-	-
Diciembre	4,2	38,2	11,2	11,2	42,0	19,3	7,7	-



U: Utilización

S: Sobranste

R: Recarga

D: Déficit

T^a media del suelo a 50cm: 12,61

Régimen de humedad: Xérico

T^a media de invierno del suelo a 50cm: 4,85

Régimen de Temperatura: Mésico

T^a media de verano del suelo a 50cm: 19,62



PERFIL N° 6

CLASIFICACIÓN:
World Reference Base
(FAO, 1999): Chernozem
 Cálculo.

Soil Taxonomy (Soil Survey
Staff, 1999): Haploxeroll
 Cálculo.

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 14/05/03

Ubicación: Hoja topográfica del Servicio Geográfico de Ejército número 951. La Dehesa de la Alfahuara. A un kilómetro y medio al Oeste de la Loma de la Casa Blanca y a poco menos de un kilómetro al Sur de la Casa Forestal de los Alamos.

Coordenadas: 4173221/0567162

Altitud: 1140 m.

Orientación: Sur-suroeste.

Posición fisiográfica: Ladera con pendiente moderadamente cóncava en sentido longitudinal y ligeramente cóncava en sentido transversal.

Forma del terreno circundante: Fuertemente ondulado (8-16%).

Pendiente: 13%.

Vegetación: Entre las especies arbóreas impera *Quercus ilex* (52%), enriquecido con algunos pies de *Pinus halepensis* (48%), de unos 70-80 años de edad, distribuido de forma irregular. Abundante matorral pluripecífico que se distribuye de forma regular; las especies más frecuentes son: *Quercus coccifera* (coscoja), *Rosmarinus officinalis* (romero), *Thymus sp.* (tomillo), *Salvia sp.* (salvia amarga), *Genista scorpius* (aulagas), *Cistus albidus* (estepa blanca), *Juniperus oxycedrus* (enebro), *Cistus clusii* (romero macho), *Artemisia sp.* (boja negra), *Anthyllis cytisoides* (boja blanca, albaida), *Teucrium sp.* Regenerado de encina (*Quercus ilex*) y especialmente de pino carrasco (*Pinus halepensis*).

Material de partida: Derrubios calizos de ladera.

Drenaje: Clase 5. Algo excesivamente drenado.

Condiciones de humedad: Seco todo el perfil.

Pedregosidad superficial: Clase 2. Pedregoso. 55% de gravas (0.2 – 7.5 cm.) y 45% de piedras (7.5 – 25 cm.).

Afloramientos de rocas: Clase 0. Ninguno o muy pocas rocas.

Evidencias de erosión: No se aprecian rasgos de erosión, sino más bien rasgos de acumulación de materiales finos aportados desde las laderas circundantes a través del flujo de agua.

Influencia humana: En los años 1991-1996, se llevaron a cabo clareo de las matas de encina. En 1995 se realizaron repoblaciones con encinas y pino carrasco. Otros tratamientos selvícolas realizados para regenerar y mejorar la cobertura vegetal, fueron cortas de regeneración realizadas de forma gradual, podas de pinos en las zonas excesivamente concentradas, disminución de la densidad de las encinas (clareos) y escamondas (eliminación de ramas secas principalmente).

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



Horiz.	Prof. cm.	
Ah	0 - 29	Negro pardo (8.5 YR 2.7/2) en húmedo y, entre negro pardo y pardo grisáceo (9.1 YR 3.6/2.1) en seco; textura franco arcillosa; estructura en bloques subangulares fuertes, gruesa, que rompe en migajosa; ligeramente adherente, plástico, muy friable, ligeramente duro; muchos poros vesiculares, intersticiales y tubulares finos y muy finos, imped; muchas gravas de caliza, con tamaños finos, medianos y gruesos, y formas subangulares principalmente y algunas angulares, alteradas con abundantes huecos de disolución y enrojecimiento de la superficie de los cantos; extremadamente calcáreo; manifestación de rasgos de origen biológico: abundantes excretas, nidos de insectos como hormigueros, miriápodos diplópodos (ciempiés), insectos pterigógenos, tales como himenópteros formícidos (hormigas), ortópteros (saltamontes), coleópteros (escarabajos), dípteros (moscas), fásmidos (insectos palo), artropódos quelicerados tales como arácnidos y algunos reptiles escamosos saurios del género lacerta (lagartijas); raíces muy abundantes, muy finas y finas; límite neto y ondulado con el horizonte inferior.
AC	29 - 40	Color entre pardo oscuro y pardo (7 YR 3.7/3.7) en húmedo, y pardo pálido (7.9 YR 5.1/3.4) en seco; textura franco arcillosa; estructura en bloques subangulares medianos, moderada; adherente, plástico, friable, entre duro y muy duro; muchos poros tubulares finos, discontinuos, exped; muchas gravas de roca caliza, con tamaño fino, mediano y grueso, y con formas subangulares y algunas redondeadas, alteradas, con huellas de disolución y lamelas o lenguas de CaCO ₃ secundario en la base de los fragmentos gruesos; extremadamente calcáreo; muy pocas raíces gruesas; límite neto y plano con el horizonte subyacente.
Ck	>40	Entre pardo pálido y pardo claro (6.9 YR 4.9/4.7) en húmedo, y entre pardo pálido y naranja pálido (7.9 YR 6.4/3.7) en seco; franco arcilloso; estructura en bloques subangulares medianos, moderada; adherente, plástico, friable, entre duro y muy duro; muchas gravas finas, medianas y gruesas, de naturaleza caliza, con formas redondeadas, alteradas con concavidades de disolución; recubrimientos de CaCO ₃ secundario, que proporcionan a las gravas un color blanquecino rosáceo; extremadamente calcáreo.

3. DATOS ANALITICOS DEL PERFIL

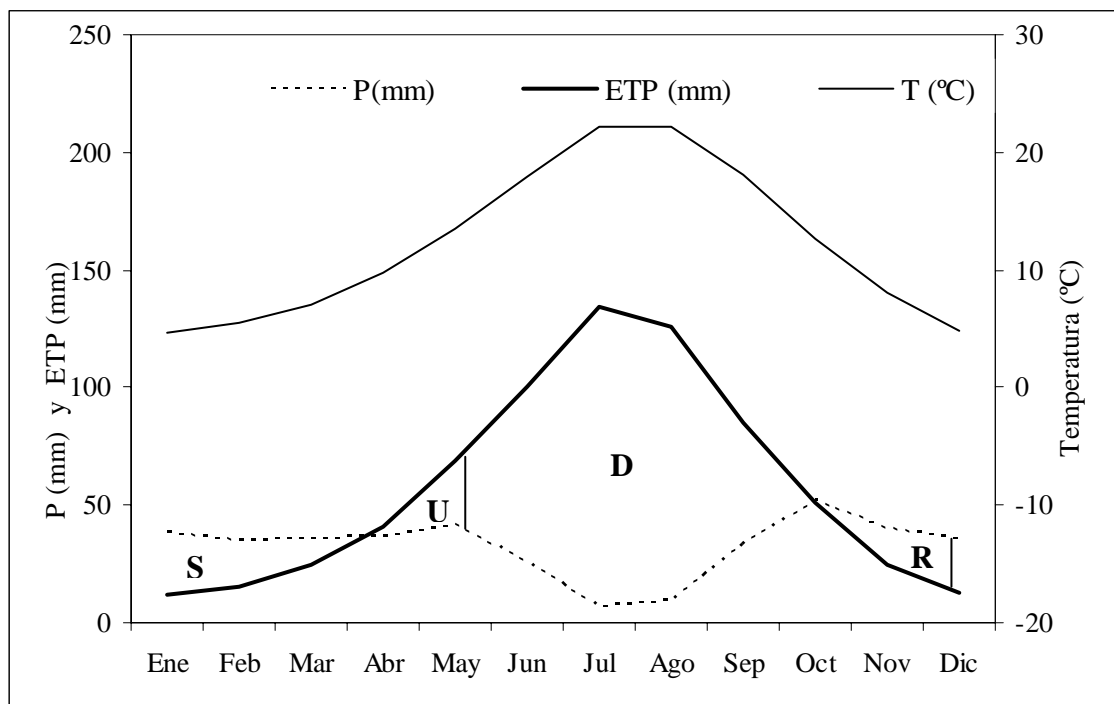
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Limo %	Arcilla %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
Ah	0-29	41	29	29	5	4	6	17	9	63	34
AC	29-40	32	33	35	3	3	5	12	9	72	29
Ck	>40	37	33	30	6	7	8	9	7	67	33

Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D.A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O. g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	C/N	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH	
	H33 kPa	H1500 kPa									H ₂ O	CIK
Ah	28	19	0,6	0,7	8,7	37,7	2,0	16	164,7	0,9	8,2	7,5
AC	27	18	0,8	1,3	5,0	15,8	1,1	12	199,3	0,5	8,5	7,8
Ck	26	13	1,1	1,4	2,9	10,8	0,5	19	180,9	0,7	8,6	7,7

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) kg ⁻¹					S. Bases	C.E.C	% Sat. Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺				
Ah	31,3	32,9	6,5	0,1	0,8	40,2	30,7	100	
AC	55,0	30,4	5,6	0,1	0,3	36,4	17,1	100	
Ck	70,2	35,6	3,8	0,1	0,2	39,7	15,8	100	

FICHA HÍDRICA

PERFIL 6								
Capacidad de retención (mm): 21,3								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var. Reserva	Exceso	Déficit
Enero	4,7	37,9	12,2	12,2	21,3	0,0	25,7	-
Febrero	5,6	35,0	15,0	15,0	21,3	0,0	20,0	-
Marzo	7,0	35,3	24,9	24,9	21,3	0,0	10,4	-
Abril	9,7	36,7	40,5	40,5	17,6	-3,8	-	-
Mayo	13,5	41,7	69,0	59,3	0	-17,6	-	9,7
Junio	18,0	25,9	100,4	25,9	0	0	-	74,6
Julio	22,2	7,1	134,1	7,1	0	0	-	127,0
Agosto	22,2	9,5	125,9	9,5	0	0	-	116,4
Septiembre	18,1	32,9	84,7	32,9	0	0	-	51,8
Octubre	12,7	52,2	50,6	50,6	1,6	1,6	-	-
Noviembre	8,0	40,4	24,4	24,4	17,6	16,0	-	-
Diciembre	4,9	36,1	12,5	12,5	21,3	3,8	19,8	-



U: Utilización **S:** Sobrante

Tª media del suelo a 50cm: 13,21

Tª media de invierno del suelo a 50cm: 5,53

Tª media de verano del suelo a 50cm: 20,10

R: Recarga **D:** Déficit

Régimen de humedad: Xérico

Régimen de Temperatura: Mésico



PERFIL N° 7

CLASIFICACIÓN:
World Reference Base
(FAO, 1999): Calcisol
Pétrico.

Soil Taxonomy (Soil
Survey Staff, 1999):
Calcixerept Petrocálcico

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 14/05/03

Ubicación: Hoja 951. Loma de la Casa Blanca. Aproximadamente a medio kilómetro del Cortijo Casa Blanca hacia el Oeste.

Coordenadas: 4173383/0564687

Altitud: 1089 m.

Orientación: Norte-noreste.

Posición fisiográfica: Meseta.

Forma del terreno circundante: Fuertemente ondulado (8-16%).

Pendiente: 9%.

Vegetación: Campo abierto de pastizal dominado por gramíneas y cardo cuco (*Eryngium campestre*).

Material de partida: Sedimentos detríticos no consolidados.

Drenaje: Clase 4. Bien drenado.

Condiciones de humedad: Seco todo el perfil.

Pedregosidad superficial: Clase 3. Muy pedregoso (15% gravas (0.2 – 7.5 cm.), 35% piedras (7.5 – 25 cm.) y 50% pedregones (> 25 cm.)).

Afloramientos de rocas: Clase 0. Sin afloramientos rocosos.

Evidencias de erosión: Erosión hídrica laminar ligera, dada la presencia de patrones de flujo de agua sobre la superficie del suelo, así como algún descenso del nivel del suelo, dejando pedestales levantados protegidos por las raíces de la vegetación remanente. Erosión eólica de moderada a fuerte, dada la deposición de partículas finas alrededor de plantas, los pequeños orificios sobre los fragmentos y las rugosidades sobre la superficie de las áreas expuestas.

Influencia humana: La zona presenta importantes evidencias de pastoreo, dado el ramoneo de la cubierta vegetal y la presencia de excrementos de ganado. Próximo a la zona donde se ha recogido el perfil, se observan cortijos y cultivos.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



Horiz.	Prof. cm.	
A1	0 - 14	Negro pardo y pardo amarillento grisáceo (9.4 YR 3.5/2.3) en húmedo, y pardo amarillento grisáceo y pardo amarillento pálido (9.8 YR 5.2 /2.3) en seco; franco arenoso fino; estructura en bloques angulares fuertes, gruesa, que rompe en bloques subangulares medianos y moderada; ligeramente adherente, plástico, muy friable, entre ligeramente duro y duro; frecuentes poros vesiculares finos, imped y exped; muchas gravas finas, medianas y gruesas, de naturaleza caliza, con formas angulares y subangulares, entre ligeramente alteradas y alteradas con algunas huellas de disolución, pequeñas acumulaciones de CaCO ₃ secundario; extremadamente calcáreo; abundantes muestras de actividad biológica: excretas, hormigueros, nidos de insectos, arácnidos (arañas), himenópteros formícidos (hormigas), ortópteros (grillos y saltamontes), coleópteros (escarabajos), dípteros (moscas y mosquitos) y reptiles escamosos saurios del género lacerta (lagartijas); abundantes raíces finas y muy finas; límite gradual y plano con el horizonte inferior.
A2	14 - 26	Color entre pardo amarillento grisáceo y pardo amarillento pálido (9.7 YR 5.3/2.4) en húmedo, y entre pardo amarillento grisáceo y pardo amarillento pálido (9.3 YR 3.6/2.4) en seco; textura franco arenosa fina; estructura en bloques subangulares gruesos, de fuerte a muy fuerte; ligeramente adherente, entre ligeramente plástico y plástico, friable, y duro; muchos poros vesiculares finos y muy finos, discontinuos, imped y exped; gravas comunes finas, medianas y gruesas, y pocas piedras, de naturaleza caliza, con formas subangulares principalmente, y algunas angulares, ligeramente alteradas, escasas acumulaciones de CaCO ₃ secundario; extremadamente calcáreo; hormigas; raíces comunes, medianas; límite brusco y ondulado con el horizonte subyacente.
Ckm	> 26	Horizonte petrocálcico de color blanco rosáceo; superficie irregular, dada la presencia de importantes huellas de disolución y reprecipitación como calcretas lamelares que cementan fuertemente los cantos de gravas; extremadamente duro en seco y entre firme y extremadamente firme en húmedo.

3. DATOS ANALITICOS DEL PERFIL

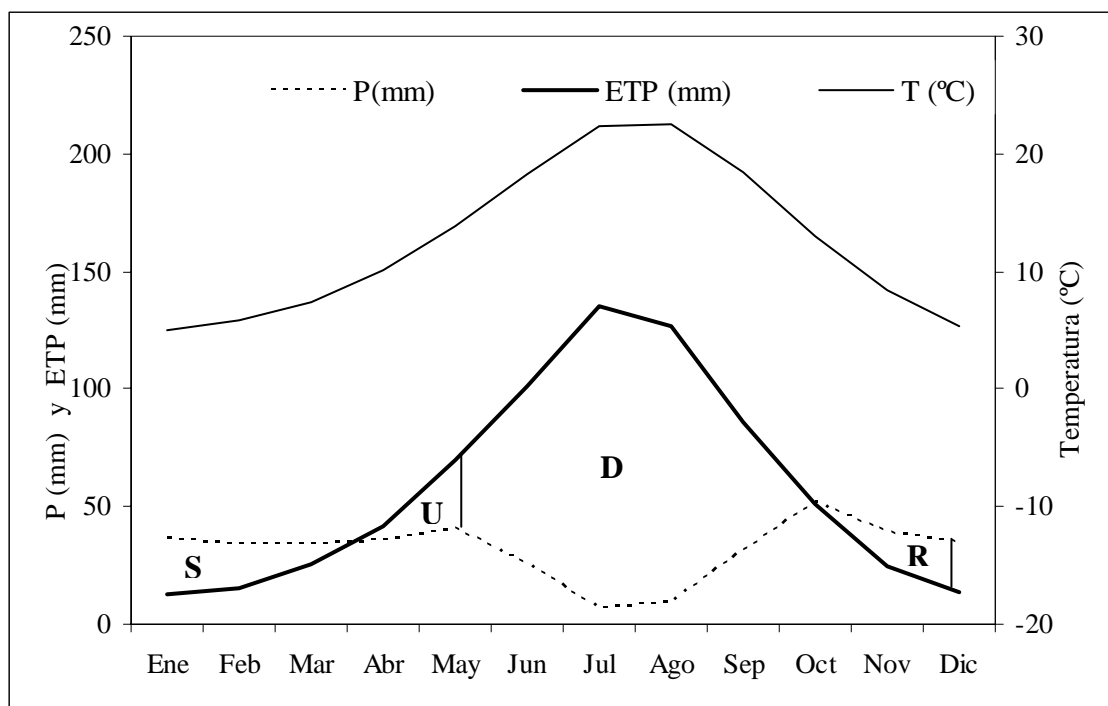
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Limo %	Arcilla %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
A1	0-14	57	17	17	7	6	10	19	15	50	21
A2	14-26	69	15	15	7	8	13	8	18	40	32
Ckm	>26										

Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D.A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	C/N	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH	
	H33 kPa	H1500 kPa									H ₂ O	CIK
A1	22	12	1,0	1,2	3,5	15,5	1,1	12	225,0	0,5	8,5	7,5
A2	22	12	0,8	1,4	2,6	15,8	1,1	12	249,7	0,4	8,7	7,6

Horiz	cmol (+) kg ⁻¹								% Sat. Bases
	% CO ₃ Ca eq	Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	S. Bases	C.E.C		
A1	59	28,3	1,6	0,1	0,5	30,4	12,7	100	
A2	55	28,2	1,5	0,1	0,4	30,3	12,3	100	

FICHA HÍDRICA

PERFIL 7								
Capacidad de retención (mm): 22,3								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var. Reserva	Exceso	Déficit
Enero	5,0	36,3	12,8	12,8	22,3	0	23,5	-
Febrero	5,9	33,6	15,6	15,6	22,3	0	18,0	-
Marzo	7,4	34,4	25,9	25,9	22,3	0	8,5	-
Abril	10,1	35,9	41,4	41,4	16,8	-5,5	-	-
Mayo	13,9	40,8	70,0	57,6	0	-16,8	-	12,4
Junio	18,3	25,3	101,4	25,3	0	0	-	76,2
Julio	22,4	7,0	135,3	7,0	0	0	-	128,3
Agosto	22,4	9,3	127,0	9,3	0	0	-	117,6
Septiembre	18,4	31,7	85,7	31,7	0	0	-	54,0
Octubre	13,1	51,6	51,4	51,4	0,2	0,2	-	-
Noviembre	8,4	39,5	25,0	25,0	14,7	14,5	-	-
Diciembre	5,3	34,9	13,2	13,2	22,3	7,6	14,0	-



U: Utilización

S: Sobrante

R: Recarga

D: Déficit

Tª media del suelo a 50cm: 13,55

Régimen de humedad: Xérico

Tª media de invierno del suelo a 50cm: 5,92

Régimen de Temperatura: Mésico

Tª media de verano del suelo a 50cm: 20,37



PERFIL N° 8

CLASIFICACIÓN:
World Reference Base (FAO, 1999): Calcisol Pétrico.

Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999): Calcixerept
 Petrocálcico.

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 14/05/03

Ubicación: Hoja 952. Hoya de Molina. A pocos metros del Cerro del Almez hacia el Sur y aproximadamente a medio kilómetro del Barranco Mata situado al Este del perfil.

Coordenadas: 4173493/0578314

Altitud: 1123 m.

Orientación: Norte.

Posición fisiográfica: Parte medio-alta de una ladera con pendiente cóncava en sentido longitudinal.

Forma del terreno circundante: Colinado (16-30%).

Microtopografía: Aterrazamientos antiguos.

Pendiente: 19%.

Vegetación: Aproximadamente el 60% de la vegetación, pertenece a la repoblación de *Pinus pinaster* (pino negral), sin regenerar, de unos 33 años, distribuidos en terrazas con dos filas de arbolado. El 40% restante, corresponde a un matorral de porte pequeño y repartido de forma dispersa, formado por *Lavandula latifolia* (espliego), *Juniperus oxycedrus* (enebro), *Thynus sp.* (tomillo), *Rosmarinus officinalis* (romero), *Vella spinosa* (piorno), *Genista scorpius* (aulagas), *Cistus albidus* (estepa blanca), *Cistus clusii* (romero macho), *Teucrium sp.*, *Artemisia sp.* (boja negra), *Ballota hirsuta* (manrubio), *Quercus coccifera* (coscoja), *Lygeum spartum* (albardín) y otras gramíneas.

Material de partida: Margas y margocalizas blancas del Terciario y Cretácico Superior.

Drenaje: Clase 5. Algo excesivamente drenado.

Condiciones de humedad: Seco todo el perfil.

Pedregosidad superficial: Clase 4. Excesivamente pedregoso (50% gravas (0.2 – 7.5 cm.), 40% piedras (7.5 – 25 cm.) y 10% pedregones (> 25 cm.)).

Afloramientos de rocas: Clase 1. Moderadamente rocoso.

Evidencias de erosión: Erosión hídrica laminar ligera evidenciada por la presencia de patrones de flujo de agua sobre la superficie y, retención de partículas finas arrastradas por el flujo de agua, por piedras y pedregones.

Influencia humana: Repoblación de *Pinus Pinaster* en 1970, con pérdida de acículas, baja producción de piñas y ramas inferiores secas. No se llevaron a cabo tratamientos selvícolas posteriores.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



Horiz.	Prof. cm.	
A	0 - 20	Entre negro rojizo y pardo oscuro (8.8 YR 3.6/2.6) en húmedo, pardo amarillento pálido (9.1 YR 4.9/3.2) en seco; franco; estructura en bloques angulares finos y medianos, débil; no adherente, no plástico, muy friable, blando; frecuentes poros vesiculares, de finos a medianos, discontinuos, imped y pocos poros tubulares, gruesos, continuos exped; muchas gravas finas, medianas y grandes, de naturaleza caliza, con formas angulares, ligeramente alteradas y con pequeñas acumulaciones de CaCO_3 secundario; extremadamente calcáreo; manifestación de rasgos de origen biológico, tales como crotovinas, hormigueros, insectos pterigógenos como himenópteros formícidos (hormigas), ortópteros (saltamontes), coleópteros (escarabajos), artrópodos quelicerados como arácnidos (arañas), miriápodos quilópodos (<i>Scolopendra</i>); abundantes raíces finas y muy finas; límite gradual y plano con el horizonte subyacente.
B	20 - 40	Entre negro pardo y pardo oscuro (8.1 YR 3.2/2.5) en húmedo y, entre pardo y pardo pálido (8.5 YR 4.5/2.9) en seco; textura franco arenosa gruesa; estructura en bloques subangulares, de finos a medianos, débil, con tendencia a estructura granular; ligeramente adherente, ligeramente plástico, muy friable, entre blando y ligeramente duro; muchos poros tubulares finos, continuos, imped; muchas gravas calizas finas, medianas y gruesas, con formas angulares y subangulares, ligeramente alteradas y recubiertas por una pátina de CaCO_3 secundario; presencia de algunos nódulos de CaCO_3 ; extremadamente calcáreo; raíces comunes, medianas, límite brusco e irregular con el horizonte inferior.
Ckm	> 40	Costra petrocálcica de color blanquecina rosácea, fuertemente cementada y endurecida, de forma que sus fragmentos secos no se desmoronan al sumergirlos en agua y se requiere un pico para partirla; estructura laminar que permite reconocer el límite entre la roca y el CaCO_3 secundario. De origen edáfico superpuesto, de 10 cm. de espesor.

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

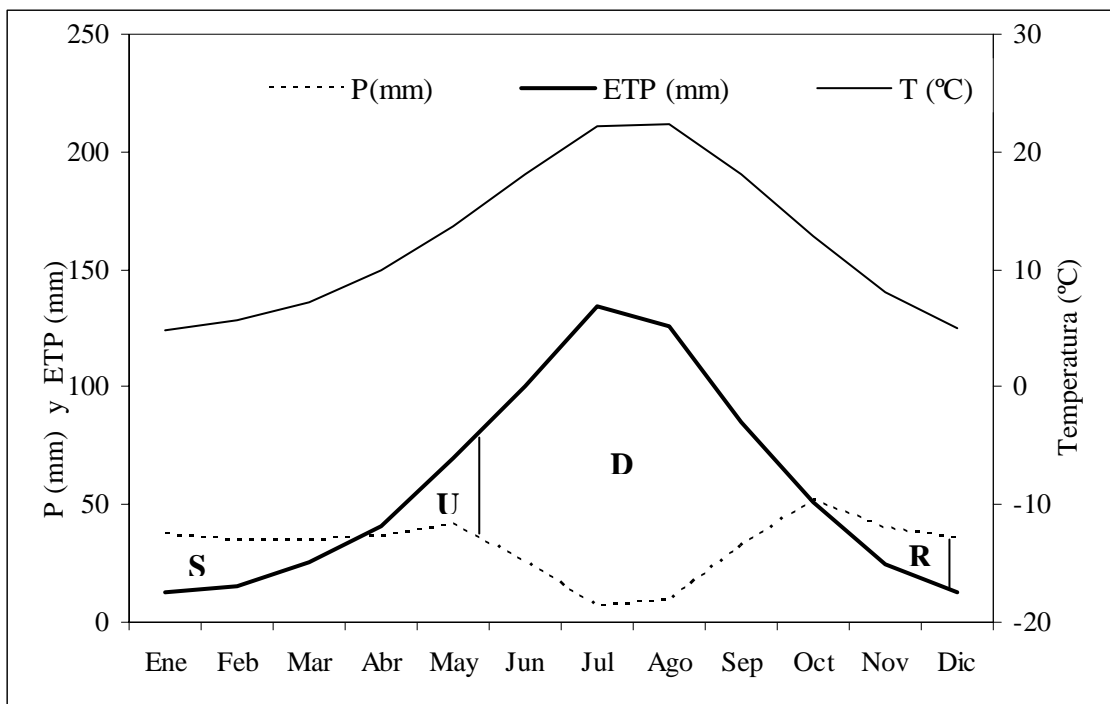
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Limo %	Arcilla %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
A	0-20	51	38	11	15	8	4	1	19	58	52
B	20-40	58	26	16	19	10	5	1	16	50	49
Ckm	>40										

Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D.A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O. g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	C/N	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH	
	H33 kPa	H1500 kPa									H ₂ O	ClK
A	16	6	0,6	1,3	2,0	15,4	0,8	16	139,7	0,5	8,4	7,7
B	21	10	0,7	1,4	3,3	19,0	1,2	13	116,0	0,4	8,6	7,9

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) kg ⁻¹						% Sat. Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	S. Bases	C.E.C	
A	93,9	13,4	2,4	0,1	0,2	16,0	9,2	100
B	89,4	25,7	4,1	0,1	0,1	29,9	13,2	100

FICHA HÍDRICA

PERFIL 8								
Capacidad de retención (mm): 24,4								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var. Reserva	Exceso	Déficit
Enero	4,8	37,3	12,4	12,4	24,4	0	25,0	-
Febrero	5,7	34,5	15,2	15,2	24,4	0	19,3	-
Marzo	7,2	35,0	25,2	25,2	24,4	0	9,8	-
Abril	9,9	36,5	40,8	40,8	20,0	-4,4	-	-
Mayo	13,6	41,4	69,3	61,4	0	-20,0	-	7,9
Junio	18,1	25,7	100,7	25,7	0	0	-	75,1
Julio	22,2	7,1	134,5	7,1	0	0	-	127,4
Agosto	22,3	9,5	126,3	9,5	0	0	-	116,8
Septiembre	18,2	32,5	85,0	32,5	0	0	-	52,5
Octubre	12,8	52,0	50,9	50,9	1,1	1,1	-	-
Noviembre	8,1	40,1	24,6	24,6	16,6	15,5	-	-
Diciembre	5,0	35,7	12,8	12,8	24,4	7,8	15,2	-



U: Utilización

S: Sobrante

R: Recarga

D: Déficit

T^a media del suelo a 50cm: 13,32

Régimen de humedad: Xérico

T^a media de invierno del suelo a 50cm: 5,66

Régimen de Temperatura: Mésico

T^a media de verano del suelo a 50cm: 20,19



PERFIL N° 9

CLASIFICACIÓN:
World Reference Base (FAO, 1999):
 Chernozem Cálxico.

Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999):
 Haploxeroll Cálxico-Páchico.

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 17/06/03

Ubicación: Hoja topográfica de Servicio Geográfico del Ejército número 951. Cerro de los Alamicos (Vereda alta de pino laricio). Aproximadamente a 1 kilómetro del Collado Alto hacia el Oeste y a 750 m del Barranco Agrio hacia el Este.

Coordenadas: 4170037/0568868

Altitud: 1600 m.

Orientación: Noreste.

Posición fisiográfica: Al pie de la cresta del Cerro de los Alamicos, en la parte más alta de la ladera rectilínea de aproximadamente un kilómetro y medio de longitud, próximo a los afloramientos rocosos cacuminales.

Forma del terreno circundante: Montañoso.

Microtopografía: Ondulaciones de la superficie generados por los derrubios pedregosos que retienen partículas minerales más finas y acículas de los pinos.

Pendiente: 61%.

Vegetación: Zona constituida por un pinar adulto natural de *Pinus nigra* (81%), conocido como pino laricio, y *Quercus ilex* (14%), con abundante regeneración tanto de la encina como del pinar, y distribuidos de forma irregular. El 5% restante lo constituyen especies arbustivas tales como *Arctostaphylos uva-ursi* (gayuba), que es la más significativa, *Quercus coccifera* (coscoja) y líquenes.

Material de partida: Derrubios de ladera de calizas micríticas y oolíticas silicatadas del Jurásico.

Drenaje: Clase 5. Algo excesivamente drenado.

Condiciones de humedad: Húmedo todo el perfil.

Pedregosidad superficial: Clase 4. Excesivamente pedregoso (20% gravas (0.2 – 7.5 cm.), 45% piedras (7.5 – 25 cm.) y 35% pedregones (> 25 cm.)).

Afloramientos de rocas: Clase 4. Extremadamente rocoso.

Evidencias de erosión: Pese a la elevada pendiente (61%) y a los fuertes procesos erosivos en cárcavas y barrancos de las zonas circundantes, en el lugar donde se tomó el perfil, únicamente se apreció erosión hídrica laminar ligera debido a los pequeños carriles o hendiduras sobre la superficie del suelo producidos por el movimiento del agua ladera abajo, así como por el engrosamiento de las plantas y rocas, que retienen partículas más finas arrastradas por el flujo de agua.

Influencia humana: Tratamientos selvícolas tales como podas y clareo sobre pies de encinas, así como el seguimiento y cortas sanitarias sobre el pinar de *Pinus nigra*, el cual se ve afectado por una plaga de muérdago. Dicho pinar permanece vedado al pastoreo y a la caza en el área de recogida del perfil, hecho consignado en el Plan de Ordenación de Recursos Naturales.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



Horiz.	Prof. cm.	
O	0 - 5	Capa constituida por restos de acículas de pino laricio y encina, que incrementan el grado de descomposición progresivamente con la profundidad. Importantes muestras de actividad biológica.
Ah1	5 - 20	Negro (9.1 YR 2/1.3) en húmedo, negro pardo (9.7 YR 3.3/1.7) en seco; entre franco arcilloso y franco, estructura migajosa, fina y fuerte, que rompe en bloques angulares finos y fuertes; ligeramente adherente, ligeramente plástico, entre firme y muy firme, de muy duro a extremadamente duro; frecuentes poros vesiculares, intersticiales y tubulares, finos, continuos y discontinuos, imped y exped; gravas comunes, finas, medianas y gruesas, de naturaleza caliza, con formas angulares, ligeramente alteradas; algunas de las gravas más gruesas presentan grietas de disolución y un ligero enrojecimiento en sus caras externas y, al partir con un martillo, muestran en su interior pequeñas grietas pardas de óxidos de hierro y depósitos pulverulentos de CaCO_3 secundario; extremadamente calcáreo; importantes muestras de edafofauna, tales como crotovinas, nidos de insectos (hormigueros), ortópteros (saltamontes), coleópteros (escarabajos), himenópteros formícidos (hormigas), miriápodos diplópodos (ciempiés), anélidos oligoquetos (lombrices de tierra), arácnidos, reptiles escamosos saurios del género lacerta (lagartijas); raíces finas muy abundantes y pocas gruesas; límite difuso y plano con el horizonte inferior.
Ah2	20 - 45	Entre negro y negro pardo (9.2 YR 2.4/1.3) en húmedo, negro pardo (9.7 YR 3.3/1.6) en seco; textura franco arcillosa; estructura en bloques subangulares finos, fuerte, que rompe en estructura migajosa gruesa; ligeramente adherente, ligeramente plástico, muy firme, de muy duro a extremadamente duro; muchos poros tubulares, de medianos a gruesos, continuos; abundantes gravas finas, medianas y gruesas, de naturaleza caliza, con formas angulares y subangulares y algo alteradas, con revestimientos y lenguas de CaCO_3 secundario en la base; pocos nódulos de CaCO_3 , pequeños, blancos, esféricos; extremadamente calcáreo; nidos de insectos, arácnidos; abundantes raíces, finas y medianas; límite neto y plano con el horizonte subyacente.
ACK	45 - 70	Entre negro y negro pardo (8.4 YR 2.5/1.6) en húmedo y pardo grisáceo (9.2 YR 4.2/1.9) en seco, franco; estructura débil, en bloques angulares y subangulares finos; ligeramente adherente, ligeramente plástico, entre friable y muy friable, de ligeramente duro a duro; muchos poros intersticiales, medianos y gruesos, continuos, exped; abundantes gravas finas, medianas y gruesas y pocas piedras de naturaleza caliza con formas angulares, alteradas con huellas de disolución tales como huecos y hendiduras rellenos de material fino rojizo de óxidos de hierro (probablemente de goetita y hematites); presencia de hongos y recubrimientos de CaCO_3 secundario en gravas y piedras, frecuentes nódulos de CaCO_3 , pequeños, blancos, esféricos; extremadamente calcáreo; raíces comunes y medianas; límite brusco y plano con el horizonte inferior.
R	> 70	Roca caliza.

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

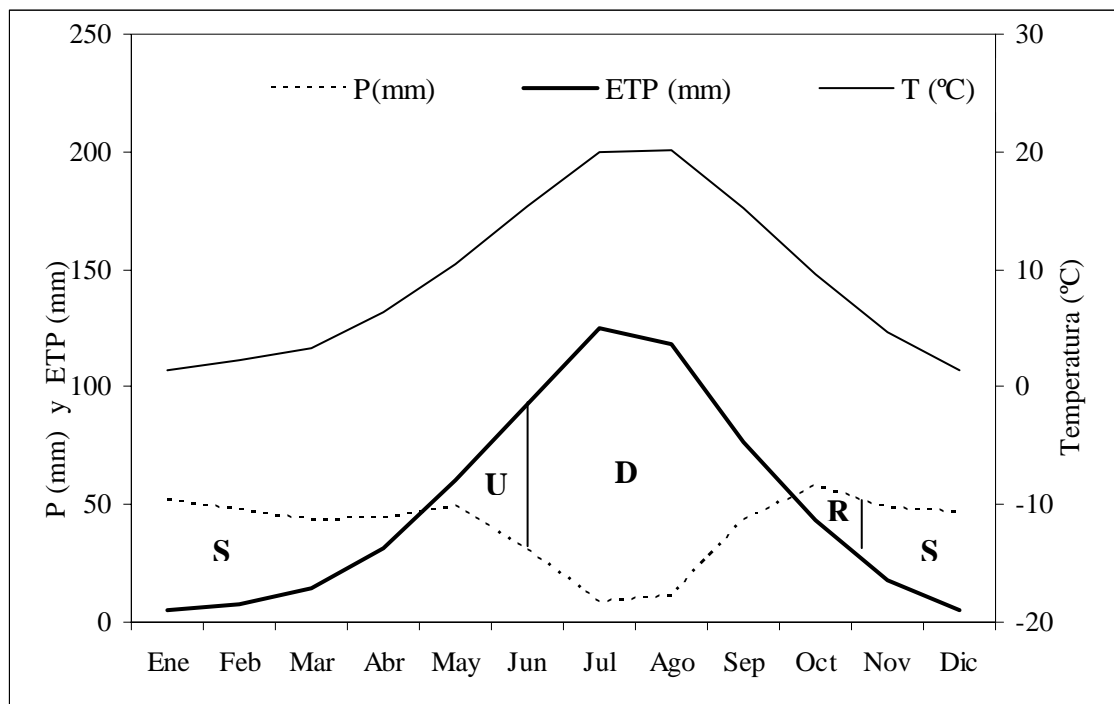
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Limo %	Arcilla %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
O	0-5										
Ah1	5-20	26	47	27	15	3	1	0	6	77	81
Ah2	20-45	24	44	32	6	4	2	0	10	81	69
ACk	45-70	40	39	21	14	6	3	0	13	67	85
R	>70										

Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D,A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH		
	H33 kPa	H1500 kPa								H ₂ O	ClK	
Ah1	44	34	0,1	0,5	11,6	99,9	2,9	30	32,4	0,8	7,9	7,3
Ah2	39	31	0,2	0,6	10,4	72,1	2,4	25	64,5	0,6	8,1	7,5
ACk	32	21	0,2	0,9	4,2	50,9	1,6	28	39,3	0,6	8,3	7,6

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) Kg ⁻¹						% Sat, Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	S, Bases	C,E,C	
Ah1	36,0	40,8	12,3	0,1	0,8	53,9	53,8	84
Ah2	47,5	35,7	8,1	0,1	0,4	44,3	46,2	88
ACK	71,4	28,3	6,9	0,0	0,2	35,5	35,1	100

FICHA HÍDRICA

PERFIL 9								
Capacidad de retención (mm): 12,9								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var. Reserva	Exceso	Déficit
Enero	1,5	52,3	5,2	5,2	12,9	0	47,1	-
Febrero	2,2	47,5	7,9	7,9	12,9	0	39,6	-
Marzo	3,2	43,4	14,5	14,5	12,9	0	28,9	-
Abril	6,3	44,0	31,9	31,9	12,9	0	12,2	-
Mayo	10,4	49,7	60,1	60,1	2,5	-10,4	-	-
Junio	15,3	31,0	92,3	33,5	0	-2,5	-	58,9
Julio	20,0	8,5	125,2	8,5	0	0	-	116,7
Agosto	20,2	11,4	118,1	11,4	0	0	-	106,6
Septiembre	15,1	43,2	76,3	43,2	0	0	-	33,0
Octubre	9,5	57,4	43,8	43,8	12,9	12,9	0,7	-
Noviembre	4,7	48,4	17,9	17,9	12,9	0	30,4	-
Diciembre	1,4	46,9	4,7	4,7	12,9	0	42,2	-



U: Utilización

S: Sobrante

R: Recarga

D: Déficit

Tª media del suelo a 50cm: 10,16

Régimen de humedad: Xérico

Tª media de invierno del suelo a 50cm: 2,07

Régimen de Temperatura: Mésico

Tª media de verano del suelo a 50cm: 17,67



PERFIL N° 10

CLASIFICACIÓN:

World Reference Base (FAO, 1999):
Chernozem Cálculo.

Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999):
Haploxeroll Cálculo.

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 17/06/03

Ubicación: Hoja topográfica del Servicio Geográfico del Ejército número 951. Cerro de los Alamicos (Vereda alta de pino laricio). A 250 m del Cortijo de los Alamicos al Noroeste. Entre el Barranco Agrio y el Arrollo de la Yesera.

Coordenadas: 4170153/0568865

Altitud: 1520 m.

Orientación: Norte.

Posición fisiográfica: Parte medio-alta de una ladera con pendiente cóncava en sentido longitudinal.

Forma del terreno circundante: Fuertemente socavado (>30%).

Microtopografía: Albardones pequeños.

Pendiente: 40%.

Vegetación: Las formaciones vegetales constituyen un ecosistema maduro. Las especies arbóreas dominantes son un pinar de *Pinus Nigra* (79%) y encinar, *Quercus ilex* (17%), así como una vegetación arbustiva con matorral (4%), donde destaca principalmente *Arctostaphylos uva-ursi* (gayuba), y en menor porcentaje *Quercus coccifera* (coscoja). La regeneración es menos abundante que en las zonas circundantes al perfil 9, tomado a mayor altitud. No obstante, también se observan abundantes plántulas jóvenes tanto de pinar como de encinar.

Material de partida: Derrubios de ladera de calizas y dolomías micríticas y oolíticas de edad Jurásica.

Drenaje: Clase 4. Bien drenado.

Condiciones de humedad: Húmedo el primer horizonte del perfil, el resto de los horizontes están secos.

Pedregosidad superficial: Clase 3. Muy pedregoso (55% gravas (0.2 – 7.5 cm.) y 45% piedras (7.5 – 25 cm.)).

Afloramientos de rocas: Clase 1. Moderadamente rocoso.

Evidencias de erosión: Hay una erosión hídrica laminar muy ligera, dada la presencia de sutiles sinuosidades sobre la superficie del suelo producidas por el flujo laminar de agua. Hay más huellas de deposición ya que el terreno está protegido por acículas y piedras que retienen partículas finas.

Influencia humana: En las proximidades del perfil se realizaron, durante los años 1991-1996, clareos de las encinas y repoblaciones con pino carrasco. También se realizan periódicamente podas, clareos y cortas sanitarias sobre el pinar de *Pinus nigra*, el cual se ve afectado por una plaga de muérdago. En la zona no se aprecian indicios de pastoreo y tampoco se permite la caza sin una autorización por hallarse dentro del perímetro de reserva.

Observaciones: Destaca en zonas de menor altitud la presencia de algunos pinos marchitos, esto puede ser debido al descenso de las precipitaciones y aumento de la xericidad; ya que, a pesar de que el fitoclima dominante es el mediterráneo, existe una fuerte irregularidad climática que no sólo modificaría las condiciones de humedad necesarias para la germinación y emergencia de las plántulas más jóvenes, sino que además podría afectar en un futuro cercano, junto con la plaga de muérdago vigente, a la cobertura vegetal de edad más madura.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



Horiz.	Prof. cm.	
O	0 - 10	Capa superficial de restos de acículas de pino laricio, coscoja y encina, donde la materia vegetal está prácticamente sin descomponer. Hacia abajo el horizonte se oscurece y aumenta el grado de humedad del mismo, quedando patente la presencia de materia orgánica más descompuesta y compactada por una densa red de raicillas.
Ah	10 - 32	Ente negro y negro pardo (9.2 YR 2.5/1.5) en húmedo y, negro pardo (10 YR 3.3/1.7) en seco; textura franco arcillosa; estructura en bloques subangulares medianos y gruesos, fuerte, que rompe en estructura migajosa mediana y fina; adherente, plástico, de muy firme a extremadamente firme, extremadamente duro; muchos poros vesiculares medianos, discontinuos, exped; también presenta muchos poros tubulares finos, continuos, imped; abundantes gravas finas y medianas, de naturaleza caliza, con formas angulares, ligeramente alteradas, leve acumulación de CaCO ₃ secundario en algunas caras inferiores de las gravas; extremadamente calcáreo; abundantes rasgos de origen biológico tales como crotovinas, nidos de insectos (hormigueros), ortópteros (saltamontes), lepidópteros (mariposas), dípteros (moscas), coleópteros (escarabajos), himenópteros formícidos (hormigas), miriápodos diplópodos (ciempiés), arácnidos, reptiles escamosos saurios del género lacerta (lagartijas); raíces muy abundantes, finas, medianas y gruesas; límite brusco y ondulado con el horizonte subyacente.
AB	32 - 65	Color entre pardo oscuro y pardo amarillento pálido (8.9 YR 3.8/3.2) en húmedo y, entre pardo amarillento pálido y naranja amarillento pálido (9.1 YR 5.4/3.3) en seco; textura franca; estructura en bloques subangulares entre finos y medianos, moderada; de ligeramente adherente a adherente, ligeramente plástico, entre firme y muy firme, muy duro; pocos poros vesiculares, medianos, exped, algunos imped; frecuentes poros tubulares, medianos, continuos, exped; abundantes gravas de caliza, de tamaño fino, mediano y grueso, y pocas piedras de igual naturaleza que las gravas, con formas subangulares; alteración visible en gravas de tamaño grueso y piedras, con huellas de disolución y enrojecimiento de su superficie externa e interna con acumulación de óxidos de hierro; las gravas finas y medianas tienen menor alteración; tanto gravas como piedras presentan revestimientos de CaCO ₃ secundario en la base; frecuentes nódulos de CaCO ₃ , grandes, duros, blancos, esféricos; extremadamente calcáreo; abundantes raíces medianas y gruesas; límite neto y ondulado con el horizonte inferior.
BC	65 - 83	Color pardo amarillento pálido (9.6 YR 4.8/2.8) en húmedo, naranja amarillento pálido (9.5 YR 5.8/2.8) en seco; textura franca; estructura en bloques subangulares finos, débil; ligeramente adherente, ligeramente plástico, firme, entre duro y muy duro; pocos poros vesiculares y tubulares, finos, exped, muchas gravas finas, medianas y gruesas, de caliza y dolomía puenteadas por CaCO ₃ secundario; presentan formas subangulares y angulares; ligeramente alteradas; pocos nódulos de CaCO ₃ , pequeños y grandes, duros, blancos; extremadamente calcáreo; abundantes raíces medianas, límite difuso y plano con el horizonte inferior.
Ck	>83	Color entre pardo amarillento grisáceo y pardo amarillento pálido (9.1 YR 4.1/2.4) en húmedo y, pardo amarillento grisáceo (9.1 YR 6/2.2) en seco; textura franco arenosa fina; estructura suelta; no adherente, no plástico, extremadamente firme, extremadamente duro; abundantes gravas subredondeadas, finas, medianas y muy pocas gruesas, de caliza, dolomía y fragmentos de CaCO ₃ secundario de tamaño grava fina, mediana y gruesa; alteradas, con caras externas muy rugosas por los revestimientos de carbonato, con huecos de disolución y reprecipitación; extremadamente calcáreo, raíces comunes, medianas y gruesas.

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

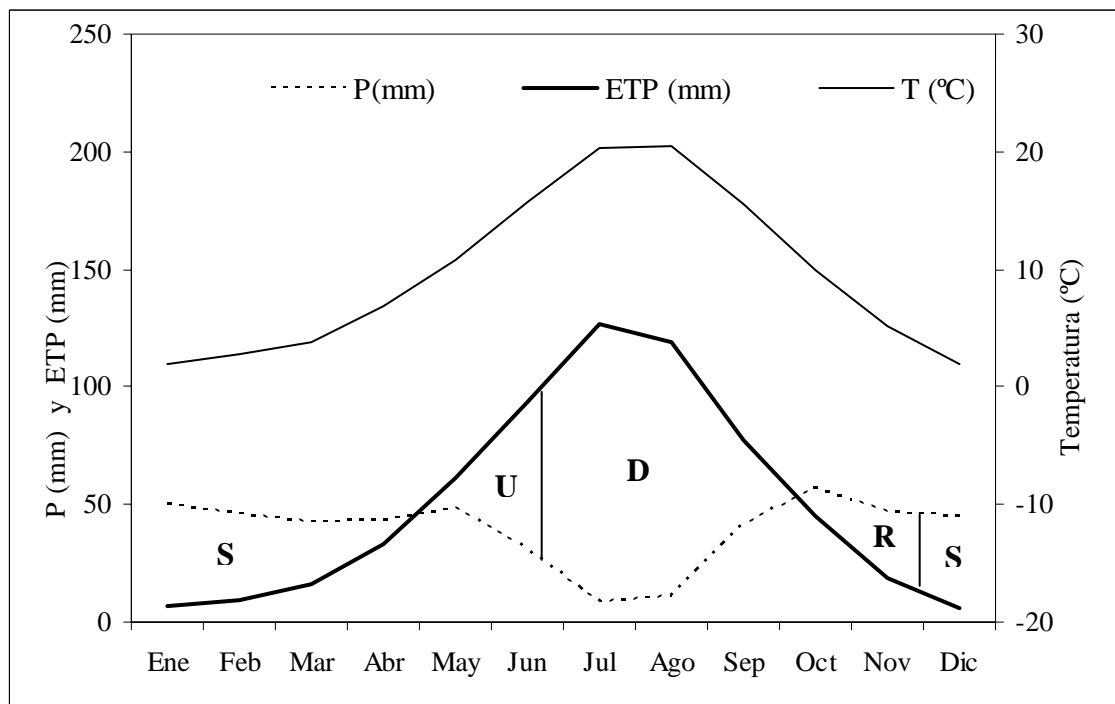
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Limo %	Arcilla %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
O	0-10										
Ah	10-32	35	33	32	18	7	2	0	5	68	40
AB	32-65	39	46	15	19	8	4	0	5	64	58
BC	65-83	44	41	15	15	12	7	1	4	58	49
Ck	>83	62	26	12	30	16	9	1	3	39	59

Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D.A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O. g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH		
	H33 kPa	H1500 kPa								H ₂ O	ClK	
Ah	32	27	0,2	1,1	8,0	87,0	2,0	38	47,9	0,8	8,1	7,4
AB	24	12	0,7	1,3	3,7	19,4	0,8	20	28,7	0,5	8,4	7,7
BC	24	12	0,5	1,3	1,6	23,5	0,9	23	26,9	0,5	8,5	8,0
Ck	25	12	0,9	1,3	0,2	23,9	0,8	24	6,6	0,5	8,5	8,0

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) Kg ⁻¹							% Sat. Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	S. Bases	C.E.C		
Ah	54	33,3	12,2	0,1	1,0	46,6	34,5	100	
AB	87	23,0	5,4	0,0	0,1	28,5	15,9	100	
BC	88	28,0	5,0	0,1	0,1	32,5	20,6	100	
Ck	100	29,0	5,1	0,0	0,1	34,0	19,3	100	

FICHA HÍDRICA

PERFIL 10								
Capacidad de retención (mm): 37,92								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var. Reserva	Exceso	Déficit
Enero	1,9	50,1	6,5	6,5	37,9	0,0	43,7	-
Febrero	2,7	45,6	9,2	9,2	37,9	0,0	36,4	-
Marzo	3,8	42,2	16,3	16,3	37,9	0,0	25,9	-
Abril	6,8	42,9	33,3	33,3	37,9	0,0	9,7	-
Mayo	10,8	48,5	61,5	61,5	25,0	-12,9	-	-
Junio	15,7	30,2	93,5	55,2	0,0	-25,0	-	38,2
Julio	20,4	8,3	126,4	8,3	0,0	0,0	-	118,1
Agosto	20,5	11,1	119,1	11,1	0,0	0,0	-	108,0
Septiembre	15,6	41,7	77,4	41,7	0,0	0,0	-	35,7
Octubre	10,0	56,6	44,8	44,8	11,8	11,8	-	-
Noviembre	5,2	47,2	19,0	19,0	37,9	26,1	2,1	-
Diciembre	1,9	45,3	6,1	6,1	37,9	0,0	39,2	-



U: Utilización

S: Sobrante

R: Recarga

D: Déficit

Tª media del suelo a 50cm: 10,61

Régimen de humedad: Xérico

Tª media de invierno del suelo a 50cm: 2,59

Régimen de Temperatura: Mésico

Tª media de verano del suelo a 50cm: 18,04



PERFIL N° 11

CLASIFICACIÓN:
World Reference Base (FAO, 1999): Leptosol Réndzico.

Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999): Haploxeroll Lítico

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 03/05/2003.

Ubicación: Hoja topográfica de Servicio Geográfico del Ejército número 952. Cima de la Sierra del Gabar. En las proximidades del observatorio forestal del Gabar.

Coordenadas: 4180401/0576675.

Altitud: 1508 m.

Orientación: Este.

Posición fisiográfica: Cumbre de una ladera con pendiente ligeramente convexa en sentido longitudinal.

Forma del terreno circundante: Colinado (16-30%).

Pendiente: 18%. Clase 4. Moderadamente escarpado.

Vegetación: Matorral pluriespecífico: *Erinacea anthyllis* (cojín de pastor), *Vella spinosa* (piorno), *Juniperus oxycedrus* (enebro), *Thynus sp.* (tomillo), *Cistus albidus* (estepa blanca), *Teucrium sp.*, *Ballota hirsuta* (manrubio), *Quercus coccifera* (coscoja), *Stipa tenacissima* (esparto) y otras gramíneas. Entre las especies arbóreas destaca alguna encina (*Quercus ilex*) de forma muy dispersa.

Material de partida: Calizas jurásicas oolíticas y micríticas silicatadas.

Drenaje: Clase 2-3. Entre imperfectamente drenado y moderadamente drenado.

Condiciones de humedad: Húmedo todo el perfil.

Pedregosidad superficial: Clase 4-5. Entre excesivamente pedregoso y terreno ripioso (40% de gravas, 35% de piedras y 25% de pedregones).

Afloramientos de rocas: Clase 5. Afloramiento rocoso.

Evidencias de erosión: A pesar del enlosamiento superficial de fragmentos gruesos, en las proximidades al perfil, se puede apreciar evidencias de erosión hídrica laminar y en surcos (ligera a moderada), que se manifiesta a través de concavidades en la dirección del flujo de agua, así como peanas de suelo sobredrenadas protegidas por la cobertura vegetal y las rocas.

Influencia humana: Pista forestal sólo apta para vehículos 4x4. Se advierte actividad ganadera.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



Horiz.	Prof. cm.	
Ah	0 – 14	Color pardo oscuro en seco (8.8YR 2.9/2.1) y rojo muy oscuro en húmedo (9.2 YR 2.3/1.6); textura arcillosa; estructura migajosa, fuerte, fina; entre ligeramente adherente y adherente, ligeramente plástico, entre friable y firme, entre ligeramente duro y duro; muchos poros vesiculares finos, imped y exped; muchos poros intersticiales, entre finos y medianos, continuos, imped y exped; frecuentes poros tubulares, finos, continuos, imped; abundantes gravas finas, medianas y gruesas, de naturaleza caliza, con formas angulares y subangulares, y muy alteradas, con importantes huellas de disolución; poco calcáreo; presencia de rasgos de origen biológico tales como crotovinas, insectos himenópteros formícidos (hormigas), arácnidos y gusanos anélidos oligoquetos (lombrices de tierra), ortópteros (saltamontes), coleópteros (escarabajos); raíces muy abundantes, finas; límite brusco e irregular con el horizonte subyacente.
R	> 14	Roca caliza

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

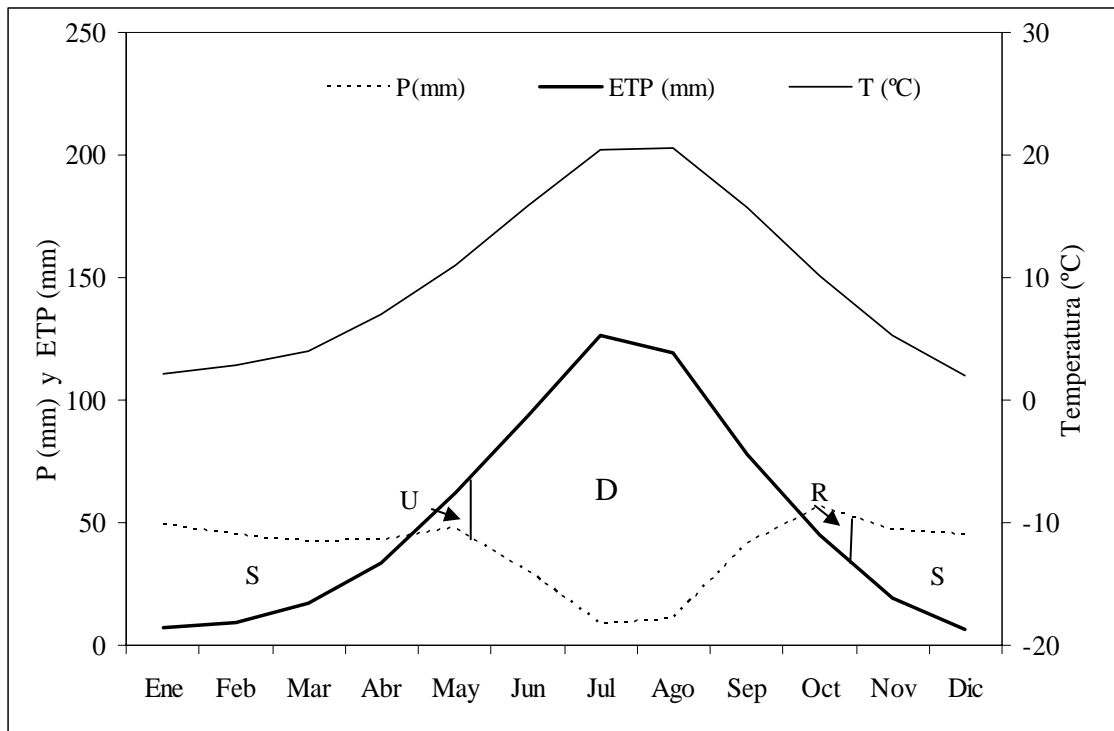
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Arcilla %	Limo %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
Ah	0 -14	11	49	40	4	1	1	0	4	91	19
R	>14										

Horiz.	Retención de agua %		D.A. g/cm ³	Agua útil mm/cm	Fed g kg ⁻¹	C.O g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	C/N	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH	
	H33 kPa	H1500 kPa									H ₂ O	ClK
Ah	49	41	1,3	0,8	23,6	125,6	10,4	10,3	342,2	17,2	7,7	7,2

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) kg ⁻¹					S. Bases	C.E.C	% Sat. Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺				
Ah	5	51,2	2,7	0,1	3,1	57,1	50,4	100	

FICHA HÍDRICA

PERFIL 11								
Capacidad de retención (mm): 10,57								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Var.			
					Reserva	Reserva	Exceso	Déficit
Ene	2,1	49,5	6,8	6,8	10,6	0,0	42,6	-
Feb	2,9	45,1	9,6	9,6	10,6	0,0	35,5	-
Mar	4,0	41,8	16,8	16,8	10,6	0,0	25,0	-
Abr	7,0	42,6	33,7	33,7	10,6	0,0	8,9	-
May	11,0	48,2	61,9	58,7	0,0	-10,6	-	3,1
Jun	15,8	30,0	93,8	30,0	0,0	0,0	-	63,8
Jul	20,5	8,3	126,8	8,3	0,0	0,0	-	118,5
Ago	20,6	11,1	119,4	11,1	0,0	0,0	-	108,4
Sep	15,7	41,2	77,8	41,2	0,0	0,0	-	36,6
Oct	10,2	56,4	45,1	45,1	10,6	10,6	0,7	-
Nov	5,4	46,8	19,3	19,3	10,6	0,0	27,5	-
Dic	2,1	44,8	6,5	6,5	10,6	0,0	38,3	-



U: Utilización

S: Sobrante

R: Recarga

D: Déficit

Tª media del suelo a 50cm: 10,75.

Régimen de humedad: Xérico

Tª media de invierno del suelo a 50cm: 2,75

Régimen de Temperatura: Mésico

Tª media de verano del suelo a 50cm: 18,15



PERFIL N° 12

CLASIFICACIÓN:
World Reference Base
(FAO, 1999): Vertisol
Cálcico.

Soil Taxonomy (Soil
Survey Staff, 1999):
Calcixerert Crómico.

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 06/11/03

Ubicación: Hoja topográfica del Servicio Geográfico del Ejército 952. Aproximadamente a 500 m del Cortijo de las Serratas, al Oeste del perfil, y a 750 m del Cortijo El Puerto, al Sureste del perfil.

Coordenadas: 4177831/0578049.

Altitud: 1024 m.

Orientación: Oeste.

Posición fisiográfica: Pie de ladera con pendiente ligeramente cóncava en el sentido longitudinal.

Forma del terreno circundante: Ondulado (2-8%).

Microtopografía: Pequeños albardones.

Pendiente: 7%.

Vegetación: Cereales y almendros.

Material de partida: Sedimentos cuaternarios, detríticos y finos, de naturaleza carbonatada.

Drenaje: Clase 1. Escasamente drenado.

Condiciones de humedad: Seco hasta el horizonte C.

Pedregosidad superficial: Clase 1. Moderadamente pedregoso, 70% de gravas con tamaños comprendidos entre 0.2 y 7.5 cm., y 30% piedras (7.5 – 25 cm.).

Afloramientos de rocas: Clase 0. Ninguna o muy pocas rocas.

Evidencias de erosión: No se aprecian rasgos de erosión en el perfil dado que el terreno se encontraba aterrizado y se estaban produciendo labores de arado en ese momento.

Influencia humana: Cultivos permanentes con labores agrícolas.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



	Horiz.	Prof. cm.	
	Ap1	0 - 22	Color gris pardo claro en seco (2.0Y 5.9/1.4) y marrón grisáceo en húmedo (1.8Y 5.0/1.8); arcilloso; estructura en bloques angulares gruesos de moderada a fuerte; entre adherente y muy adherente, muy plástico, entre firme y muy firme y de muy duro a extremadamente duro; presenta pocos poros vesiculares gruesos, y frecuentes poros tubulares finos y medianos, discontinuos, imped y exped; frecuentes gravas finas, medianas y algunas gravas gruesas, de naturaleza caliza, con formas angulares y subangulares, alteradas, con abundantes huellas de disolución e incipiente coloración rojiza por la acumulación de óxidos de hierro en superficie, presentan también una fina película en su cara inferior de CaCO ₃ secundario; extremadamente calcáreo; abundantes muestras de edafofauna en todo el horizonte, tales como crotovinas, hormigueros, otros nidos de insectos, himenópteros, dípteros, arácnidos y reptiles; muy pocas raíces muy finas; límite brusco y ondulado con el horizonte inferior.
	Ap2	22 - 35	Color gris pardo claro en seco (2Y 5.5/1.5) y pardo grisáceo en húmedo (1.9Y 4.5/1.8); acilloso; estructura en bloques angulares cuneiformes muy gruesos, muy fuerte; entre adherente y muy adherente, plástico, de firme a muy firme, entre muy duro y extremadamente duro; frecuentes poros intersticiales y tubulares medianos, discontinuos, imped y exped; muy frecuentes gravas finas, de naturaleza caliza, con formas angulares, alteradas, con concavidades de disolución, así como recubrimientos de carbonato cálcico secundario en alguna de ellas; frecuentes nódulos de CaCO ₃ pequeños y grandes, blancos y esféricos, extremadamente calcáreo; sin evidencias de edafofauna; muy pocas raíces muy finas; límite brusco y plano con el horizonte inferior.
AB	35 - 44		Color gris pardo claro en seco (1,8Y 5,7/1,6) y pardo grisáceo en húmedo (2,1Y 4,5/1,9); textura arcillosa; estructura en bloques angulares medianos, fuerte; de adherente a muy adherente, plástico, muy duro y entre firme y muy firme; frecuentes poros vesiculares y tubulares finos y medianos, imped y exped; pocas gravas angulares y subangulares, finas, de roca caliza, no alteradas, recubiertas por lamelas de CaCO ₃ de color blanquecino rosáceo; presenta pocos nódulos de CaCO ₃ , pequeños, blancos y esféricos; extremadamente calcáreo; muy pocas raíces muy finas; límite neto y plano con el horizonte subyacente.
ACk	44 - 54		Color gris pardo claro en seco (1,7Y 6,2/1,7) y pardo grisáceo en húmedo (1,8Y 5,4/2,4); textura arcillosa; estructura en bloques angulares medianos y gruesos, muy fuerte; entre adherente y muy adherente, plástico, duro y firme; abundantes gravas finas y medianas, de naturaleza caliza; con formas angulares y subangulares, no alteradas, con revestimientos de CaCO ₃ secundario en superficie y frecuentes nódulos de CaCO ₃ , pequeños, blandos, blancos y esféricos; extremadamente calcáreo; sin raíces; límite gradual e irregular con el horizonte inferior.
ACkg	> 54		Color gris claro en seco (2,6Y 6,8/1,6) y gris pardo claro en húmedo (2,9Y 5,9/2,4); textura arcillosa; consistencia entre adherente y muy adherente, plástico, de duro a muy duro, firme; muy pocas gravas finas, angulares y, algunas subangulares, de naturaleza margocaliza, húmedas, con ligeros caracteres gléicos por manchas de coloración amarillas y blancas; abundantes nódulos de CaCO ₃ , pequeños, blandos, blancos y esféricos; extremadamente calcáreo.

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

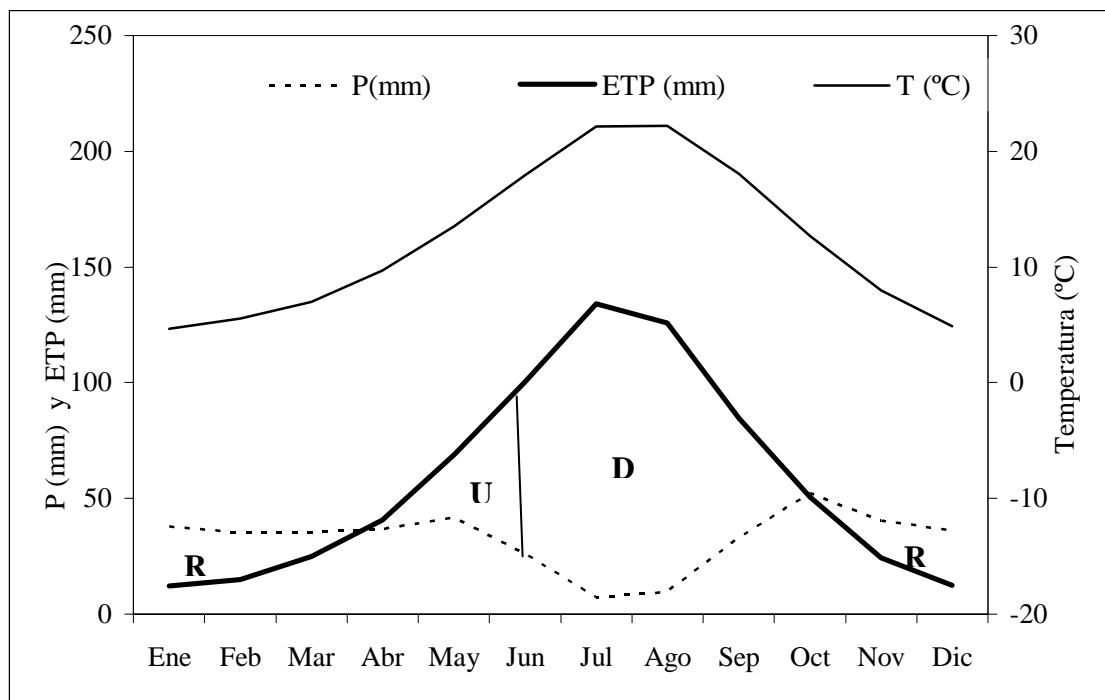
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Arcilla %	Limo %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
Ap1	0 -22	7	67	26	1	1	1	0	3	95	8
Ap2	22 -35	7	67	25	2	1	0	0	3	94	4
AB	35 -44	7	67	26	1	1	1	0	4	95	18
ACk	44 -54	8	64	27	2	1	0	0	4	94	13
ACkg	>54	3	70	26	0	0	0	0	2	98	4

Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D.A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O. g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH		
	H33 kPa	H1500 kPa								H ₂ O	ClK	
Ap1	36	21	1,5	1,1	1,0	8,1	0,9	8	95,7	16,2	8,3	7,6
Ap2	36	21	1,9	1,3	0,8	8,0	0,9	8	93,7	0,5	8,4	7,5
AB	34	24	1,1	1,3	1,7	7,1	0,8	7	91,1	0,5	8,3	7,4
ACk	30	23	0,9	1,4	0,7	6,2	0,6	8	84,9	0,6	8,5	7,7
ACkg	36	25	1,5	1,3	0,6	5,3	0,5	9	83,9	0,8	8,6	7,8

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) kg ⁻¹				S, Bases	C,E,C	% Sat, Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺			
Ap1	44	34,5	4,7	0,5	0,6	40,3	24,8	100
Ap2	43	33,1	4,6	0,4	0,4	38,5	23,9	100
AB	43	35,2	5,2	0,6	0,4	41,4	27,4	100
ACk	49	31,8	5,3	0,7	0,0	37,8	19,3	100
ACkg	53	34,0	6,8	1,0	0,3	42,1	21,4	100

FICHA HÍDRICA

PERFIL 12								
Capacidad de retención (mm): 107,15								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var, Reserva	Exceso	Déficit
Enero	5,5	34,2	13,5	13,5	52,5	20,7	-	-
Febrero	6,4	31,8	16,4	16,4	67,9	15,4	-	-
Marzo	8,0	33,2	27,2	27,2	74,0	6,1	-	-
Abril	10,6	34,9	42,6	42,6	66,3	-7,7	-	-
Mayo	14,3	39,7	71,4	71,4	34,6	-31,7	-	-
Junio	18,6	24,6	102,8	59,1	0,0	-34,6	-	43,7
Julio	22,7	6,8	136,9	6,8	0,0	0,0	-	130,1
Agosto	22,7	9,1	128,3	9,1	0,0	0,0	-	119,3
Septiembre	18,8	30,2	87,2	30,2	0,0	0,0	-	56,9
Octubre	13,5	50,9	52,5	50,9	0,0	0,0	-	1,6
Noviembre	8,9	38,3	25,8	25,8	12,5	12,5	-	-
Diciembre	5,8	33,3	14,1	14,1	31,8	19,3	-	-



U: Utilización

S: Sobrante

R: Recarga

D: Déficit

Tª media del suelo a 50cm: 13,98

Régimen de humedad: Xérico

Tª media de invierno del suelo a 50cm: 6,41

Régimen de Temperatura: Mésico

Tª media de verano del suelo a 50cm: 20,72



PERFIL N° 13

CLASIFICACIÓN:
World Reference Base
(FAO, 1999): Calcisol
 Hipercálcico.

Soil Taxonomy (Soil
Survey Staff, 1999):
 Calcixerept Típico.

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 06/11/2003.

Ubicación: Hoja 952. Se encuentra localizado en el Barranco las Almohallas, entre el Collado de la Molata y las Almohallas, aproximadamente a 400 m de la casa forestal de las Almohallas situada al Suroeste del perfil.

Coordenadas: 0581257/4182563.

Altitud: 899 m.

Orientación: Este.

Posición fisiográfica: Aproximadamente en la mitad de una ladera con pendiente cóncava en sentido longitudinal, dentro de un paisaje bastante disectado, donde alternan colinas y vaguadas.

Forma del terreno circundante: Colinado (16-30%).

Microtopografía: Lóbulos de reptación producidos por erosión y deslizamientos de ladera.

Pendiente: 16%. Moderadamente escarpado.

Vegetación: Repoblaciones de *Pinus halepensis* (65%), con regeneración muy escasa, de unos 20 años, con una distribución no uniforme. El sotobosque (35%) está formado por *Juniperus oxycedrus* (enebro), *Thynus sp.* (tomillo), *Rosmarinus officinalis* (romero), *Genista scorpius* (aulagas), *Cistus albidus* (estepa blanca), *Cistus clusii* (romero macho), *Helianthemum sp.*, *Quercus coccifera* (coscoja), y otras especies en menor porcentaje como *Stipa tenacissima*.

Material de partida: Margas y margocalizas blancas y rosáceas del Cretácico Superior.

Drenaje: Seco todo el perfil.

Condiciones de humedad: Clase 3-4. Entre moderadamente bien drenado y bien drenado.

Pedregosidad superficial: Clase 1. Moderadamente pedregoso, 80% de gravas con tamaños entre 0,2 y 7,5 cm., y 20% de piedras con tamaños entre 7.5 y 25 cm.

Afloramientos de rocas: Clase 0. Ninguno o muy pocos.

Evidencias de erosión: Erosión hídrica laminar, en surcos y cárcavas severa, evidenciada por la presencia de barrancos y profundas cárcavas en las proximidades del perfil.

Influencia humana: Repoblación de *Pinus halepensis*, con pérdida de acículas debido a la sequía, y daños producidos por las tormentas. No se han llevado a cabo tratamientos selvícolas desde la repoblación.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



Horiz.	Prof. cm.	
A	0 - 14	Color entre gris claro y amarillo pálido en seco (1,1Y 6,5/2,5) y entre pardo grisáceo pardo oliva claro (1,0Y 5,3/2,9) en húmedo; franco; estructura en bloques angulares finos, débil; ligeramente adherente, ligeramente plástico, muy friable, blando; frecuentes poros tubulares finos, continuos, exped; muy pocas gravas finas, de naturaleza margocaliza, con formas angulares, alteradas y con pequeñas acumulaciones de CaCO_3 secundario; extremadamente calcáreo; manifestación de rasgos de origen biológico, tales como crotovinas, hormigueros y otros nidos de insectos, himenópteros formícidos (hormigas), ortópteros (saltamontes), coleópteros (escarabajos), artrópodos quelicerados como arácnidos (arañas), miriápodos quilópodos (<i>Scolopendra</i>) y reptiles; pocas raíces medianas; límite neto y plano con el horizonte subyacente.
ACk	14 - 41	Color gris claro en seco (0,9Y 7,0/2,0) y entre gris pardo claro y pardo amarillento claro en húmedo (0,8Y 5,6/2,8); textura franca; estructura en bloques angulares medianos, moderada; ligeramente adherente, plástico, muy friable, entre blando y ligeramente duro; pocos poros tubulares muy finos, continuos, imped; pocas gravas margocalizas finas, con formas angulares y subangulares, no alteradas y recubiertas por una fina pátina de CaCO_3 secundario; presenta frecuentes nódulos de CaCO_3 , pequeños, blandos, blancos y esféricos; extremadamente calcáreo; entre pocas y comunes raíces, finas; sin evidencias de origen biológico, límite difuso y plano con el horizonte inferior.
Ck	> 41	Color gris claro en seco (1,4Y 7,4/2,0) y entre gris pardo claro y pardo amarillento claro en húmedo (1,5 Y 6,0/2,8); textura franca; sin estructura; ligeramente adherente, entre ligeramente plástico y plástico, suelto; muy pocas gravas finas, de naturaleza margocaliza, con formas principalmente angulares y algunas subangulares, no alteradas, con revestimientos de CaCO_3 secundario; extremadamente calcáreo.

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

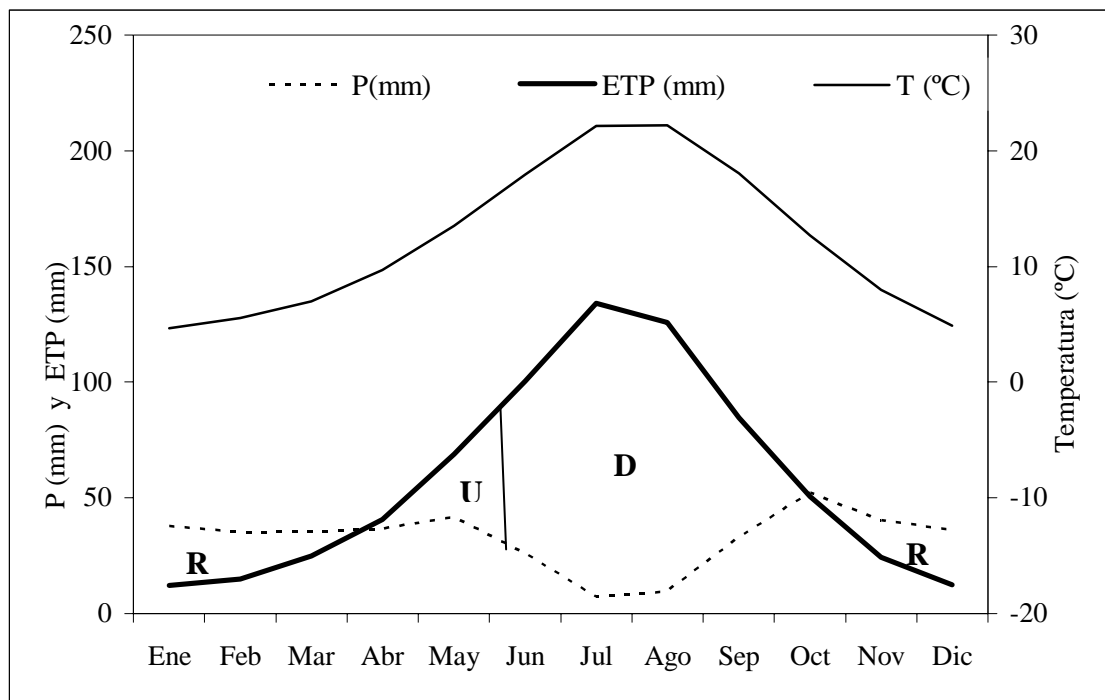
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Arcilla %	Limo %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
A	0 - 14	42	20	38	1	4	3	1	28	71,6	5
ACk	14 - 41	43	20	37	0	2	3	4	29	71,4	0
Ck	>41	30	21	49	1	2	2	1	22	80,9	2

Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D.A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O. g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH		
	H33 kPa	H1500 kPa								H ₂ O	ClK	
A	22	9	1,2	1,0	1,0	22,2	0,7	26	153,6	0,6	8,4	7,8
ACk	24	12	1,8	1,5	1,3	6,3	0,4	13	110,2	0,4	8,5	7,5
Ck	24	8	2,4	1,5	1,4	4,0	0,3	10	80,2	0,3	8,7	7,5

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) kg ⁻¹					S, Bases	C,E,C	% Sat, Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺				
A	80	23,5	0,5	0,0	0,2	24,3	10,7	100	
ACk	79	26,2	0,7	0,0	0,1	27,0	10,7	100	
Ck	81	23,4	0,7	0,0	0,1	24,3	9,9	100	

FICHA HÍDRICA

PERFIL 13								
Capacidad de retención (mm): 97,67								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var, Reserva	Exceso	Déficit
Enero	6,3	30,3	14,9	14,9	39,0	15,4	-	-
Febrero	7,3	28,4	17,9	17,9	49,6	10,6	-	-
Marzo	9,0	31,0	29,6	29,6	51,0	1,4	-	-
Abril	11,5	32,9	44,9	44,9	39,0	-12,0	-	-
Mayo	15,2	37,5	74,1	74,1	2,4	-36,6	-	-
Junio	19,3	23,2	105,6	25,6	0,0	-2,4	-	80,1
Julio	23,3	6,4	140,2	6,4	0,0	0,0	-	133,8
Agosto	23,3	8,5	131,2	8,5	0,0	0,0	-	122,7
Septiembre	19,6	27,4	90,1	27,4	0,0	0,0	-	62,7
Octubre	14,4	49,5	54,5	49,5	0,0	0,0	-	5,0
Noviembre	9,8	36,1	27,3	27,3	8,8	8,8	-	-
Diciembre	6,7	30,4	15,6	15,6	23,6	14,7	-	-



U: Utilización

S: Sobrante

R: Recarga

D: Déficit

Tª media del suelo a 50cm: 14,82

Régimen de humedad: Xérico

Tª media de invierno del suelo a 50cm: 7,36

Régimen de Temperatura: Mésico

Tª media de verano del suelo a 50cm: 21,38



PERFIL N° 14

CLASIFICACIÓN:
World Reference Base
(FAO, 1999): Luvisol
Léptico.

Soil Taxonomy (Soil
Survey Staff, 1999):
Argixeroll Lítico.

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 08/07/2003.

Ubicación: Hoja topográfica del Servicio Geográfico de Ejército número 952. Morra de la Zarza. A un kilómetro al Sur del Cortijo de la Carrasca y aproximadamente a 500 m al Sur del Barranco de los Estepares.

Coordenadas: 4178805/586814.

Altitud: 1122 m.

Orientación: Norte.

Posición fisiográfica: Parte alta de una ladera con pendiente cóncava en sentido longitudinal.

Forma del terreno circundante: Fuertemente socavado (> 30%).

Pendiente: 33%. Clase 5. Escarpado (25 – 55%).

Vegetación: *Quercus ilex* (65%) y repoblaciones de *Pinus halepensis* (25%), de unos 70 años, con distribución uniforme y escasa regeneración. El sotobosque pluriepecífico es escaso. Las especies más frecuentes son: *Quercus coccifera* (coscoja), *Rosmarinus officinalis* (romero), *Thymus sp.* (tomillo), *Genista scorpius* (aulagas), *Cistus albidus* (estepa blanca), *Juniperus oxycedrus* (enebro), *Cistus clusii* (romero macho), *Helianthemum sp.*, *Teucrium sp.*, y gramíneas como *Stipa tenacissima*.

Material de partida: Calizas oolíticas y micríticas jurásicas silicatadas.

Drenaje: Seco todo el perfil.

Condiciones de humedad: Clase 5-6. Entre algo excesivamente drenado y excesivamente drenado.

Pedregosidad superficial: Clase 4. Excesivamente pedregoso (40% de gravas, 35% de piedras y 25% de pedregones).

Afloramientos de rocas: Clase 2. Rocoso.

Evidencias de erosión: En el perfil no se aprecian evidencias de erosión debido al enlosamiento superficial de piedras. No obstante, las zonas circundantes al perfil se presentan erosionadas por la escorrentía superficial del agua dando lugar a surcos y cárcavas.

Influencia humana: Repoblaciones de *Pinus halepensis* en 1949. El estado vegetativo es relativamente bueno aunque han sufrido abundante pérdidas de acículas como consecuencia de la sequía, y algunos daños por tormentas. Entre los tratamientos selvícolas para regenerar y mejorar la cobertura vegetal, se han realizado cortas de regeneración.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



	Horiz.	Prof. cm.	
	Ah	0 - 10	Color pardo rojizo en seco (6,5YR 3,5/3,5) y pardo rojizo oscuro en húmedo (6,2YR 2,7/2,8); textura arcillosa; estructura migajosa, mediana y fuerte, que rompe en bloques subangulares fuertes y medianos; adherente, entre plástico y muy plástico, entre friable y firme, entre ligeramente duro y duro; frecuentes poros vesiculares finos, discontinuos imped, frecuentes poros intersticiales medianos, continuos, exped, y frecuentes poros tubulares medianos y gruesos, continuos e imped; frecuentes gravas finas, medianas y gruesas, con formas subangulares y angulares, y pocas piedras finas, angulares y subangulares de roca caliza, con abundantes huecos y grietas de disolución, donde se acumulan arcillas y materia orgánica, revestimientos de CaCO ₃ secundario y enrojecimiento debido a óxidos de hierro; poco calcáreo; manifestación de rasgos de origen biológico: excretas, hormigueros e insectos, tales como himenópteros formícidos (hormigas), ortópteros (saltamontes), coleópteros (escarabajos), dípteros (moscas), anélidos oligoquetos (lombrices), y arácnidos; raíces muy abundantes, finas, medianas y gruesas; límite gradual y plano con el horizonte inferior.
ABw	10 - 18		Color pardo rojizo en seco (5,9YR 3,5/3,7) y pardo rojizo oscuro en húmedo (4,9YR 3,0/3,2); textura arcillosa; estructura en bloques angulares medianos y gruesos, fuerte; entre ligeramente adherente y adherente, plástico, muy firme, entre muy duro y extremadamente duro; pocos poros vesiculares finos, intersticiales finos y medianos y, tubulares medianos y gruesos; abundantes gravas de caliza, con tamaño fino, mediano y grueso, y con formas angulares, alteradas, con huellas de disolución, enrojecidas por acumulación de óxidos de hierro, y con recubrimientos de CaCO ₃ secundario en la base; poco calcáreo; presentan algunos nidos de insectos, himenópteros (hormigas), anélidos oligoquetos y arácnidos; raíces comunes y medianas; límite gradual y ondulado con el horizonte subyacente.
Btk	18 - 45		Color pardo rojizo en seco (5,0YR 3,5/3,8) y pardo rojizo en húmedo (4,4YR 2,8/3,8); arcilloso; estructura en bloques angulares gruesos, fuerte; entre ligeramente adherente y adherente, plástico, firme, duro; pocos poros vesiculares finos, y algunos medianos, discontinuos e imped, con recubrimientos peliculares de arcilla, y muy pocos poros tubulares finos y medianos, continuos e imped; frecuentes gravas finas, medianas y gruesas, angulares y subangulares, y pocas piedras subangulares y finas, de naturaleza caliza, alteradas, principalmente en la base de los cantos, con concavidades de disolución donde precipitan óxidos de hierro; lamelas de CaCO ₃ secundario en la base de los cantos, de aproximadamente 1 mm de espesor, y lavado en superficie; en el contacto roca-tierra fina existe acumulación de caliza pulverulenta; poco calcáreo; pocas raíces medianas y gruesas; límite brusco y plano con el horizonte inferior.

R

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

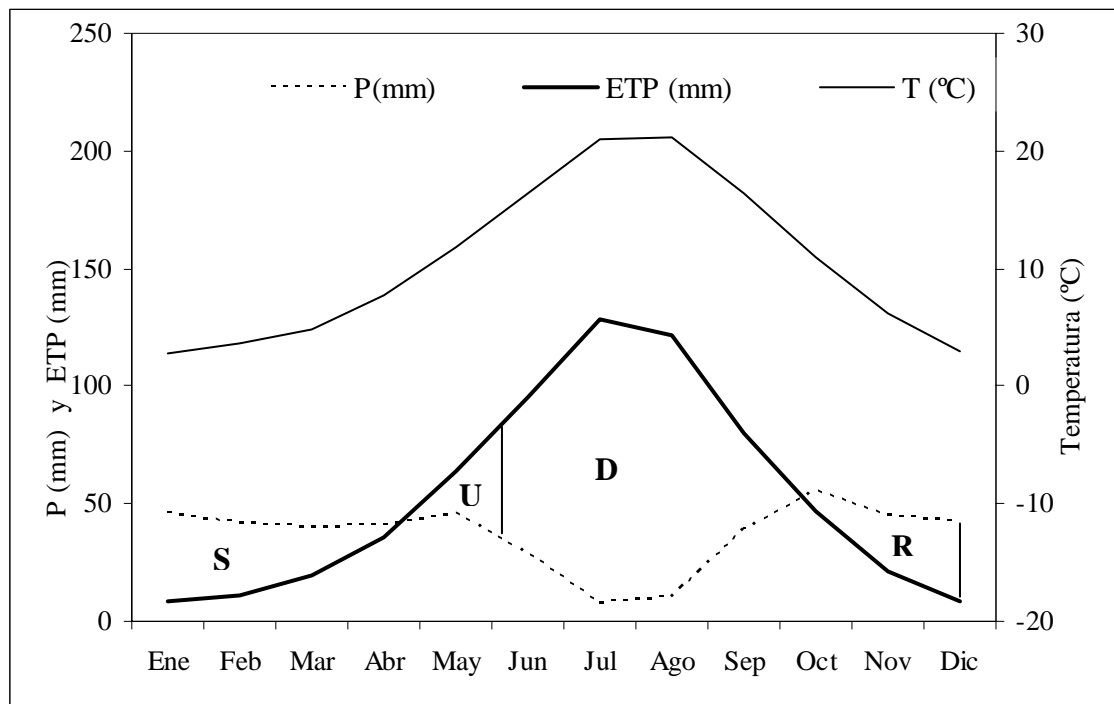
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Arcilla %	Limo %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
Ah	0 - 10	7	55	37	1	0	0	1	5	95	38
ABw	10 - 18	7	61	32	1	0	0	2	4	95	17
Btk	18 - 45	6	66	27	0	1	0	1	4	96	32
R											

Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D.A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O. g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH		
	H33 kPa	H1500 kPa								H ₂ O	CIK	
Ah	38	25	0,7	0,7	24,4	58,9	3,5	14	289,6	0,5	7,6	7,1
ABw	35	24	0,8	0,8	25,3	37,5	2,3	14	133,9	0,4	7,8	7,1
Btk	38	27	0,8	1,1	32,7	28,0	1,7	14	100,9	0,5	7,8	7,0

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) kg ⁻¹						% Sat, Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	S, Bases	C,E,C	
Ah	1	38,8	1,5	0,1	1,1	41,5	37,6	100
ABw	1	41,5	1,6	0,1	1,1	44,2	35,4	100
Btk	2	42,7	1,1	0,0	0,3	44,1	35,0	100

FICHA HÍDRICA

PERFIL 14								
Capacidad de retención (mm): 34,56								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var, Reserva	Exceso	Déficit
Enero	4,8	37,3	12,4	12,4	34,6	0,0	24,9	-
Febrero	5,7	34,5	15,2	15,2	34,6	0,0	19,3	-
Marzo	7,2	35,0	25,2	25,2	34,6	0,0	9,7	-
Abril	9,9	36,5	40,9	40,9	30,2	-4,4	-	-
Mayo	13,7	41,4	69,4	69,4	2,2	-28,0	-	-
Junio	18,1	25,7	100,8	27,9	0,0	-2,2	-	72,9
Julio	22,3	7,1	134,5	7,1	0,0	0,0	-	127,5
Agosto	22,3	9,5	126,3	9,5	0,0	0,0	-	116,8
Septiembre	18,2	32,5	85,0	32,5	0,0	0,0	-	52,6
Octubre	12,8	52,0	50,9	50,9	1,1	1,1	-	-
Noviembre	8,1	40,1	24,6	24,6	16,6	15,5	-	-
Diciembre	5,0	35,7	12,8	12,8	34,6	18,0	4,9	-



U: Utilización

S: Sobrante

R: Recarga

D: Déficit

T^a media del suelo a 50cm: 13,33

Régimen de humedad: Xérico

T^a media de invierno del suelo a 50cm: 5,67

Régimen de Temperatura: Mésico

T^a media de verano del suelo a 50cm: 20,20



PERFIL N° 15

CLASIFICACIÓN:

World Reference Base (FAO, 1999):
Kastanozem Petrocálcico.

Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999): Palexeroll Petrocálcico.

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 08/07/2003.

Ubicación: Hoja topográfica de Servicio Geográfico del Ejército número 952. La Serratica (Serrata de Guadalupe). Entre el Cenajo del Enjambre al Norte del perfil y Morra del Caño al Sur. Aproximadamente un kilómetro al Suroeste del Barranco del Piojo.

Coordenadas: 4184450/0585631.

Altitud: 892 m.

Orientación: Suroeste.

Posición fisiográfica: Aproximadamente en la mitad de una ladera con pendiente cóncava en sentido longitudinal.

Forma del terreno circundante: Colinado (16 – 30%).

Pendiente: 25%. Escarpado (25 – 55%).

Vegetación: Entre las especies arbóreas, la más abundante es *Juniperus phoenicia* (sabina mora) (75%), y en mucha menor densidad, *Pinus halepensis* y *Quercus ilex*, (15%). Las sabinas y encinas se distribuyen de forma muy dispersa y con porte achaparrado. El matorral es escaso (10%), formado por *Rosmarinus officinalis* (romero), *Thymus sp.* (tomillo), *Genista scorpius* (aulaga), *Juniperus oxycedrus* (enebro) y gramíneas.

Material de partida: Calizas micríticas y oolíticas jurásicas silicatadas.

Drenaje: Seco todo el perfil.

Condiciones de humedad: Clase 3. Moderadamente bien drenado.

Pedregosidad superficial: Clase 4. Excesivamente pedregoso (30% de gravas, 35% de piedras y 25% de pedregones).

Afloramientos de rocas: Clase 4. Extremadamente rocoso.

Evidencias de erosión: Los rasgos de erosión permanecen ocultos debido al enlosamiento superficial de fragmentos gruesos. No obstante, en zonas circundantes, se puede apreciar evidencias de erosión hídrica, laminar, moderada, que se manifiesta a través de rills, los cuales se van ahondando progresivamente para formar pequeños surcos en la dirección del flujo de agua. Se observan también pedestales de suelo protegidos por las raíces de las plantas y las rocas, mientras que los niveles de alrededor han descendido arrastrados por el flujo de agua.

Influencia humana: Ruinas de un Cortijo y colmenas. No se han realizado tratamientos selvícolas.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



	Horiz.	Prof. cm.	
	Ah	0 – 20	Color pardo grisáceo oscuro en seco (9,2YR 3,8/1,8) y pardo grisáceo muy oscuro en húmedo (8,7YR 2,8/1,7); textura arcillosa; estructura migajosa, fuerte, muy desarrollada, que rompe en bloques angulares medianos, moderados; entre ligeramente adherente y adherente, ligeramente plástico, muy firme, muy duro; muchos poros intersticiales y vesiculares, finos y muy finos, continuos, imped y exped; abundantes gravas finas, medianas y gruesas, de roca caliza, con formas angulares y subangulares, alteradas con huellas de disolución y revestimientos de CaCO ₃ secundario, pocos nódulos de CaCO ₃ pequeños, blandos, blancos y esféricos; extremadamente calcáreo; presencia de rasgos de origen biológico tales como crotovinas, hormigueros y otros nidos de insectos, himenópteros formícidos (hormigas), ortópteros (grillos y saltamontes), coleópteros (escarabajos), arácnidos (arañas) y reptiles; raíces abundantes finas, medianas y gruesas; límite gradual y plano con el horizonte inferior.
ACk	20 - 32		Color pardo grisáceo en seco (9,2YR 5,1/2,1) y pardo grisáceo muy oscuro en húmedo (8,9YR 3,4/2,2); textura arcillosa; estructura en bloques subangulares finos, débil; ligeramente adherente, ligeramente plástico, muy firme, muy duro; frecuentes poros intersticiales y vesiculares, finos y muy finos, imped y exped; frecuentes gravas finas, medianas y gruesas, de naturaleza caliza, con formas subangulares, alteradas, con figuras de disolución en la superficie de los cantos, y colas de CaCO ₃ secundario en la base; presenta CaCO ₃ secundario pulverulento; extremadamente calcáreo; pocas raíces finas y muy finas; límite neto y plano con el horizonte inferior.
CAk	32 - 48		Color gris pardo claro en seco (9,3YR 6,1/2,4) y pardo en húmedo (9,2YR 4,5/2,6); textura franco arcillosa; estructura en bloques subangulares, muy finos y finos, muy débil; ligeramente adherente; ligeramente plástico, muy friable, ligeramente duro; frecuentes gravas finas, medianas y gruesas de roca caliza, con formas subangulares, importantes huellas de disolución, y revestimientos de CaCO ₃ secundario que proporcionan a los fragmentos gruesos una tonalidad blanca rosácea; se observa también, como el CaCO ₃ secundario comienza a cementar la tierra fina de forma muy localizada, evidenciándose el comienzo de un horizonte petrocálcico; extremadamente calcáreo; muy pocas raíces muy finas; límite difuso y plano con el horizonte subyacente.
Ckm	>48		Horizonte petrocálcico de color blanco rosáceo; superficie irregular, dada la presencia de importantes huellas de disolución y reprecipitación como calcretas lamelares que cementan fuertemente los cantos de gravas; extremadamente duro en seco y entre firme y extremadamente firme en húmedo.

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

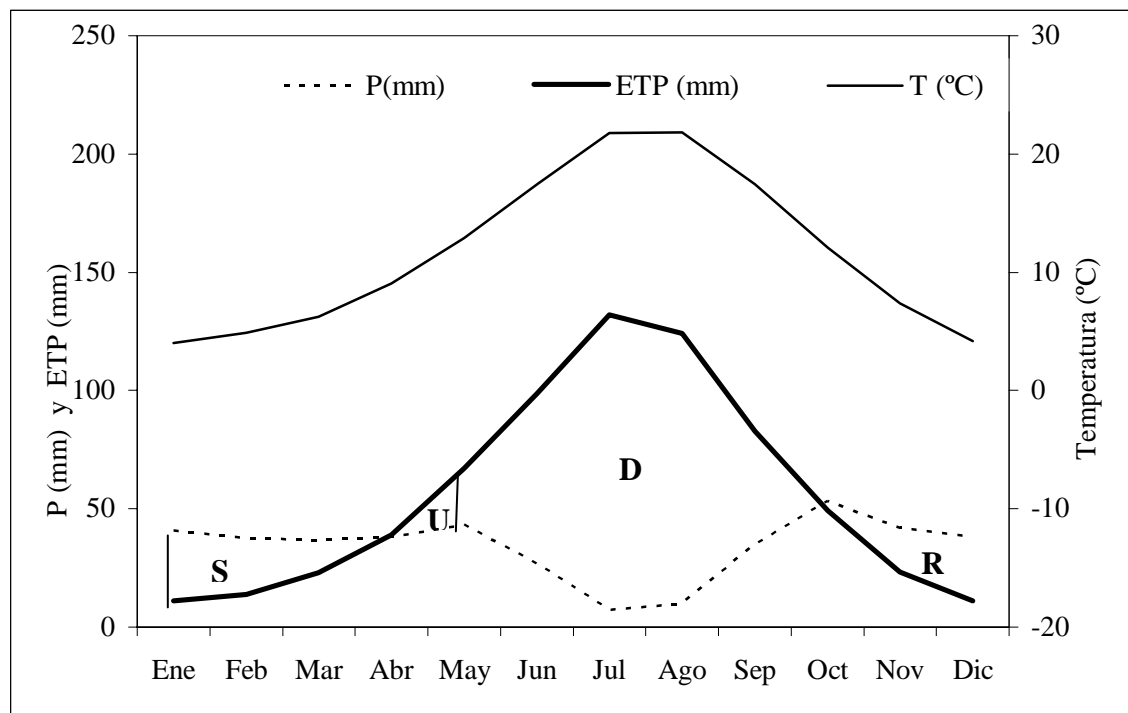
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Arcilla %	Limo %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
Ah	0 - 20	16	47	36	3	3	2	1	4	86	58
ACk	20 - 32	30	41	29	5	6	6	2	5	73	29
CAk	32 - 48	37	36	27	5	7	8	3	6	66	33
Ckm	>48										

Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D.A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O. g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH		
	H33 kPa	H1500 kPa								H ₂ O	ClK	
Ah	39	29	0,3	0,5	6,8	57,3	3,6	13	278,4	0,5	8,0	7,3
ACk	36	24	0,7	0,8	3,0	28,0	2,0	12	191,5	0,5	8,2	7,4
CAk	35	24	0,9	1,4	1,2	13,9	1,2	10	176,5	0,4	8,2	7,6

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) kg ⁻¹						% Sat, Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	S, Bases	C,E,C	
Ah	29	37,2	0,7	0,1	0,3	38,3	35,9	100
ACk	43	40,3	0,7	0,1	0,3	41,4	22,7	100
CAk	69	28,6	0,5	0,1	0,1	29,3	13,7	100

FICHA HÍDRICA

PERFIL 15								
Capacidad de retención (mm): 28,73								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var, Reserva	Exceso	Déficit
Enero	6,4	30,1	14,9	14,9	28,7	5,6	9,5	-
Febrero	7,4	28,2	17,9	17,9	28,7	0,0	10,3	-
Marzo	9,1	30,9	29,7	29,7	28,7	0,0	1,2	-
Abril	11,6	32,8	45,0	45,0	16,5	-12,2	-	-
Mayo	15,2	37,4	74,3	53,9	0,0	-16,5	-	20,4
Junio	19,4	23,1	105,8	23,1	0,0	0,0	-	82,7
Julio	23,3	6,4	140,4	6,4	0,0	0,0	-	134,0
Agosto	23,3	8,5	131,4	8,5	0,0	0,0	-	122,9
Septiembre	19,6	27,2	90,3	27,2	0,0	0,0	-	63,0
Octubre	14,4	49,4	54,6	49,4	0,0	0,0	-	5,2
Noviembre	9,8	36,0	27,4	27,4	8,6	8,6	-	-
Diciembre	6,8	30,2	15,7	15,7	23,1	14,5	-	-



U: Utilización

S: Sobrante

R: Recarga

D: Déficit

Tª media del suelo a 50cm: 14,86

Régimen de humedad: Xérico

Tª media de invierno del suelo a 50cm: 7,41

Régimen de Temperatura: Mésico

Tª media de verano del suelo a 50cm: 21,42



PERFIL N° 16

CLASIFICACIÓN:
World Reference Base (FAO, 1999): Leptosol Réndzico.

Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999): Haploxeroll Lítico.

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 14/04/2004.

Ubicación: Hoja topográfica de Servicio Geográfico del Ejército número 952. Cima de la Muela Chica. Risco del Huerto.

Coordenadas: 4176042/0587608.

Altitud: 1412 m.

Orientación: Sur.

Posición fisiográfica: Cima de una ladera con pendiente ligeramente cóncava en sentido longitudinal.

Forma del terreno circundante: Fuertemente ondulado (8-16%).

Pendiente: 15%. Moderadamente escarpado.

Vegetación: Sabinar-encinar (*Juniperus phoenicia* y *Quercus ilex*) con densidad medio-alta (60% y 15%, respectivamente). El matorral con densidad media (25%) está formado por *Juniperus oxycedrus* (enebro), *Thynus sp.* (tomillo), *Rosmarinus officinalis* (romero), *Cistus albidus* (estepa blanca), *Cistus clusii* (romero macho), *Rhammus sp.* (espino), *Erinacea anthyllis* (toliaga), *Bupleurum sp.*, y gramíneas.

Material de partida: Calizas micríticas y oolíticas jurásicas silicatadas.

Drenaje: Húmedo todo el perfil.

Condiciones de humedad: Clase 2. Imperfectamente drenado.

Pedregosidad superficial: Clase 5. Terreno ripioso. (50% de gravas, 30% de piedras y 20% de pedregones).

Afloramientos de rocas: Clase 4. Extremadamente rocoso.

Evidencias de erosión: No se aprecian rasgos de erosión. Enlosamiento superficial de piedras.

Influencia humana: Acceso a través de una pista forestal sólo apta para vehículos 4x4. No se han realizado tratamientos selvícolas.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



Horiz. Prof. cm.

Ah 0 – 13/27

Color pardo oscuro en seco (8,3YR 3,1/2,3) y pardo grisáceo oscuro en húmedo (7,8YR 2,2/1,8); arcillo limoso; estructura granular compuesta, fina y fuerte que rompe en bloques angulares medianos y débiles; adherente, entre plástico y muy plástico, muy firme, muy duro; muchos poros tubulares de finos a medianos, continuos, imped y exped; abundantes gravas finas y medianas, de naturaleza caliza, con formas angulares y subangulares, alteradas, con huecos y grietas de disolución en la superficie de los cantos; pequeñas acumulaciones de CaCO₃ secundario y pátinas de óxidos de hierro de alteración; poco calcáreo; manifestación de rasgos de origen biológico, tales como excretas, hormigueros y otros nidos de insectos, himenópteros formícidos (hormigas), ortópteros (saltamontes), coleópteros (escarabajos), arácnidos (arañas) y reptiles; raíces muy abundantes, finas y medianas; límite neto e irregular con el horizonte subyacente.

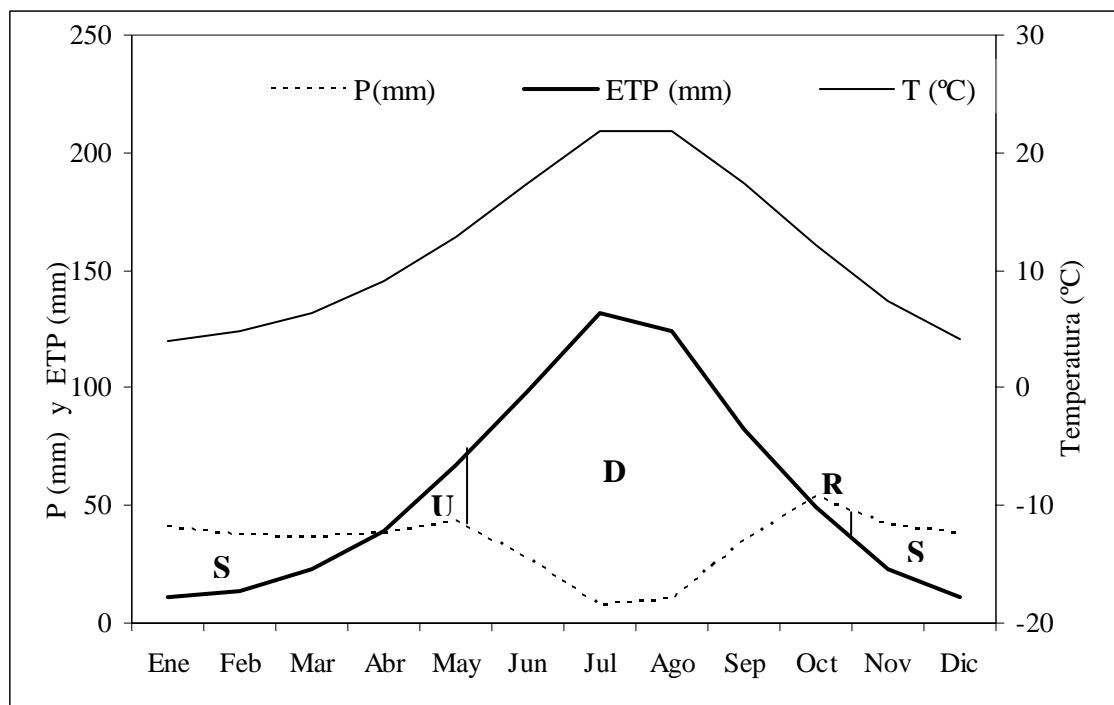
R > 13/27

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

Horiz.	Prof. cm	Arena %	Arcilla %	Limo %	Arenas %					Unified %	Grava %	
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina			
Ah	0 – 13/27	6	52	42	1	1	1	0	2	94	65	
R	> 13/27											
Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D.A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O. g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH		
	H33 kPa	H1500 kPa								H ₂ O	CIK	
Ah	43	32	0,4	1,1	27,8	61,9	6,6	8	294,6	0,5	7,9	7,3
Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) kg ⁻¹					S, Bases	C,E,C	% Sat, Bases			
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺							
Ah	4	38,1	0,9	0,1	1,1	40,2	37,1	100				

FICHA HÍDRICA

PERFIL 16								
Capacidad de retención (mm): 7,36								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var, Reserva	Exceso	Déficit
Enero	2,8	46,4	8,4	8,4	7,4	0,0	38,0	-
Febrero	3,6	42,4	11,2	11,2	7,4	0,0	31,3	-
Marzo	4,8	40,1	19,1	19,1	7,4	0,0	21,0	-
Abril	7,7	41,1	35,6	35,6	7,4	0,0	5,5	-
Mayo	11,6	46,5	63,7	53,8	0,0	-7,4	-	9,8
Junio	16,4	28,9	95,4	28,9	0,0	0,0	-	66,5
Julio	20,9	8,0	128,5	8,0	0,0	0,0	-	120,5
Agosto	21,0	10,7	121,0	10,7	0,0	0,0	-	110,3
Septiembre	16,3	39,0	79,5	39,0	0,0	0,0	-	40,4
Octubre	10,8	55,3	46,5	46,5	7,4	7,4	1,4	-
Noviembre	6,0	45,1	20,8	20,8	7,4	0,0	24,4	-
Diciembre	2,8	42,5	8,3	8,3	7,4	0,0	34,2	-



U: Utilización

S: Sobrante

R: Recarga

D: Déficit

T^a media del suelo a 50cm: 11,40

Régimen de humedad: Xérico

T^a media de invierno del suelo a 50cm: 3,47

Régimen de Temperatura: Mésico

T^a media de verano del suelo a 50cm: 18,66



PERFIL N° 17

CLASIFICACIÓN:
World Reference Base (FAO, 1999):
Calcisol Hypercálcico.

Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999): Calcixerept Lítico-Petrocálcico.

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 04/07/2004.

Ubicación: Hoja topográfica del Servicio Geográfico del Ejército número 952. Caiceo. Aproximadamente a 30 m de la fuente del Caiceo y a 20 m del Cortijo del Cura al Este.

Coordenadas: 4177350/0587132.

Altitud: 1113 m.

Orientación: Oeste.

Posición fisiográfica: Parte baja terminal de una ladera con pendiente convexa en sentido longitudinal.

Forma del terreno circundante: Fuertemente ondulado (8-16%).

Pendiente: 12%. Clase 4. Moderadamente escarpado.

Vegetación: Cultivos de cereal.

Material de partida: Calizas terciarias y sedimentos detríticos finos y calcáreos, por ser un suelo acumulativo.

Drenaje: Clase 2-3. Entre imperfectamente drenado y moderadamente bien drenado.

Condiciones de humedad: Seco todo el perfil.

Pedregosidad superficial: Clase 1. Moderadamente pedregoso. (80% de gravas y 20% de piedras).

Afloramientos de rocas: Clase 0. Ninguna o muy pocas.

Evidencias de erosión: No se aprecian evidencias de erosión debido a las labores agrícolas.

Influencia humana: Cultivos permanentes con labores agrícolas. En las proximidades se observan cultivos de almendros y dos cortijos.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



Horiz.	Prof. cm.	
Ap	0 - 20	Color pardo grisáceo en seco (9,8YR 5,0/2,4) y pardo grisáceo oscuro en húmedo (9,4YR 3,5/2,2); franco arcilloso; estructura en bloques subangulares finos y débiles, aunque algunos agregados presentan una estructura en bloques subangulares medianos, y moderada; adherente, ligeramente plástico, friable y ligeramente duro; frecuentes poros intersticiales finos, discontinuos, exped; frecuentes gravas finas, medianas y gruesas, con formas angulares y subangulares, y pocas piedras finas y redondeadas, de naturaleza caliza, no alteradas, con una delgada película de CaCO ₃ secundario recubriendo las gravas, que proporciona una tonalidad rosácea; de muy pocos a pocos nódulos de CaCO ₃ , pequeños, blandos, blancos y esféricos; extremadamente calcáreo; abundantes muestras de edafofauna en todo el horizonte, tales como crotovinas, hormigueros, otros nidos de insectos, himenópteros formícidos, coleópteros, dípteros, arácnidos y reptiles; raíces entre comunes y abundantes, medianas y finas; límite gradual y plano con el horizonte inferior.
ACK	20 - 31	Color pardo grisáceo en seco (9,8YR 4,9/2,4) y pardo grisáceo oscuro en húmedo (9,4YR 3,7/2,1); textura franco arcillosa; estructura en bloques subangulares medianos, moderada; adherente, plástico, friable, ligeramente duro; frecuentes poros intersticiales, finos, discontinuos, exped; abundantes gravas, finas, medianas y gruesas, de naturaleza caliza, con formas angulares y subangulares, alteradas, con concavidades de disolución y recubrimientos de carbonato cálcico secundario; abundante acumulación de CaCO ₃ en la base del horizonte, formando una película de aproximadamente 1 cm de espesor, extremadamente calcáreo; presencia de hormigas y lombrices de tierra; pocas raíces finas, y muy pocas raíces medianas; límite brusco y plano con el horizonte inferior.
Ckm/R	>31	Estructura casi maciza en la que, una vez rota con martillo, se individualizan cantos calizos angulares, finos y muy fuertes, con abundante acumulación de CaCO ₃ secundario; adherente, plástico, firme, extremadamente duro; extremadamente calcáreo.

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

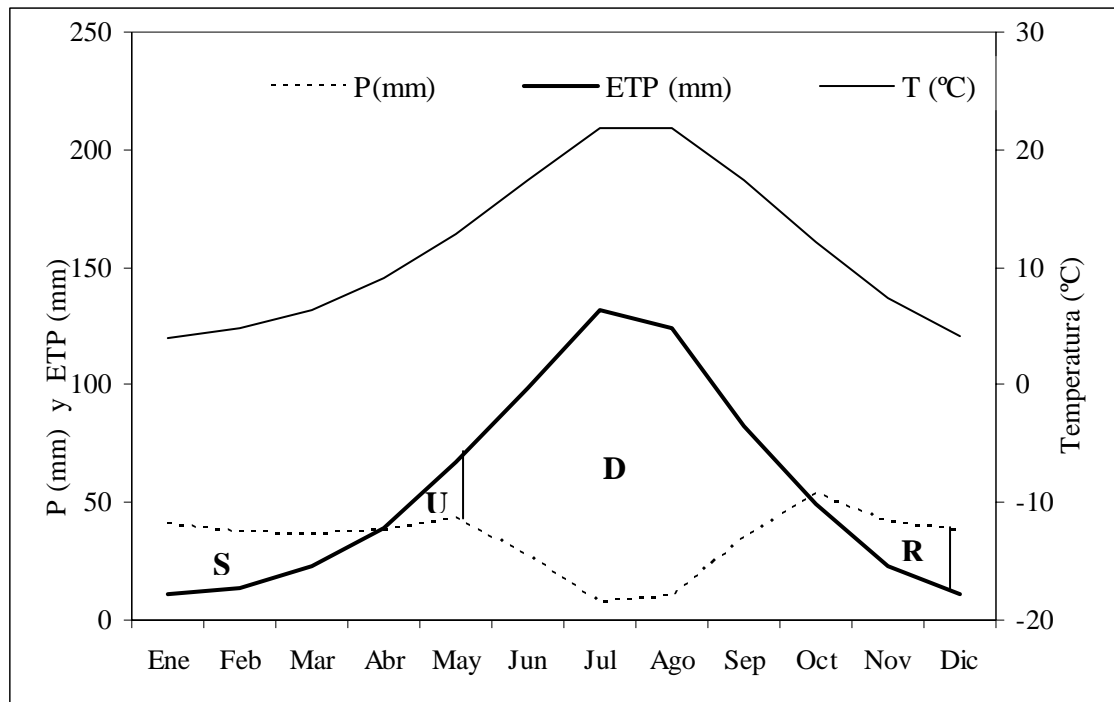
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Arcilla %	Limo %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
Ap	0-20	33	29	38	5	5	6	3	9	71	46
ACK	20-31	35	27	38	7	6	6	2	9	69	42
Ckm/R	>31										

Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D.A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O. g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH		
	H33 kPa	H1500 kPa								H ₂ O	ClK	
Ap	28	16	0,7	1,0	5,6	27,4	2,4	10	153,8	0,6	8,2	7,5
ACK	29	17	0,7	0,9	3,0	19,2	2,4	7	102,6	0,5	8,3	7,6

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) kg ⁻¹						% Sat, Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	S, Bases	C,E,C	
Ap	67	28,9	0,5	0,1	0,4	29,9	17,1	100
ACK	80	27,1	0,5	0,1	0,5	28,2	18,0	100

FICHA HÍDRICA

PERFIL 17								
Capacidad de retención (mm): 20,35								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var, Reserva	Exceso	Déficit
Enero	4,8	37,0	12,5	12,5	20,4	0,0	24,5	-
Febrero	5,8	34,3	15,3	15,3	20,4	0,0	18,9	-
Marzo	7,2	34,8	25,4	25,4	20,4	0,0	9,4	-
Abril	9,9	36,3	41,0	41,0	15,6	-4,7	-	-
Mayo	13,7	41,2	69,5	56,9	0,0	-15,6	-	12,6
Junio	18,1	25,6	101,0	25,6	0,0	0,0	-	75,4
Julio	22,3	7,0	134,8	7,0	0,0	0,0	-	127,7
Agosto	22,3	9,4	126,5	9,4	0,0	0,0	-	117,0
Septiembre	18,2	32,3	85,2	32,3	0,0	0,0	-	53,0
Octubre	12,9	51,9	51,1	51,1	0,9	0,9	-	-
Noviembre	8,2	39,9	24,7	24,7	16,0	15,2	-	-
Diciembre	5,1	35,4	12,9	12,9	20,4	4,3	18,3	-



U: Utilización

S: Sobrante

R: Recarga

D: Déficit

T^a media del suelo a 50cm: 13,39

Régimen de humedad: Xérico

T^a media de invierno del suelo a 50cm: 5,74

Régimen de Temperatura: Mésico

T^a media de verano del suelo a 50cm: 20,24



PERFIL N° 18

CLASIFICACIÓN:

World Reference Base (FAO, 1999):
Leptosol Calcárico.

Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999): Xerorthent Típico.

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 14/07/2004.

Ubicación: Hoja 952. El Charcón. Aproximadamente a 250 m al Este del Cortijo el Charcón y a 100 m al Norte de la carretera K.7.

Coordenadas: 4176462/0582951.

Altitud: 900 m.

Orientación: Norte.

Posición fisiográfica: Ladera con pendiente cóncava en sentido longitudinal y transversal.

Forma del terreno circundante: Fuertemente ondulado (8-16%).

Pendiente: 9%. Clase 3. Inclinado.

Vegetación: Cultivos de almendros.

Material de partida: Margas y margocalizas cretácicas blancas y rosáceas.

Drenaje: Clase 1-2. Entre escasamente drenado e imperfectamente drenado.

Condiciones de humedad: Seco todo el perfil.

Pedregosidad superficial: Clase 3. Muy pedregoso (65 % de gravas y 35 % de piedras).

Afloramientos de rocas: Clase 0. Ninguna o muy pocas.

Evidencias de erosión: No se aprecian rasgos de erosión debido a las labores agrícolas del arado.

Influencia humana: Labores agrícolas.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



Horiz.	Prof. cm.	
Ap	0 - 20	Color blanco en seco (1,4Y 7,7/1,6) y gris claro en húmedo (1,8Y 7,0/2,0); textura franco arcillo limosa; estructura en bloques subangulares fuertes, medianos y gruesos; entre adherente y muy adherente, entre no plástico y ligeramente plástico, friable, duro; pocos poros vesiculares finos, discontinuos, imped y exped; abundantes gravas finas y medianas, de naturaleza margocaliza, con formas angulares y algunas subangulares, no alteradas, con pequeñas acumulaciones de CaCO_3 secundario; extremadamente calcáreo; muestras de actividad biológica: excretas, hormigueros, nidos de insectos, arácnidos (arañas) y himenópteros formícidos (hormigas); de ninguna a muy pocas raíces muy finas; límite gradual y plano con el horizonte inferior.
C	>20	Color blanco en seco (1,9Y 7,6/1,6) y gris claro en húmedo (2,5Y 7,0/2,1); textura franco arcillo limosa; sin estructura edáfica; entre adherente y muy adherente, no plástico, entre friable y firme, duro; abundantes gravas finas, medianas y gruesas, de naturaleza margocaliza, con formas angulares, ligeramente alteradas, con grietas de disolución, donde se forman pátinas de óxidos de hierro y algunos óxidos de manganeso, revestimientos de una delgada capa de CaCO_3 secundario en la superficie de los fragmentos gruesos; extremadamente calcáreo.

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

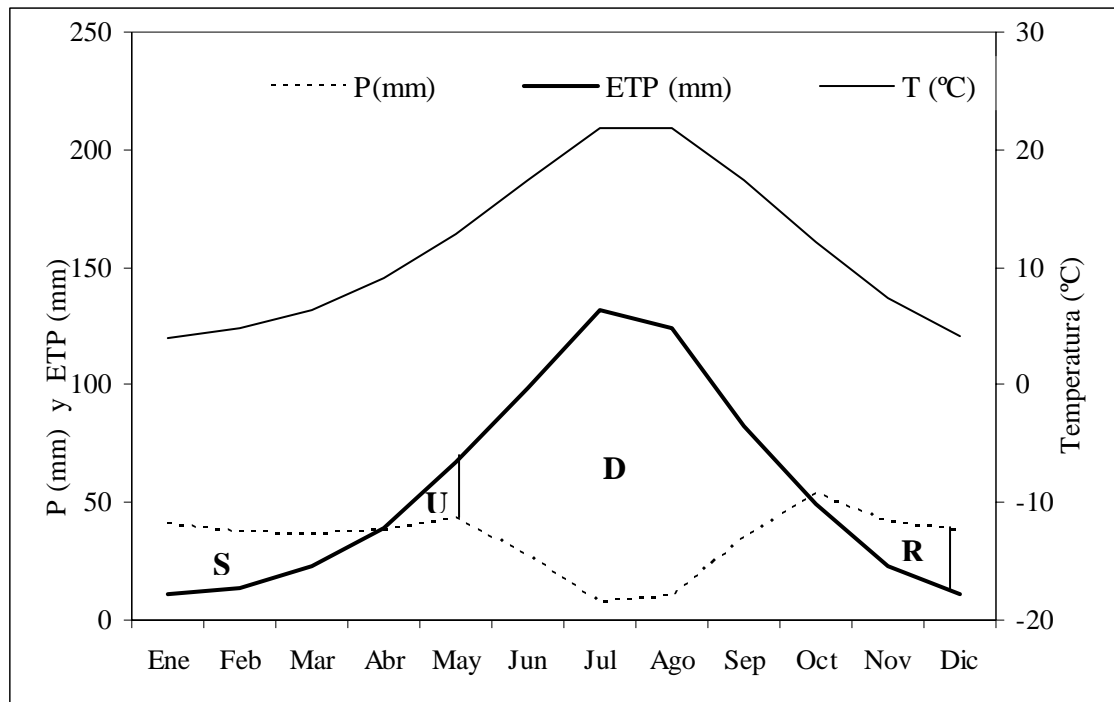
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Arcilla %	Limo %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
Ap	0 - 20	16	38	46	1	1	1	2	10	89	29
C	>20	11	39	50	1	0	1	2	7	92	29

Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D.A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O. g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH		
	H33 kPa	H1500 kPa								H ₂ O	ClK	
Ap	23	14	0,7	1,1	1,7	6,9	0,2	26	89,6	0,4	8,5	8,1
C	20	12	0,8	1,4	1,1	2,6	0,0	63	72,2	0,3	8,6	7,6

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) kg ⁻¹						% Sat, Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺	S, Bases	C,E,C	
Ap	70	25,3	1,7	0,1	0,3	27,4	8,2	100
C	69	23,6	1,9	0,1	0,2	25,8	9,5	100

FICHA HÍDRICA

PERFIL 18								
Capacidad de retención (mm): 14,32								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var, Reserva	Exceso	Déficit
Enero	6,3	30,3	14,9	14,9	14,3	0,0	15,5	-
Febrero	7,3	28,5	17,9	17,9	14,3	0,0	10,6	-
Marzo	9,0	31,0	29,6	29,6	14,3	0,0	1,5	-
Abril	11,5	32,9	44,9	44,9	2,4	-11,9	-	-
Mayo	15,2	37,5	74,1	39,9	0,0	-2,4	-	34,2
Junio	19,3	23,2	105,6	23,2	0,0	0,0	-	82,4
Julio	23,3	6,4	140,2	6,4	0,0	0,0	-	133,8
Agosto	23,3	8,5	131,2	8,5	0,0	0,0	-	122,7
Septiembre	19,6	27,4	90,1	27,4	0,0	0,0	-	62,6
Octubre	14,4	49,5	54,5	49,5	0,0	0,0	-	5,0
Noviembre	9,8	36,2	27,3	27,3	8,9	8,9	-	-
Diciembre	6,7	30,4	15,6	15,6	14,3	5,5	9,3	-



U: Utilización

S: Sobranste

R: Recarga

D: Déficit

T^a media del suelo a 50cm: 14,81

Régimen de humedad: Xérico

T^a media de invierno del suelo a 50cm: 7,35

Régimen de Temperatura: Mésico

T^a media de verano del suelo a 50cm: 21,37



PERFIL N° 19

CLASIFICACIÓN:

World Reference Base (FAO, 1999): Kastanozem Cálculo Ántrico.

Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999):

Calcixerept Típico.

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 29/09/04.

Ubicación: Hoja topográfica de Servicio Geográfico del Ejército número 952. Sierra de la Muela, aproximadamente a 100 m del Barranco del Salar al Este, y a 500 m del Barranco de Taibena al Norte.

Coordenadas: 4176434/0584190.

Altitud: 988 m.

Orientación: Suroeste.

Posición fisiográfica: Parte medio baja de una ladera con pendiente cóncava en sentido longitudinal.

Forma del terreno circundante: Fuertemente socavado (>30%).

Microtopografía: Pequeños aterrazamientos producidos por las gravas y piedras que retienen materiales finos arrastrados por la erosión hídrica laminar.

Pendiente: 38%. Escarpado.

Vegetación: Pinar adulto natural de *Pinus halepensis* (80%), con una distribución uniforme y densidad media-alta. La encina, *Quercus ilex* (5%), forma parte del sotobosque. El 15% restante lo constituyen especies arbustivas tales como *Quercus coccifera* (coscoja), *Rosmarinus officinalis* (romero), *Thymus sp.* (tomillo), *Erinacea Anthyllis* (cojín de pastor), *Helianthemum sp.*, *Genista scorpius* (aulaga), *Teucrium sp.*, *Juniperus oxycedrus*.

Material de partida: Derrubios de ladera de roca caliza alterada y recubierta por una pátina de CaCO₃.

Drenaje: Clase 4. Bien drenado.

Condiciones de humedad: Seco todo el perfil.

Pedregosidad superficial: Clase 3. Muy pedregoso (45% de gravas, 35% de piedras y 20% de pedregones).

Afloramientos de rocas: Clase 0. Ninguna o muy pocas rocas.

Evidencias de erosión: A pesar de la pendiente, las zonas circundantes al perfil no se encuentran muy erosionadas. No obstante, observamos erosión hídrica laminar y en surcos, entre ligera y moderada, debido a la presencia de carriles o hendiduras y pequeñas concavidades, sobre la superficie del suelo.

Influencia humana: Faja cortafuegos en buen estado, de unos 20 m de ancho, aproximadamente a unos 300m al Norte de la zona donde se recogió el perfil. Saca de madera en algunas zonas circundantes al perfil.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



	Horiz.	Prof. cm.	
	O1	0 - 2	Capa constituida por restos de acículas de pino carrasco, que incrementan el grado de descomposición progresivamente con la profundidad. Abundantes muestras de actividad biológica.
	O2	2 - 4	Color pardo grisáceo oscuro en seco (9,0YR 3,6/2,1) y pardo muy oscuro en húmedo (8,0YR 2,4/1,8); franco arcillo arenoso, estructura migajosa, moderada, que rompe en bloques subangulares finos y débiles; ligeramente adherente, ligeramente plástico, muy firme, extremadamente duro; muchos poros intersticiales, entre muy finos y finos, discontinuos y exped; frecuentes gravas calizas, finas y medianas, con formas angulares y subangulares, ligeramente alteradas, con huellas de disolución y un ligero enrojecimiento en sus caras externas debido a la acumulación de óxidos de hierro; depósitos pulverulentos en los fragmentos gruesos de CaCO ₃ secundario; extremadamente calcáreo; muestras de edafofauna, tales como crotovinas, nidos de insectos (hormigueros), coleópteros (escarabajos), himenópteros formícidos (hormigas), anélidos oligoquetos (lombrices de tierra), arácnidos; muy pocas raíces muy finas; límite brusco y ondulado con el horizonte inferior.
	ABk	4 - 25	Color pardo grisáceo en seco (7,6YR 4,3/3,1) y pardo amarillento oscuro en húmedo (7,1YR 3,3/2,9); arcilloso; estructura en bloques subangulares medianos, moderada; ligeramente adherente, muy plástico, firme, duro; frecuentes poros vesiculares gruesos, discontinuos y exped, y frecuentes poros tubulares finos, imped; abundantes gravas finas y medianas, de naturaleza caliza, con formas angulares y subangulares, ligeramente alteradas, con huellas de disolución y acumulación de óxidos de hierro en superficie, revestimientos y lenguas de CaCO ₃ secundario en la base de los fragmentos gruesos; extremadamente calcáreo; pocas raíces finas; límite difuso y plano con el horizonte subyacente.
BAk	25 - 40		Color pardo en seco (7,2YR 5,1/3,7) y pardo oscuro en húmedo (6,2YR 3,8/3,8), franco arcilloso; estructura débil, en bloques subangulares finos; ligeramente adherente, plástico, firme, duro; frecuentes poros vesiculares, medianos y gruesos, discontinuos, imped y exped; frecuentes gravas calizas, finas, medianas y gruesas, con formas subangulares y redondeadas, ligeramente alteradas, con huellas de disolución tales como huecos y hendiduras rellenos de material fino y rojizo; recubrimientos de CaCO ₃ secundario en la superficie de las gravas; extremadamente calcáreo; abundantes raíces medianas; límite neto y ondulado con el horizonte inferior.
Abk	40 - 67		Color pardo grisáceo en seco (8,3YR 4,3/2,9) y pardo amarillento oscuro en húmedo (7,9YR 3,2/2,5); textura franco arcillosa; estructura fuerte, en bloques angulares gruesos; de ligeramente adherente a adherente, entre plástico y muy plástico, firme, entre duro y muy duro; pocos poros vesiculares, finos y medianos, exped, y pocos poros vesiculares, finos, imped; abundantes gravas de caliza, con tamaños finos, medianos y gruesos, y formas subangulares; alteradas, con agujeros y grietas de disolución; recubrimientos de CaCO ₃ secundario en los fragmentos gruesos; extremadamente calcáreo; muy pocas raíces finas y medianas; límite gradual y ondulado con el horizonte inferior.
bwk	67 - 85		Color pardo en seco (6,8YR 5,3/4,3) y rojo amarillento en húmedo (5,9YR 4,0/4,5); franco arcilloso; estructura en bloques angulares finos y medianos, moderada; adherente, entre plástico y muy plástico, firme, duro; pocos poros vesiculares, medianos, exped, abundantes gravas finas, de naturaleza caliza; con formas subangulares y angulares; ligeramente alteradas; con incipientes huecos y grietas de disolución, y leve tonalidad blanquecina rosácea debido a la acumulación en superficie de CaCO ₃ ; extremadamente calcáreo; muy pocas raíces medianas; límite neto y ondulado con el horizonte inferior.

Ck >85 Material coluvial de fragmentos de roca caliza tamaño grava, subredondeados, finos, medianos y gruesos, con recubrimientos de CaCO₃ secundario en forma de material pulverulento blanquecino sobre la parte superior de los cantos, y fragmentos de costras de CaCO₃ secundario de tamaño grava, finos, medianos y gruesos; alterados, con caras externas muy rugosas por los sucesivos revestimientos de carbonato y huecos de redisolución.

3. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

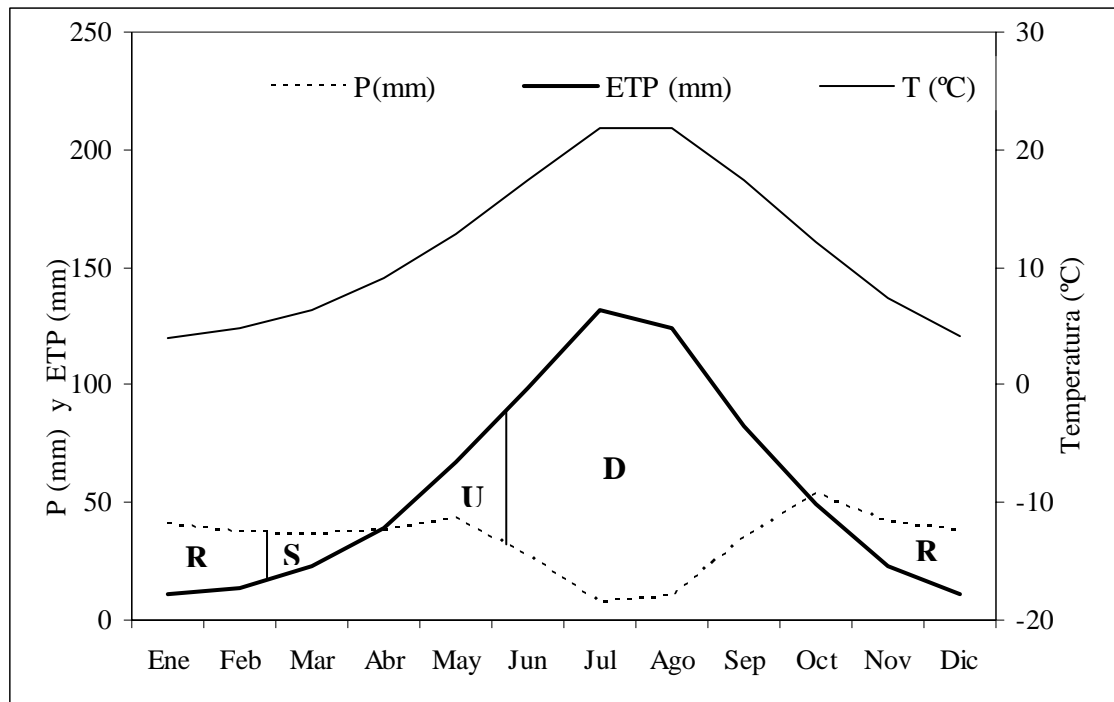
Horiz.	Prof. cm	Arena %	Arcilla %	Limo %	Arenas %					Unified %	Grava %
					Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina		
O1	0 – 2										
O2	2 – 4	51	31	18	16	10	8	1	14	56	41
ABk	4 – 25	22	41	36	4	4	3	1	7	81	22
BAk	25 – 40	22	38	40	5	4	2	0	8	82	40
Abk	40 – 67	34	30	35	9	5	5	2	8	70	49
Bbwk	67 – 85	24	37	38	5	4	2	1	9	80	36
Ck	>85										

Horiz.	Retención de agua %		Agua útil mm/cm	D.A. g/cm ³	Fed g kg ⁻¹	C.O. g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH		
	H33 kPa	H1500 kPa								H ₂ O	ClK	
O2	56	52	0,2	0,2	3,4	228,5	7,2	27	29,8	0,6	7,3	7,0
ABk	34	24	0,8	0,9	2,8	21,0	1,8	10	13,8	0,4	7,9	7,3
BAk	35	20	0,8	0,8	2,9	13,4	1,5	8	13,3	0,3	8,1	7,3
Abk	32	22	0,6	1,2	3,6	34,9	2,1	15	9,9	0,4	8,0	7,2
Bbwk	32	18	1,1	1,4	2,8	10,4	1,0	9	11,9	0,3	8,0	7,2

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) kg ⁻¹					S, Bases	C,E,C	% Sat, Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺				
O2	25	55,9	3,6	0,2	1,2	60,9	46,2	100	
ABk	43	40,9	1,1	0,2	0,4	42,6	23,1	100	
BAk	49	30,6	0,5	0,2	0,2	31,5	18,8	100	
Abk	45	39,6	2,1	0,2	0,5	42,5	26,1	100	
Bbwk	53	35,1	0,6	0,2	0,2	36,1	15,9	100	

FICHA HÍDRICA

PERFIL 19								
Capacidad de retención (mm): 62,30								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var, Reserva	Exceso	Déficit
Enero	5,7	33,1	13,9	13,9	48,6	19,2	-	-
Febrero	6,7	30,9	16,8	16,8	62,3	13,7	0,3	-
Marzo	8,3	32,6	27,9	27,9	62,3	0,0	4,7	-
Abril	10,9	34,3	43,3	43,3	53,4	-8,9	-	-
Mayo	14,6	39,0	72,1	72,1	20,3	-33,1	-	-
Junio	18,8	24,2	103,6	44,4	0,0	-20,3	-	59,2
Julio	22,9	6,7	137,8	6,7	0,0	0,0	-	131,1
Agosto	22,9	8,9	129,2	8,9	0,0	0,0	-	120,2
Septiembre	19,0	29,4	88,0	29,4	0,0	0,0	-	58,6
Octubre	13,8	50,5	53,0	50,5	0,0	0,0	-	2,5
Noviembre	9,1	37,7	26,2	26,2	11,5	11,5	-	-
Diciembre	6,1	32,5	14,5	14,5	29,4	18,0	-	-



U: Utilización

S: Sobrante

R: Recarga

D: Déficit

T^a media del suelo a 50cm: 14,22

Régimen de humedad: Xérico

T^a media de invierno del suelo a 50cm: 6,68

Régimen de Temperatura: Mésico

T^a media de verano del suelo a 50cm: 20,91



PERFIL N° 20

CLASIFICACIÓN:
World Reference Base
(FAO, 1999): Leptosol
Réndzico.

Soil Taxonomy (Soil
Survey Staff, 1999):
Haploxeroll Lítico

1. CARACTERES GENERALES

Fecha de muestreo: 06/10/2004.

Ubicación: Hoja topográfica de Servicio Geográfico del Ejército número 951. Cima de la Sierra de María. Alto de la Burrica.

Coordenadas: 4170390/0571380.

Altitud: 2043 m.

Orientación: Sur-Sureste.

Posición fisiográfica: Cumbre de una montaña.

Forma del terreno circundante: Plano o casi plano.

Pendiente: 2%.

Vegetación: Caméfitos pulvinulares entre los intersticios de los afloramientos de roca. Entre las especies más abundantes destacan *Erinacea anthyllis* (cojín de pastor), *Vella spinosa* (piorno), *Lygeum spartum* (albardín) y otras gramíneas.

Material de partida: Calizas micríticas y oolíticas jurásicas silicatadas.

Drenaje: Clase 1-2. Entre escasamente drenado e imperfectamente drenado.

Condiciones de humedad: Húmedo todo el perfil.

Pedregosidad superficial: Clase 5. Terreno ripioso (45% de gravas, 35% de piedras y 20% de pedregones).

Afloramientos de rocas: Clase 5. Afloramiento rocoso.

Evidencias de erosión: Surcos en la dirección del flujo de agua y peanas de suelo protegidas por la cubierta vegetal y rocas.

Influencia humana: Pastoreo y caza menor.

2. DESCRIPCIÓN DE LOS HORIZONTES DEL SUELO



Horiz.	Prof. cm.	
Ah	0 – 12/15	Color pardo en seco (9,7YR 3,8/2,5) y pardo grisáceo muy oscuro en húmedo (9,4YR 3,2/2,3); textura arcillosa; estructura migajosa, moderada, fina; entre ligeramente adherente y adherente, entre ligeramente plástico y plástico, firme, duro; muchos poros vesiculares finos, imped y exped; muchos poros intersticiales, entre finos y medianos, continuos, imped y exped; frecuentes poros tubulares, finos, continuos, imped; abundantes gravas finas, medianas y gruesas, y pocas piedras finas, de naturaleza caliza; con formas angulares y subangulares, y relativamente alteradas, presentando incipientes huellas de disolución, como grietas y concavidades rellenas de material fino y rojizo; pocos nódulos pequeños de CaCO ₃ , blandos, esféricos y blancos; extremadamente calcáreo; presencia de rasgos de origen biológico tales como crotovinas, insectos himenópteros de la familia formícidos (hormigas), arácnidos y gusanos anélidos oligoquetos (lombrices de tierra); raíces muy abundantes, entre finas y muy finas; límite brusco e irregular con el horizonte subyacente.
R	> 12/15	Roca caliza

1. DATOS ANALÍTICOS DEL PERFIL

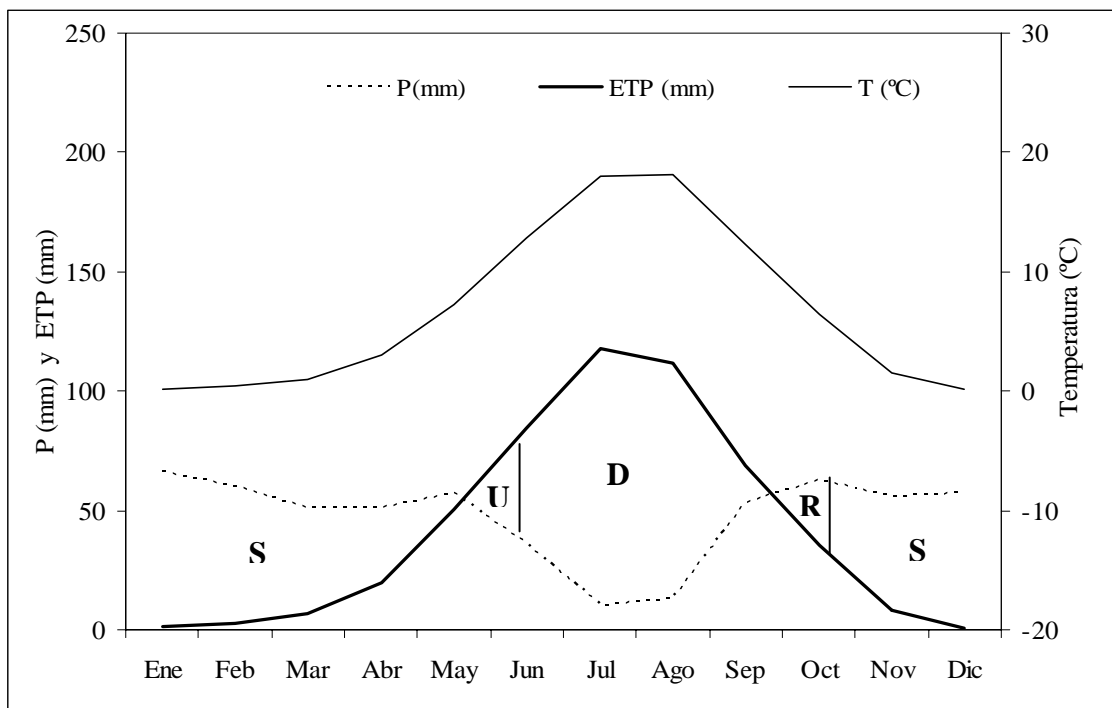
Horiz.	Prof. cm	Arenas %										Grava %
		Arena %	Arcilla %	Limo %	Muy gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy fina	Unified %		
Ah	0-12/15	20	48	31	9	4	2	0	3	81	60	
R	>12/15											

Horiz.	Retención de agua %		D.A. g/cm ³	Agua útil mm/cm	Fed g kg ⁻¹	C.O. g kg ⁻¹	N g kg ⁻¹	C/N	P mg kg ⁻¹	CE dS/m	pH	
	H33 kPa	H1500 kPa									H ₂ O	ClK
Ah	31	24	1,3	0,3	2,6	29,3	3,7	7	171,9	0,3	7,9	7,2

Horiz	% CO ₃ Ca eq	cmol (+) kg ⁻¹					S. Bases	C.E.C	% Sat. Bases
		Ca ⁺⁺	Mg ⁺⁺	Na ⁺	K ⁺				
Ah	38	34,1	0,8	0,1	1,8	36,7	26,9	100	

FICHA HÍDRICA

PERFIL 20								
Capacidad de retención (mm): 3,93								
	T (°C)	P(mm)	ETP (mm)	ETR	Reserva	Var. Reserva	Exceso	Déficit
Enero	0,2	66,3	1,3	1,3	3,9	0,0	65,0	-
Febrero	0,5	59,7	3,0	3,0	3,9	0,0	56,7	-
Marzo	1,0	51,3	6,8	6,8	3,9	0,0	44,5	-
Abril	3,0	51,1	20,0	20,0	3,9	0,0	31,1	-
Mayo	7,3	57,5	50,2	50,2	3,9	0,0	7,3	-
Junio	12,8	36,0	84,8	39,9	0,0	-3,9	-	44,9
Julio	18,0	9,9	118,0	9,9	0,0	0,0	-	108,1
Agosto	18,2	13,3	111,7	13,3	0,0	0,0	-	98,4
Septiembre	12,3	53,4	68,6	53,4	0,0	0,0	-	15,2
Octubre	6,4	62,5	35,7	35,7	3,9	3,9	22,9	-
Noviembre	1,5	56,2	8,1	8,1	3,9	0,0	48,1	-
Diciembre	0,1	57,4	0,7	0,7	3,9	0,0	56,7	-



U: Utilización

S: Sobrante

R: Recarga

D: Déficit

Tª media del suelo a 50cm: 7,77

Régimen de humedad: Xérico

Tª media de invierno del suelo a 50cm: 0,45

Régimen de Temperatura: Mésico

Tª media de verano del suelo a 50cm: 15,31

IV.1.3. CLASIFICACIÓN

En este capítulo se analizarán las características taxonómicas de los perfiles muestreados, clasificándolos atendiendo a los grupos de suelos propuestos por la Base de Referencia Mundial del Recurso Suelo, WRB, (FAO, 1999) y la Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999). Para ello, se han estudiado los horizontes de diagnóstico superficiales y subsuperficiales, y las propiedades y materiales de diagnóstico presente en los suelos.

En la tabla IV.1.3.1. se muestra un resumen clasificatorio de los diversos perfiles muestreados, indicando en cada caso los criterios de diagnóstico que sirven de base a su definición como unidades de suelo WRB. Para la asignación de los adjetivos calificadores, FAO (1999) establece unas listas priorizadas para cada uno de los grupos de suelos, evitando conflictos con otras unidades de suelos, o con definiciones de grupos de suelos de referencia. En el caso del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, solo ha sido necesario utilizar uno o dos adjetivos calificadores para definir las características diagnósticas de los suelos estudiados.

En la zona de estudio se han descrito los siguientes grupos de suelos: Calcisol, Leptosol, Chernozem, Vertisol, Luvisol y Kastanozem. En los siguientes apartados indicamos las características generales de estos grupos de suelos y de los perfiles muestreados.

Tabla IV.1.3.1. Resumen clasificatorio de los perfiles de suelo.

PERFIL	World Reference Base (FAO, 1999)	CRITERIOS DIAGNÓSTICOS	Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999)
P1	Kastanozem Petrocálcico	Móllico (hor. superf. bien estructurado; value ≤ 3.5 y croma < 3.5 en húmedo; C.O. $\geq 0.6\%$; sat. bases $\geq 50\%$; ≥ 20 cm de espesor y más 1/3 del solum); Horizonte petrocálcico dentro de los 150 cm. Xérico/Mésico. Saturado en todo el perfil, móllico < 50 cm.	Palexeroll Petrocálcico
P2	Leptosol Réndzico	Móllico (hor. superf. bien estructurado; value ≤ 3.5 y croma < 3.5 en húmedo; C.O. $\geq 0.6\%$; sat. bases $\geq 50\%$; ≥ 10 cm de espesor sobre roca dura); Limitado dentro de los 25 cm desde la superficie por hor. R. (roca caliza). Xérico/Mésico.	Haploxeroll Lítico
P3	Chernozem Cálcico	Móllico (hor. superf. bien estructurado; value ≤ 3.5 y croma < 2.0 en húmedo; C.O. $\geq 0.6\%$; sat. bases $\geq 50\%$; ≥ 20 cm de espesor y mas 1/3 del solum); Acumulación secundaria de CaCO_3 . Xérico/Mésico.	Calcixeroll Típico
P4	Chernozem Hipercálcico	Móllico (hor. superf. bien estructurado; value ≤ 3.5 y croma < 2.0 en húmedo; C.O. $\geq 0.6\%$; sat. bases $\geq 50\%$; 50 cm de espesor. Horizonte cálcico. Xérico/Mésico.	Calcixeroll Páchico
P5	Calcisol Lúvico	Hor. árgico con $\text{CEC} \geq 24 \text{ cmol}_c \text{ Kg}^{-1}$; sat. bases $\geq 50\%$ hasta una profundidad de 100 cm desde la superficie. Hor. cálcico dentro de los 100 cm desde la superficie. Xérico/Mésico.	Haploxeralf Cálcico
P6	Chernozem Cálcico	Móllico (hor. superf. bien estructurado; value ≤ 3.5 y croma < 3.5 en húmedo; C.O. $\geq 0.6\%$; sat. bases $\geq 50\%$; ≥ 20 cm de espesor y mas 1/3 del solum); Horizonte móllico con croma ≤ 2 ; espesor ≥ 20	Haploxeroll Cálcico

		cm.; concentración CaCO ₃ . Xérico/Mésico.	
P7	Calcisol Pétrico	Hor. ócrico. Hor. petrocálcico dentro de los 100 cm desde la superficie. Xérico/Térmico.	Calcixerert Petrocálcico
P8	Calcisol Pétrico	Hor. ócrico. Hor. petrocálcico dentro de los 100 cm desde la superficie. Xérico/Térmico.	Calcixerert Petrocálcico
P9	Chernozem Cálcico	Móllico (hor. superf. bien estructurado; value ≤ 3.5 y croma < 3.5 en húmedo; C.O. $\geq 0.6\%$; sat. bases $\geq 50\%$; ≥ 20 cm de espesor y mas 1/3 del solum); Horizonte móllico con croma ≤ 2 ; espesor ≥ 20 cm.; concentración CaCO ₃ . Xérico/Mésico.	Haploxeroll Cálcico-Páchico
P10	Chernozem Cálcico	Móllico (hor. superf. bien estructurado; value ≤ 3.5 y croma < 3.5 en húmedo; C.O. $\geq 0.6\%$; sat. bases $\geq 50\%$; ≥ 20 cm de espesor y mas 1/3 del solum); Horizonte móllico con croma ≤ 2 ; espesor ≥ 20 cm.; concentración CaCO ₃ . Xérico/Mésico.	Haploxeroll Cálcico
P11	Leptosol Réndzico	Limitado por roca dura continua dentro de los 25 cm desde la superficie del suelo. Hor. móllico que está inmediatamente por encima de roca caliza.	Haploxeroll Lítico
P12	Vertisol Cálcico	Hor. vértico, 30% o más de arcilla en todo espesor; slickensides, espesor de 25 cm o más. Hor. cálcico dentro de los 100 cm. desde la superficie del suelo (CaCO _{3 eq} $\geq 15\%$ en la fracción tierra fina y espesor ≥ 15 cm.); Xérico/Mésico. Value >4 .	Calcixerert Crómico
P13	Calcisol Hipercálcico	Hor. hipercálcico dentro de los 100 cm. desde la superficie del suelo (CaCO _{3 eq} $\geq 50\%$ en la fracción tierra fina y espesor ≥ 15 cm.); Hor. ócrico (C.O. $< 2.5\%$). Xérico/Mésico.	Calcixerert Típico
P14	Luvisol Léptico	Hor. ócrico en WRB y móllico en Soil Taxonomy. Árgico (argílico), limitado por roca dura; Xérico/Mésico.	Argixeroll Lítico
P15	Kastanozem Petrocálcico	Hor. móllico (hor. superf. bien estructurado; value ≤ 3.5 y croma < 3.5 en húmedo; C.O. $\geq 0.6\%$; sat. bases $\geq 50\%$; ≥ 20 cm de espesor y mas 1/3 del solum); Hor. petrocálcico dentro de los 100 cm. desde la superficie del suelo. Xérico/Mésico.	Palexeroll Petrocálcico
P16	Leptosol Réndzico	Limitado por roca dura continua dentro de los 25 cm. desde la superficie del suelo. Hor. móllico que está inmediatamente por encima de roca caliza (Hor. réndzico). Xérico/Mésico.	Haploxeroll Lítico
P17	Calcisol Hipercálcico	Hor. hipercálcico dentro de los 100 cm. desde la superficie del suelo (CaCO _{3 eq} $\geq 50\%$ en la fracción tierra fina y espesor ≥ 15 cm.); Hor. ócrico. Xérico/Mésico.	Calcixerert Lítico-Petrocálcico
P18	Leptosol Calcárico	Hor. ócrico sobre material altamente carbonatado ($> 60\%$ CaCO ₃ equivalente); Xérico/Mésico.	Xerorthent Típico
P19	Kastanozem Cálcico Ántrico	Móllico en WRB (hor. superf. bien estructurado; value ≤ 3.5 y croma < 3.5 en húmedo; C.O. $\geq 0.6\%$; sat. bases $\geq 50\%$; ≥ 20 cm de espesor y mas 1/3 del solum) y ócrico en Soil Taxonomy; Hor. Subs. cámbico (Textura arcillosa; estructura fuerte; croma mas fuerte y hue mas rojo; CEC >16 cmol Kg ⁻¹ ; espesor ≥ 15 cm.). Hor. cálcico dentro de los 100 cm. desde la superficie del suelo (CaCO _{3 eq} $\geq 15\%$ en la fracción tierra fina y espesor ≥ 15 cm.). Xérico/Mésico.	Calcixerert Típico
P20	Leptosol Réndzico	Limitado por roca dura continua dentro de los 25 cm. desde la superficie del suelo. Hor. móllico que está inmediatamente por encima de roca caliza. Xérico/Mésico.	Haploxeroll Lítico

De acuerdo con las condiciones climáticas de la zona de estudio, caracterizadas por un régimen de humedad xérico y un régimen de temperatura méxico, así como por la naturaleza caliza de los materiales litológicos y la vegetación potencial de cada piso altitudinal, la clasificación Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999) de los perfiles de suelo pone de manifiesto las dos principales vías de edafización en la zona: la humificación, que permite la generación de horizontes de diagnóstico móllico, incluso en suelos delgados sobre roca dura; y la acumulación de CaCO_3 secundario en horizontes subsuperficiales, que ocurre con mayor (horizonte cálcico o petrocálcico) o menor extensión (algunos rasgos morfológicos), en todos los perfiles de suelo sobre materiales coluviales, depósitos detríticos más finos, o margas.

Así pues, según lo comentado anteriormente, los suelos del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, pertenecerían con carácter general al orden de los Mollisoles, siempre que el horizonte de humus tuviera suficiente espesor. El Suborden Xeroll abarca suelos delgados sobre materiales calizos consolidados (Haploxeroll Lítico) de las zonas cacuminales, bajo una cubierta vegetal dominada por *Erinacea anthyllis*, *Vella spinosa*, *Brachypodium retusum*, *Helianthemum sp.* También incluye suelos localizados esencialmente en situaciones topográficas de ladera, muy húmedos, con un móllico de más de 50 cm de espesor (Calcixeroll Páchico), suelos con acumulación de CaCO_3 secundario (Haploxeroll Cálcico), horizonte cálcico (Calcixeroll Típico) o costra petrocálcica antigua (Palexeroll Petrocálcico), bajo una vegetación de *Quercus ilex*, *Pinus nigra* y *Pinus halepensis*. Alguno de los perfiles también mostró restos de un horizonte argílico subsuperficial (Argixeroll Lítico). Los suelos con un horizonte cálcico o petrocálcico, pero sin horizonte de diagnóstico móllico, pertenecen al orden Inceptisol. Los subgrupos identificados han sido Calcixerepts Típicos o Petrocálcicos. Algunos suelos además de horizonte cálcico, también exhibieron un horizonte argílico (perfil 5), definiéndose como Alfisol.

IV.1.3.1. Grupo de suelo: Calcisol (del L. calcis, calcio)

Este grupo de referencia es el más abundante en la zona de estudio. Los suelos que se clasifican como calcisoles presentan una acumulación secundaria de calcio, configurando un horizonte cálcico o petrocálcico dentro de los 100 primeros cm desde la superficie, y carecen de otros horizontes de diagnóstico que no sean un horizonte órico o cámbico, un horizonte árgico que es calcáreo, un horizonte vértico, o un horizonte gípsico que subyace a un horizonte petrocálcico (FAO, 1999).

El perfil tipo es A_{ck}, AB_{kC} o AB_{tCk}, con un horizonte superficial órico pardo pálido, sobre un horizonte subsuperficial cálcico, pudiendo aparecer también horizontes cámbico o árgico. Los horizontes subsuperficiales tienen una estructura en bloques. Las texturas son de medias a finas y suelen presentar buenas capacidades de retención de agua. El pH está cerca de la neutralidad en superficie y se incrementa en profundidad. El contenido de materia orgánica en la superficie de estos suelos es bajo (entre 1-2.5%). La capacidad de intercambio catiónico es mayor en la superficie y ligeramente menor en profundidad. El complejo de cambio se encuentra saturado en Ca^{2+} .

El proceso más importante para la formación de estos suelos es la translocación de carbonato cálcico desde un horizonte superficial a un horizonte de acumulación en profundidad. Este carbonato puede acumularse rellenando los canales de las raíces

(pseudomicelios) aunque también puede acumularse como nódulos blandos o duros o como láminas continuas (lamelas). En aquellas zonas erosionadas o en suelos con haploidización, pueden aparecer acumulaciones de carbonatos en superficie. El proceso de disolución de los carbonatos y su posterior acumulación en un horizonte cálcico ó petrocálcico depende de la presión de CO₂ del aire del suelo y la concentración de iones disueltos en el agua del suelo (FAO, 2001).

Resulta difícil cuantificar la extensión mundial de los Calcisoles. Algunas estimaciones nos hablan de unos 1000 millones de hectáreas, encontrándose la mayoría de ellas en las zonas áridas y semiáridas intertropicales. Estos suelos son comunes en zonas con materiales parentales de sedimentos aluviales (lacustres) y depósitos coluviales eólicos de materiales alterados ricos en bases. Pueden encontrarse también en zonas planas o montañosas con un régimen de humedad arídico y una vegetación dispersa de matorrales xerofíticas y herbáceas efímeras.

En los perfiles muestreados hemos podido distinguir las siguientes unidades: Calcisol Lúvico (perfil 5), Calcisol Pétrico (perfiles 7 y 8) y Calcisol Hipercálcico (perfiles 13 y 17). Los perfiles mostraron una horizonación A, AB o AC, B y Ck o Ckm, y un horizonte de diagnóstico superficial ócrico. Todos los suelos muestreados de esta tipología cumplen con los criterios de contenido en CaCO₃ necesario para los horizontes cálcicos (contenido de CaCO₃ >15%), y en el caso de los perfiles 13 y 17, la concentración de CaCO₃ eq es superior al 50% en la fracción tierra fina, constituyendo por tanto, en estos casos, un horizonte hipercálcico. En los perfiles 7 y 8, el horizonte de acumulación de CaCO₃ está muy cementado dando lugar a un horizonte petrocálcico. En todos estos suelos existen evidencias de carbonato de origen edáfico, es decir, se observan rasgos morfológicos de carbonato cálcico secundario precipitado, formando recubrimientos peliculares discontinuos, lenguas de CaCO₃ en la base de los fragmentos gruesos, y nódulos. La abundancia de Calcisoles en la zona de estudio es un indicio de la importancia que cobran los procesos de meteorización química, probablemente debido a la cantidad de agua de lavado y/o la cantidad y solubilidad de CO₂, que favorecen la disolución de carbonatos.

Los suelos muestreados en el área de estudio cumplen con todas las características típicas de los Calcisoles, a excepción de que el pH (1:1) medido en agua no esta en torno a 7, sino que suele ser más básico (7.8 - 8.7). El pH medido en KCl oscila entre 7.3 y 7.8. Tanto el pH como la cantidad de carbonatos aumentan en profundidad en todos los perfiles. En general estos calcisoles tienen también un alto contenido en gravas y fragmentos gruesos (40-90% en peso).

IV.3.1.2. Grupo de suelo: Chernozem (del ruso *chern*, negro)

Este grupo de suelos, también ampliamente extendido en la zona de estudio, hace referencia a aquellos suelos con un horizonte superficial espeso y negro, rico en materia orgánica. En términos generales, estos suelos presentan un horizonte móllico con un cromas en húmedo menor o igual a 2, si la textura es mas fina que la franco arenosa, o menor que 3,5 si la textura es franco arenosa o mas gruesa, ambos a una profundidad de al menos 20 cm, o tienen dichos cromas debajo de la capa arable. Estos suelos también se caracterizan por tener concentraciones de carbonato secundario en los primeros 200 cm desde la superficie del suelo, y por no tener horizontes petrocálcicos entre los 25 y 100 cm desde la superficie del suelo, ni yeso secundario (FAO, 1999).

Los Chernozem son suelos con horizontes Ah que poseen una delgada capa superficial de hojarasca, de color grisáceo oscuro a negro, con estructura migajosa y propiedades vérmicas. Los horizontes superficiales pueden ser únicamente de unos 20 cm de espesor, aunque pueden llegar a extenderse a una profundidad superior a los 2 metros en los Chernozem bien desarrollados. Estos suelos además presentan una intensa actividad biológica, que queda patente en huecos abiertos por lombrices de tierra y crotovinas. Es común la acumulación de pseudomicelios y/o nódulos de carbonato cálcico secundario en los horizontes subsuperficiales. El volumen total de poros de los horizontes Ah oscila entre un 55 y 60%, y en los horizontes subsuperficiales entre un 45 y 55%.

Según la FAO (2001) el horizonte superficial del Chernozem tipo presenta entre 5 y 15% de humus, con una elevada proporción de ácidos húmicos y una relación C/N de 10. El pH es neutro (6.5 - 7.5). La fertilidad natural es buena, con concentraciones de 10 a 16% de materia orgánica, 0.2 a 0.5% de nitrógeno, 0.1 a 0.2% de fósforo, y una capacidad de intercambio catiónico 20-45 cmol(+)/kg. El complejo de cambio está saturado en Ca^{2+} y Mg^{2+} .

La presencia de Chernozem en el Mundo se estima en 230 millones de hectáreas, distribuidos principalmente en latitudes medias de Eurasia y Norte de América, al norte de zonas climáticas de Kastanozem. Estos suelos son comunes en zonas con un clima continental de inviernos fríos y veranos cálidos, y una vegetación forestal abundante (FAO, 2001). Los Chernozem en Rusia y Norteamérica están asociados con Luvisoles, Albeluvisoles y Phaeozems, en la zona fría del norte, y Kastanozem en la zona templada y seca del sur.

Entre los perfiles muestreados hemos podido distinguir Chernozem Cálcicos (perfiles 3, 6, 9 y 10) y Chernozem Hipercálcicos (perfil 4). La mayoría de los perfiles muestreados mostraron una horizonación del tipo A (espeso), AB y/o AC y Ck o R, los perfiles 9 y 10 presentaron además un horizonte O y el perfil 10 un horizonte BC. Como horizontes de diagnóstico superficiales, los suelos mostraron un horizonte móllico. Los perfiles 3, 6, 9 y 10 cumplen los requisitos del horizonte cálcico, pues presentan un contenido de carbonato cálcico equivalente en la fracción tierra fina superior al 15%, y un espesor mayor de 15 cm. Por el contrario, el perfil 4 presenta un horizonte hipercálcico, ya que tiene más del 50% de carbonato cálcico equivalente en la fracción tierra fina, y también un espesor mayor de 15 cm.

La mayoría de las características de los Chernozems muestreados coinciden con las características típicas de los Chernozem descritas anteriormente. Los perfiles 3, 9 y 10 presentan elevadas concentraciones de materia orgánica (15 – 17%) en sus horizontes superficiales, si bien, los horizontes Ah de los perfiles 4 y 6 presentan contenidos inferiores (6.3 y 6.5%, respectivamente). Los suelos analizados presentan contenidos en nitrógeno comprendidos entre 0.2 y 0.4%, una capacidad de intercambio catiónico que oscila entre 26 y 54 cmol(+)/kg. Los cationes Ca^{2+} y Mg^{2+} dominan el complejo de cambio en todos los perfiles. Los suelos muestreados además se caracterizan por su alta saturación en bases (Sat = 100%), salvo en el perfil 9 donde la saturación de bases en el horizonte superficial es de 87%, y por su alto contenido en gravas y fragmentos gruesos (30-75% en peso). El pH, sin embargo, es más básico en nuestros Chernozems que en los descritos a nivel general y la relación C/N es bastante más alta en nuestros suelos mediterráneos que lo que ocurre en los Chernozems típicos de estepa.

IV.3.1.3. Grupo de suelo: Kastanozem (del *L. castanea*, castaño)

En el grupo de los Kastanozems se incluyen suelos con un horizonte superficial marrón, rico en humus (de menor espesor y más claro que los horizontes superficiales de los suelos clasificados como Chernozems), y presentan una acumulación secundaria de carbonato cálcico en los horizontes subsuperficiales. Estos suelos contienen un horizonte mólico con un croma en húmedo mayor de 2 a una profundidad superior a 20 cm, o presentan este croma debajo de la capa arable. Tienen además concentraciones de carbonato cálcico secundario dentro de los 100 cm desde la superficie del suelo, y no presentan otros horizontes de diagnóstico que no sean árgico, cálcico, cámbico, gípsico, petrocálcico, petrogípsico o vértico (FAO, 1999).

Los Kastanozems oscuros (áreas húmedas) no difieren demasiado de los Chernozems, mientras que, por el contrario, los Kastanozems más claros (áreas secas) del sur son similares a los Calcisoles. Los Kastanozems húmedos tienen horizontes Ah de unos 50 cm de espesor, color marrón oscuro y una estructura granular o fina con bloques angulares y/o subangulares. En las zonas más secas, estos suelos presentan horizontes Ah de tan sólo 25 cm de espesor y colores más claros. Presentan una importante actividad biológica, como queda patente en la presencia de abundantes crotovinas en estos suelos, si bien es inferior a la de los Chernozems. Los Kastanozems, además, presentan contenidos de humus más bajos y una microagregación más débil, que se manifiesta en un menor volumen total de poros (40 – 55%), menor capacidad de retención de agua y menor permeabilidad. Los Kastanozems presentan una capacidad de intercambio catiónico de 25-30 cmol(+)/kg, y un porcentaje de saturación en bases superior o igual al 95%, con Ca^{2+} y Mg^{2+} como principales cationes. La relación C/N está alrededor de 10, los valores de pH son ligeramente superiores a 7.0, aunque pueden incrementar hasta 8.5 a medida que se profundiza en el perfil (FAO, 2001).

La extensión total de los Kastanozems se estima en aproximadamente 465 millones de hectáreas. La mayor parte de estos suelos se localiza en Eurasia (sur de Ucrania, sur de Rusia y Mongolia), en las Grandes Llanuras de USA, Méjico, sureste de Brasil, en las pampas del norte de Argentina, Uruguay y Paraguay.

Los Kastanozems del Hemisferio Norte bordean a los Chernozems en las zonas más frías y menos áridas del norte, y en las áreas más templadas y secas del sur, limitan con Calcisoles y Gipsisoles (en estos casos también pueden aparecer junto a Solonchaks y Solonetz). En las zonas templadas y menos áridas subtropicales, los Kastanozems están asociados a los Phaeozems (FAO, 2001).

Dentro de los perfiles muestreados de esta tipología podemos diferenciar como unidades de suelos: Kastanozem Petrocálcico (perfil 1), Kastanozem Cálcico (perfil 15) y Kastanozem Cálcico Ántrico (perfil 19). En los perfiles de estos suelos hemos encontrado horizontes genéticos O, Ah, ACk, ABk, Bwk y Ckm. En el perfil 19 aparecen horizontes enterrados (Abk, Bbwk) por las labores de reforestación. Como horizontes de diagnóstico, los perfiles cumplen todos los requisitos del horizonte mólico, y poseen además un horizonte cálcico o petrocálcico. El contenido de carbonato cálcico equivalente en la fracción tierra fina es superior al 15%, en un espesor mayor de 15 cm, y hay rasgos morfológicos que apuntan a la removilización de CaCO_3 secundario.

Los suelos analizados presentan una relación C/N en torno a 10, una capacidad de intercambio catiónico entre 21 y 35 cmol(+)/kg y una saturación en bases del 100% en los horizontes superficiales. El complejo de cambio está dominado por la suma de los iones Ca^{2+} y Mg^{2+} . El pH es básico en todos los perfiles (7.8 - 8.0), el contenido en carbono orgánico elevado (2.7% en el perfil 1; 5.7% en el perfil 15 y 12.5% en el perfil 19) y la concentración de N se encuentra entre 0.1% y 0.4%. El contenido en fragmentos gruesos es muy elevado (40 – 73%) en estos suelos.

IV.1.3.4. Grupo de suelo: Luvisol (del *L. luere*, lavar)

El grupo de referencia de los Luvisoles incluye aquellos suelos que tienen un horizonte árgico con una capacidad de intercambio catiónico (en 1 M NH_4OAc a pH 7,0) igual o mayor de 24 cmol(+) kg^{-1} de arcilla. El concepto típico de estos suelos es un perfil ABtC que presenta como característica dominante una marcada diferenciación textural dentro del perfil, con una translocación de arcilla en el horizonte superficial y acumulación de la misma en un horizonte árgico subsuperficial. Los Luvisoles tienen arcillas de alta actividad (FAO, 1999).

El proceso de translocación de la arcilla se produce en tres fases: movilización de arcilla en la superficie del suelo, transporte de la misma hasta el horizonte de acumulación, e inmovilización de la arcilla transportada. La arcilla no se encuentra normalmente en los suelos como partículas individuales, sino formando agregados compuestos por arcilla y una mezcla de minerales y/o material orgánico. Para que se produzca la movilización es necesario que se rompan los agregados y se produzca la dispersión de las partículas de arcilla. El transporte de dichas partículas se produce por percolación de agua a través de los poros, y su acumulación final en el horizonte, se produce por floculación o filtración mecánica. Este fenómeno de translocación de arcillas es muy frecuente en los suelos que se contraen y forman grietas en la estación seca, pero que se humedecen e hinchan durante las lluvias ocasionales.

Los Luvisoles se extienden a lo largo de unos 500 a 600 millones de hectáreas a lo largo del mundo, en su mayor parte por tierras planas o poco inclinadas de regiones templadas tales como la parte Oeste y Central de Rusia, USA y Europa, aunque también en el Mediterráneo y en el Sur de Australia. Los Luvisoles pueden desarrollarse sobre una amplia variedad de materiales no consolidados, incluyendo suelos en zonas glaciares y sobre depósitos eólicos, aluviales y coluviales. Esta amplia variedad de materiales parentales posibles, conduce a una gran diversidad de suelos en este grupo de referencia (FAO, 2001).

Hemos muestreado en la zona de estudio un perfil perteneciente a esta categoría taxonómica, que se corresponde con el número 14. Este perfil presenta una horizonación del tipo Ah, ABw, Bwk y R. El horizonte superficial cumple todos los requisitos de un horizonte móllico, excepto el espesor, y el horizonte árgico cumple además la condición de tener una capacidad de intercambio catiónico mayor de 24 cmol(+) kg^{-1} de arcilla, lo que nos ha permitido clasificar a este suelo como Luvisol. Como adjetivo calificador para este suelo se le ha asignado Léptico, debido a que presenta roca dura continua entre los 25 y 100 cm desde la superficie del suelo.

Como características más destacables de este perfil podemos decir que presenta texturas arcillosas. Los pHs están en torno a 7.7 en agua y a 7,1 en KCl. La salinidad y

la cantidad de carbonatos son bajos, con valores medios de $0,5 \text{ dS}\cdot\text{m}^{-1}$ y 1.5%. Respecto a la cantidad de C.O., éste presenta valores algo mayores en superficie, en torno al 5.9%, disminuyendo hasta casi la mitad en los horizontes inferiores. Los horizontes se encuentran saturados en Ca^{2+} .

IV.1.3.5. Grupo de suelo: Vertisol (del *L. vertere*, movimiento)

Los vertisoles son suelos que presentan un horizonte vértico dentro de los primeros 100 cm de suelo, y que después de que los primeros 20 cm de suelo hayan sido mezclados, presentan un 30% o más de arcilla en todos los horizontes, hasta una profundidad de 100 cm o más, o presentan un horizonte de contraste entre 50 y 100 cm de suelo (por ejemplo un contacto lítico o paralítico, horizontes petrocálcicos, petrogípsicos o petrodúricos, o una discontinuidad sedimentaria). Además, estos suelos deben formar grietas que se abran y se cierren periódicamente (FAO, 1999).

Los suelos vérticos se desarrollan bajo determinadas condiciones ambientales, como por ejemplo, que las precipitaciones sean suficientes para producir procesos de alteración de los materiales, pero no lavado de bases; que se pueda producir cristalización de los minerales de la arcilla durante los períodos secos; y que el drenaje de los suelos se encuentre obstaculizado para frenar el lavado o pérdida de los productos meteorizados. Con estas condiciones, las arcillas de esmectita se pueden formar en presencia de silicatos y cationes básicos, especialmente Ca^{2+} y Mg^{2+} , si el pH del suelo está próximo a la neutralidad (FAO 2001).

La mayoría de los Vertisoles presentan una alta capacidad de intercambio catiónico y un elevado porcentaje de saturación de bases. Los valores de pH se encuentran en un rango de 6.0 a 8.0. La CEC del material del suelo (en 1M NH_4OAc a pH 7.0) se encuentra normalmente entre 30 y 80 $\text{cmol}(+) \text{kg}^{-1}$ de suelo seco, y la CEC de la arcillas es del orden de 50 a 100 $\text{cmol}(+) \text{kg}^{-1}$ de arcilla. El porcentaje de saturación de bases es mayor del 50%, y a menudo se encuentra en torno al 100%, con una saturación de iones Ca^{2+} y Mg^{2+} del 90%.

Los Vertisoles cubren 335 millones de hectáreas en el Mundo. La mayoría de los Vertisoles se desarrollan en zonas con una precipitación media anual entre 500 y 1000 mm. Las zonas más extensas con Vertisoles se encuentran en sedimentos con un alto contenido de arcillas de esmectitas. Los Vertisoles se encuentran principalmente en las posiciones más bajas del paisaje, tales como el fondo de los lagos secos, cuencas de ríos, terrazas inferiores de los ríos, y otras tierras bajas que periódicamente se encuentran húmedas en su estado natural.

Existen algunos suelos que presentan muchas de las propiedades de los Vertisoles, que normalmente se desarrollan junto con éstos. Dichos suelos pueden tener grietas que no son lo suficientemente anchas, o superficies pulidas y acanaladas, o solamente agregados estructurales en forma de cuña, o un horizonte vértico bajo un horizonte superficial de textura gruesa. La mayoría de los suelos con propiedades vérticas (ej. Luvisoles vérticos, Cambisoles vérticos, Calcisoles vérticos, etc), se desarrollan en posiciones más altas del paisaje que los Vertisoles. En las mismas posiciones topográficas, los Vertisoles de las zonas áridas acumulan compuestos solubles, a consecuencia de las elevadas tasas de evaporación. En las zonas más húmedas, los Vertisoles presentan mayor acumulación de materia orgánica, debido a la densa

cobertura vegetal. Las toposecuencias con Nitisoles y/o Luvisoles (en pendientes) y Vertisoles/Planosols (en partes bajas de laderas) son comunes en regiones tropicales y subtropicales con rocas básicas. Las zonas con material parental rico en sodio, pueden desarrollar combinaciones de Vertisoles y Solonetz (FAO, 2001).

En la zona de estudio se ha muestreado un perfil perteneciente a este grupo de suelos y que se corresponde con el número 12. Este perfil presenta una horizonación del tipo Ap1, Ap2, AB, ACk y ACkg. Presenta un horizonte subsuperficial vértico, con un 65% de arcilla, y un espesor superior a 25 cm. También presenta un horizonte cálcico, ya que tiene más del 15% de carbonato cálcico secundario en la fracción tierra fina (43 – 53%), y un espesor superior a los 15 cm.

Como características más destacables de este perfil podemos decir que presenta texturas arcillosas. Los pHs están entre 8.4 y 8.6 en agua y entre 7.4 y 7.8 en KCl. La concentración de carbono orgánico, presenta valores bajos en superficie, en torno al 0.8%, disminuyendo hasta casi la mitad en los horizontes inferiores. Los horizontes se encuentran saturados en Ca^{2+} y tienen una capacidad de intercambio catiónico que oscila entre 20 y 27 $\text{cmol}(+) \text{kg}^{-1}$.

IV.1.3.6. Grupo de suelo: Leptosol (del Gr. *leptos*, delgado)

En este grupo de referencia, que está ampliamente representado en la zona de estudio, se incluyen los suelos débilmente desarrollados y poco profundos (< 25 cm) sobre rocas duras continuas; o que suprayacen a un material con más del 40% de carbonato cálcico equivalente dentro de los 25 cm desde la superficie del suelo; o contienen menos del 10% (en peso) de tierra fina desde la superficie del suelo hasta una profundidad de 75 cm o más; y no tienen otros horizontes de diagnóstico que no sean un horizonte móllico, ócrico, úmbrico, yérmico o vértico (FAO, 1999).

Los Leptosoles son suelos azonales, con un solum incompleto y/o sin rasgos morfológicos claros. Genéticamente son suelos jóvenes, estando la formación del suelo limitada por un horizonte A delgado sobre un horizonte B incipiente o directamente sobre el material original no alterado. La configuración general de los Leptosoles son del tipo A(B)R o A(B)C. Las propiedades físicas, químicas y biológicas de los Leptosoles no calcáricos están fuertemente condicionados por las características del material original y del clima. Los calcáreos tienen generalmente propiedades físicas y químicas más favorables que los no calcáricos. Los Leptosoles están normalmente libres de niveles nocivos de sales solubles, pero sin embargo, su profundidad o pedregosidad y por lo tanto, su implícita capacidad de retención de agua baja, son serias limitaciones para el desarrollo de vegetación. (FAO, 2001).

El grupo de suelos Leptosol es el más extendido en la Tierra, ocupando aproximadamente 1655 millones de hectáreas. Es posible encontrarlos desde los trópicos hasta los polos y desde el nivel del mar hasta las grandes montañas. Pero son más frecuentes en zonas de altitudes grandes o medias con una topografía fuertemente disectada y en áreas con una alta tasa de erosión.

Los Leptosoles se correlacionan con el grupo de los Entisoles y Litosoles de muchos sistemas de clasificación internacionales (USDA, FAO) y con los subgrupos líticos de

otras clases de suelos. En muchos sistemas, los Leptosoles en rocas calcáreas se han denominado Rendzinas y sobre rocas ácidas Rankers.

Dentro de los perfiles muestreados de esta tipología podemos diferenciar como unidades de suelos: Leptosol réndzico (perfiles 2, 11, 16 y 20) y Leptosol calcárico (perfil 18). En los perfiles de estos suelos hemos encontrado como horizontes pedogenéticos, horizontes A, R y C, este último conteniendo más del 60% de carbonato cálcico equivalente. En el caso de los horizontes de diagnóstico de los perfiles 2, 11, 16 y 20, encontramos un único horizonte superficial clasificado como epipedón móllico, seguido de un contacto lítico en todos los perfiles.

La característica principal por la que hemos clasificado estos suelos como Leptosoles es por su escaso espesor (< 25 cm). Los perfiles 11 y 16, a pesar de que su saturación en bases es del 100%, presentan un contenido muy bajo de CaCO_3 eq (5 y 4%, respectivamente). Por el contrario, los perfiles 2, 18 y 20 presentan una elevada concentración de CaCO_3 eq (53, 70 y 38%, respectivamente), y una saturación en bases del 100%. Debido a que los perfiles 2, 11, 16 y 20 presentan material calcárico y saturación en bases, así como un horizonte de diagnóstico superficial móllico, que suprayace a un material calcáreo con más de un 40% en CaCO_3 , se han clasificado como Leptosol réndzico; salvo el perfil 18, que adolece de horizonte superficial móllico y presenta un horizonte C con material calcárico.

Los suelos de este grupo en el área de estudio se ajustan bastante al concepto típico de los Leptosoles: suelos delgados con escaso desarrollo, A-R ó A-C y, como peculiaridad destacar que la mayoría tienen horizontes superficiales móllicos. Como otras características destacables de estos suelos podemos indicar que presentan texturas finas, y un alto contenido en fragmentos gruesos (60-65%), salvo el perfil 11, que tiene un 19% de gravas. Los pHs en agua son básicos, entre 7,3 y 8,3, siendo el valor medio de 7,9. Los valores de pH en KCl son menores, aunque siempre básicos, variando entre 7,2 y 7,4. La conductividad eléctrica medida en estos suelos no es muy elevada, entre 0,48 y 0,26 $\text{dS}\cdot\text{m}^{-1}$ (1:1), salvo en el perfil 11, que presenta una C.E. anormal a en la zona de 17,2 dS/m . Todos los suelos de este grupo se encuentran saturados en bases, siendo la suma de los iones Ca^{2+} y Mg^{2+} la que controla el complejo de cambio.

IV.2. CARTOGRAFÍA DE SUELOS

La representación cartográfica y agrupación de las unidades taxonómicas de los suelos del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez se ha resuelto con el establecimiento de 9 unidades de suelos, atendiendo a criterios homogéneos de escala, distribución y dominancia de las tipologías establecidas.

IV.2.1. Controles cartográficos

La delimitación de cada unidad de suelos se ha hecho en función de una combinación particular de factores formadores. Como veremos más adelante, las tipologías y propiedades de los suelos de cada unidad se ajustan bastante bien a este modo de proceder cartográfico. A continuación se detallan las características de los factores formadores empleados para la delimitación perimetral de las unidades.

IV.2.1.1. Litología o material original

La litología es sumamente variada, pero siempre a base de materiales de naturaleza carbonatada, tales como calizas y dolomías, margas, margocalizas y depósitos cuaternarios. El material original tiene una gran influencia en el desarrollo de los suelos de la zona que nos ocupa. Sobre todo influye en las propiedades físico-químicas, en la mineralogía, y en el grado de resistencia a los procesos de meteorización y erosión.

En las unidades de suelos desarrollados sobre margas, margocalizas y calizas aparecen suelos con diferente grado de erosión. Las calizas presentan mayor resistencia que las margas por lo que en función de la proporción de estos materiales encontramos relieves más o menos erosionados, lo que tiene un reflejo tipológico muy claro en los suelos. Las cumbres de las montañas están constituidas por macizos rocosos de naturaleza caliza y dolomítica, y derrubios coluviales en las laderas. Los macizos rocosos tienen suelos de escaso desarrollo mientras que las laderas coluviales disponen de suelos espesos y gumíferos. Los derrubios de ladera están constituidos por cantos brechoides poco redondeados. Las unidades sobre abanicos cuaternarios aparecen limítrofes a arroyos y ramblas. El material está constituido por brechas y conglomerados de cantos carbonatados más o menos cementados, y con una matriz arcillosa. En ocasiones también aparecen extensos glaciés que constituyen superficies suavemente inclinadas formadas por materiales heterométricos, en los que se ha encajado la red fluvial actual.

Por último, las unidades sobre materiales aluviales corresponden a aquellos suelos desarrollados sobre materiales cuaternarios que ocupan las ramblas y los lechos de los arroyuelos de la zona. En estas unidades encontramos importantes variaciones en las propiedades de los suelos en función del tipo de materiales que los rodean y que son erosionados y transportados hacia ellos.

IV.2.1.2. Relieve

Este factor, mediante las variaciones de altitud, pendiente y orientación topográfica, controla la aparición de un gran número de unidades de suelos. El grado de erosión y de deposición, muy controlado por el relieve, también se ha tenido en cuenta como otro criterio a la hora de la delimitación de las unidades cartográficas.

Así, por un lado hemos distinguido unidades de suelos con escaso desarrollo y espesor, asociados a zonas cacuminales muy inclinadas y erosionadas. En aquellas localizaciones menos erosionadas, de laderas de cota alta, encontramos suelos bastante esqueléticos pero relativamente espesos y ricos en materia orgánica. En las zonas más estabilizadas y con pendiente suave, aparecen suelos con una mejor diferenciación de horizontes. Las zonas con suelos de mayor espesor y edad aparecen en pie de montes y glaciés. Por último, en las depresiones intramontañosas se localizan suelos acumulativos de texturas más finas.

IV.2.1.3. Vegetación natural

El tipo de vegetación: bosques autóctonos, repoblaciones forestales, matorral y cultivos, controla también en gran medida el tipo de suelo y por tanto su distribución.

Las unidades de suelos húmidos corresponden a las formaciones más evolucionadas de las series de vegetación, además de antiguas repoblaciones de pino. Entre las especies arbóreas más destacadas de esta unidad se encuentran *Pinus halepensis*, *Pinus nigra*, *Quercus ilex* y *Juniperus phoenicia*, acompañadas de un abundante sotobosque de *Quercus coccifera*, *Juniperus oxycedrus*, *Cistus laurifolius*, *Rosmarinus officinalis*, *Erinacea Anthyllis*, *Festuca sp.*, *Helianthemum sp.*, *Vella spinosa*, *Genista scorpius*, *Teucrium sp.*

Al contrario que las zonas con bosque natural, los suelos de los pinares de repoblaciones recientes (*Pinus halepensis*) y comunidades de arbustos suelen ser más erosivos y con rasgos antrópicos, en los que el carácter edáfico más destacado no es la acumulación de materia orgánica, sino la acumulación (antigua o reciente) de carbonato cálcico secundario.

En las zonas representadas por tomillares y pastizales (*Rosmarinus officinalis*, *Genista scorpius*, *Artemisia sp.*, *Stipa tenacissima*, *Lygeum spartum*, *Thymus sp.*, *Lavandula latifolia*, *Teucrium sp.*, *Salvia sp.*) aparecen suelos erosivos y/o de poca evolución de horizontes.

Por último, en las áreas con cultivos, principalmente de almendros y cereal, las unidades de suelos se caracterizan por los bajos contenidos de materia orgánica.

IV.2.2. Mapa básico de suelos

El mapa de suelos obtenido se presenta a continuación de tres formas distintas. En la figura IV.2.2.1. se muestran las unidades definidas en una vista tridimensional. En la figura IV.2.2.2. se muestran las unidades cartográficas superpuestas a una ortofoto de la zona de estudio. Por último, se muestra una cartografía con indicación de los suelos principales y asociaciones de cada unidad.

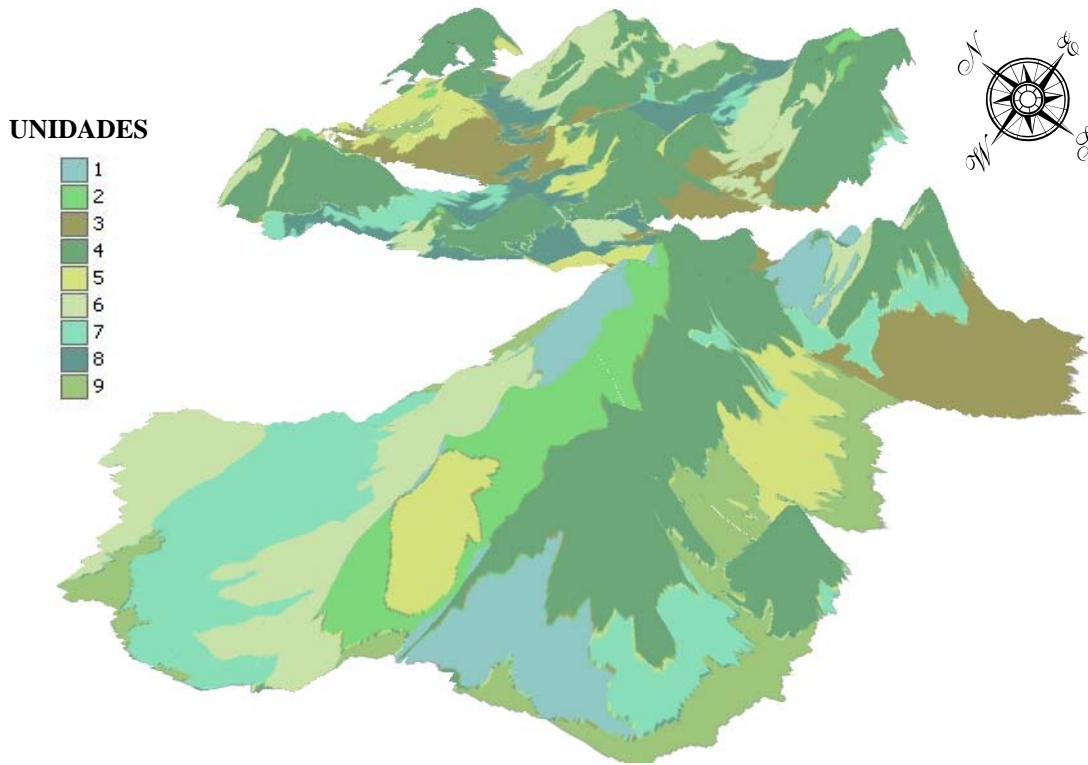


Figura IV.2.2.1. Imagen 3-D de las unidades cartográficas delimitadas.

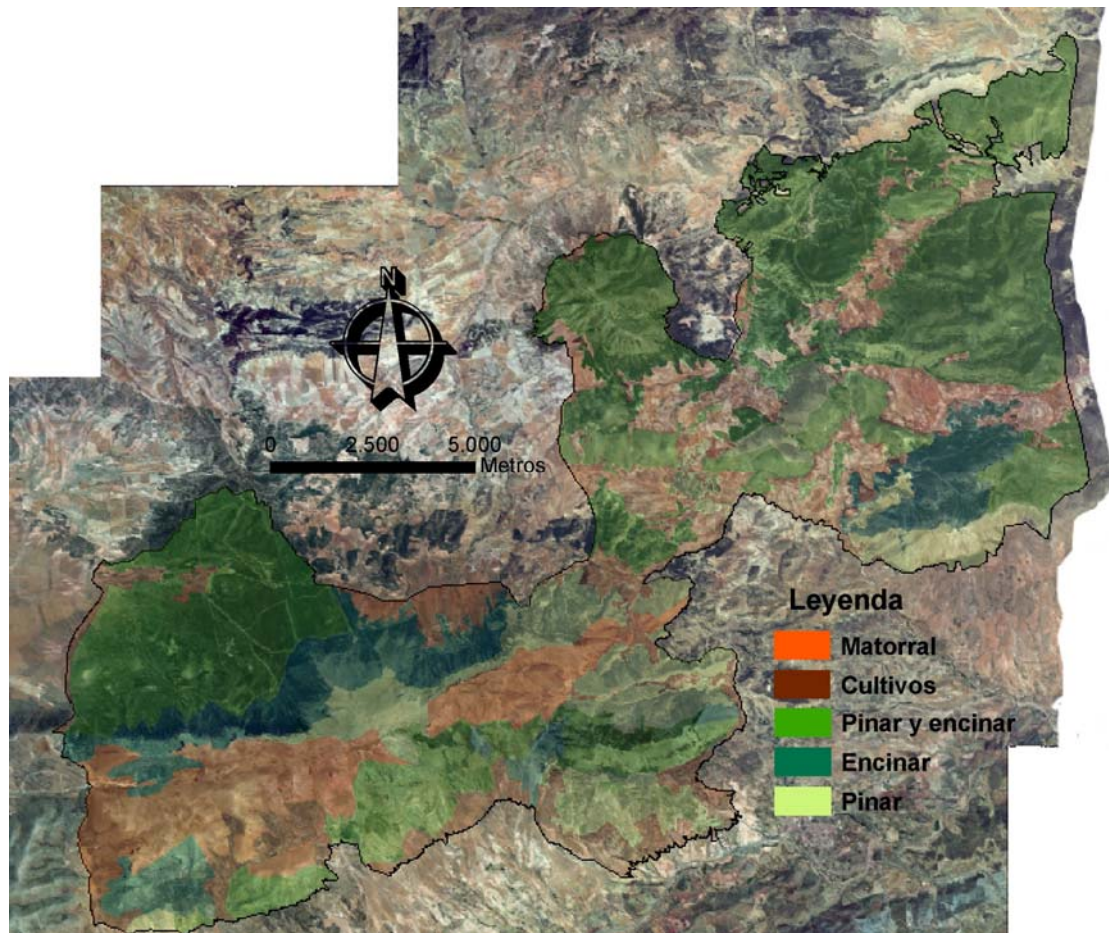


Figura IV.2.2.2. Mapa de suelos superpuesto a la ortofoto de la zona de estudio, con indicación de las unidades delimitadas y el tipo de uso de los suelos de cada una de ellas.

IV.2.3. Descripción de las unidades cartográficas

Con el objetivo de eliminar la reiteración en la descripción de las unidades del mapa de suelos y con la finalidad de facilitar la búsqueda de información y su comparación entre las distintas unidades, se ha optado por expresar los parámetros básicos de las unidades en unas fichas – resumen.

Cada una de estas fichas corresponde a la descripción de una unidad en la que se señalan los suelos principales que la componen y los suelos minoritarios acompañantes más destacados, junto con un esquema de las manchas cartográficas que aparecen para cada unidad.

La estructura de estas fichas incluye cuatro apartados: a) Extensión cartográfica y suelos muestreados; b) Características extrínsecas de los suelos; c) Características intrínsecas de los suelos y d) Rasgos y controles cartográficos.

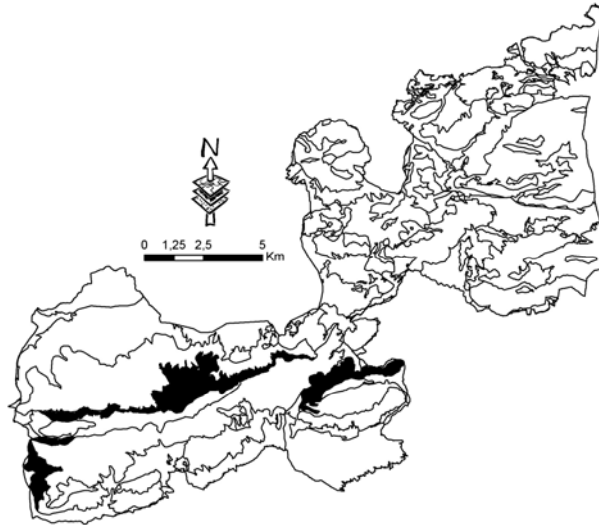
El primer apartado se refiere a la extensión que ocupa cada unidad, su porcentaje respecto al total del área y el número de manchas cartográficas que se han delimitado, con indicación de la superficie media, máxima y mínima de las manchas. También se indican los suelos muestreados para cada unidad.

En las características extrínsecas de los suelos se definen la fisiografía, la vegetación o uso, los regímenes de humedad y temperatura, los márgenes y valores medios de altitud y pendiente, la orientación media y su desviación estándar, el material original de los suelos y por último, las clases de rocosidad, pedregosidad, erosión y drenaje según los criterios de la guía de descripción de perfiles (FAO, 1990).

En la descripción de las características intrínsecas de los suelos se han considerado el perfil o perfiles tipo dominantes, el espesor del solum, los horizontes de diagnóstico que pueden definirse, los rangos de textura, pH, pF a 1500 kPa, pF a 33 kPa y carbono orgánico en los primeros 30 cm superficiales, además de los valores medios y desviación estándar del porcentaje en fragmentos gruesos, carbonatos, reserva de agua y capacidad de intercambio catiónico.

En los rasgos y controles cartográficos se indican las características más destacadas de cada unidad y los aspectos taxonómicos más relevantes.

UNIDAD 1



SUELOS

PRINCIPALES: Leptosoles Líticos.

MINORITARIOS: Leptosoles Réndzicos.

EXTENSIÓN CARTOGRÁFICA Y SUELOS MUESTREADOS

SUPERFICIE OCUPADA: 1156,1 has., 5,1% del total.

NÚMERO DE MANCHAS CARTOGRÁFICAS: 4 (2,63%).

EXTENSIÓN MANCHAS CARTOGRÁFICAS: Mayor: 673,7 has. Menor: 122,6 has. Media: 289,0 has.

SUELOS MUESTREADOS: Capa arable n° 26.

CARACTERÍSTICAS EXTRÍNSECAS

FISIOGRAFÍA: Laderas de afloramientos rocosos.

VEGETACIÓN/USO: Predomina la encina (*Quercus ilex*) y matorral de alta montaña (*Thymus sp.*, *Salvia sp.*, *Erinacea Anthyllis*, *Vella spinosa* y *Lygeum spartum*).

RÉGIMEN DE HUMEDAD: Xérico.

RÉGIMEN DE TEMPERATURA: Mésico.

ALTITUD (m.): 1111 - 2040. Media: 1599,5.

PENDIENTE (%): 0 - 62,9. Media: 24,7.

ORIENTACIÓN (°): Media: 213,3. Desv. est: 133,9.

MATERIAL ORIGINAL: Calizas.

ROCOSIDAD: Rocoso.

PEDREGOSIDAD: Excesivamente pedregoso.

EROSIÓN: Erosión hídrica severa.

DRENAJE: Escasamente drenado.

CARACTERÍSTICAS INTRÍNSECAS

PERFIL: A, R.

ESPESOR SOLUM (cm.): 15-25.

HORIZONTES DIAGNÓSTICOS: Ócrico.

TEXTURA: Franco arenosa.

FRAGMENTOS GRUESOS (% peso): 44,4.

RESERVA DE AGUA (mm/cm): 44,5

pF 33 kPa (%): 32,9; **pF 1500 kPa (%):** 9,2

CARBONATOS (%): 80,9.

pH: 8,5.

C.E.C. (cmol+kg⁻¹): 16,3

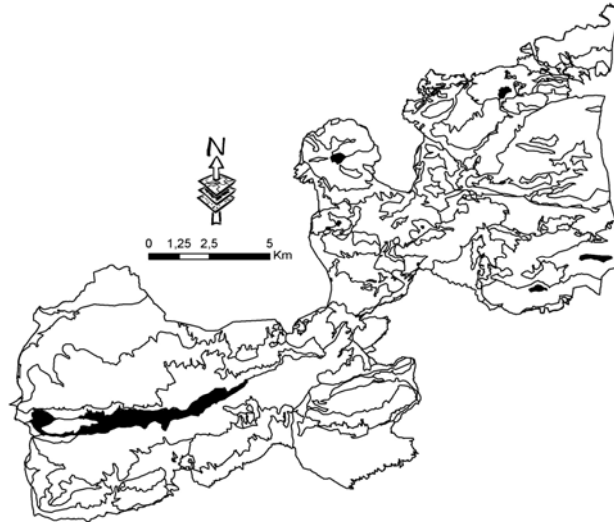
CARBONO (g.kg⁻¹): 19,1.

RASGOS Y CONTROLES CARTOGRÁFICOS

Esta unidad comprende los suelos de máxima pendiente de las laderas Norte de Sierra María y Maimón. La unidad se identifica con una importante masa de afloramientos de roca caliza, con suelos muy delgados entre las fisuras de la superficie rocosa. Apenas presentan vegetación arbórea, tan sólo algunos pies de encina (*Quercus ilex*) muy dispersos y matorral de alta montaña.

Los Leptosoles Líticos aparecen donde la roca dura se encuentra a menos de 10 cm desde la superficie del suelo, y los Réndzicos donde se cumplen los requisitos del horizonte superficial móllico, y éste suprayace a material con más del 40% de carbonato cálcico.

UNIDAD 2



SUELOS

PRINCIPALES: Leptosoles Réndzicos.

MINORITARIOS: Leptosoles Líticos y Leptosoles Calcáricos.

EXTENSIÓN CARTOGRÁFICA Y SUELOS MUESTREADOS

SUPERFICIE OCUPADA: 2,2 has., 0,01% del total.

NÚMERO DE MANCHAS CARTOGRÁFICAS: 9 (5,9%).

EXTENSIÓN MANCHAS CARTOGRÁFICAS: Mayor: 459,5 has. Menor: 0,3 has. Media: 24,9 has.

SUELOS MUESTREADOS: Perfiles nº 11, 16, 20 y capas arables nº 18, 44, 45.

CARACTERÍSTICAS EXTRÍNSECAS

FISIOGRAFÍA: Cumbres de afloramientos rocosos.

VEGETACIÓN/USO: Caméfitos pulvulares que surgen entre los intersticios de la roca (*Erinacea anthyllis*, *Vella spinosa*, *Lygeum spartum*). De forma muy dispersa aparecen algunos pies de encina (*Quercus ilex*) y sabina (*Juniperus phoenicia*).

RÉGIMEN DE HUMEDAD: Xérico.

RÉGIMEN DE TEMPERATURA: Mésico.

ALTITUD (m): 903 - 2038. Media: 1697,1.

PENDIENTE (%): 0 - 61,4. Media: 20,1.

ORIENTACIÓN (°): Media: 186,6. Desv. est: 58,7.

MATERIAL ORIGINAL: Calizas y/o dolomías.

ROCOSIDAD: Entre extremadamente rocoso y afloramiento rocoso.

PEDREGOSIDAD: Entre excesivamente pedregoso y terreno ripioso.

EROSIÓN: No se aprecia debido al enlosamiento superficial de rocas.

DRENAJE: Entre imperfectamente drenado y moderadamente bien drenado.

CARACTERÍSTICAS INTRÍNSECAS

PERFIL: A, R.

ESPEJOR SOLUM (cm.): 13 – 27.

HORIZONTES DIAGNÓSTICOS: Móllico.

TEXTURA: Arcillosa.

FRAGMENTOS GRUESOS (% peso): Media: 55,1. Desv est: 21,6.

RESERVA DE AGUA (mm/cm): Media: 14,7. Desv est: 21,2.

pF 33 kPa (%): 9,9 – 48,9; **pF 1500 kPa (%):** 20,9 – 41,2.

CARBONATOS (%): Media: 19,6. Desv est: 20,5.

pH: 7,5 – 8,1.

C.E.C. (cmol+kg⁻¹): Media: 49,6. Desv. Est: 29,5.

CARBONO (g.kg⁻¹): 18,0 – 167,7.

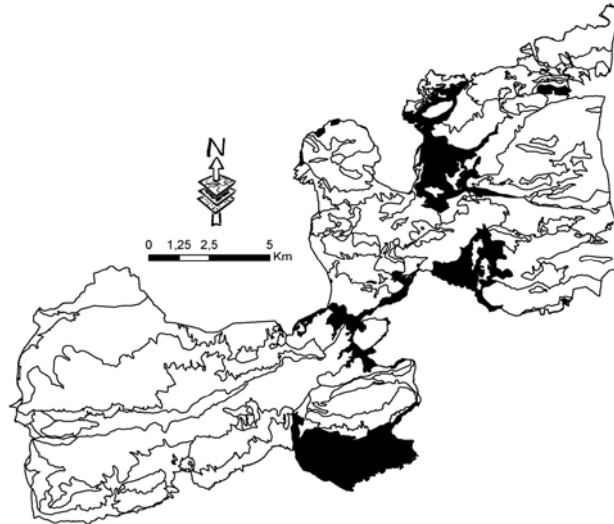
RASGOS Y CONTROLES CARTOGRÁFICOS

En esta unidad se incluyen suelos de cumbres de importantes sistemas montañosos: Sierra de María, Cresta del Gabar y Las Muelas. También se localiza en cumbres de montañas de menor altitud del Norte del Parque de Sierra María-Los Vélez. El porcentaje de afloramientos rocosos es considerable.

Presentan una vegetación formada por matorral de porte bajo y algunos pies de encina (*Quercus ilex*) y sabina (*Juniperus phoenicia*) dispersos. Los suelos, sobre roca caliza y/o dolomía, tienen un espesor de 20 a 25 cm. La pendiente es plana o casi plana, la pedregosidad superficial muy abundante y apenas existen evidencias de erosión hídrica. Los suelos están muy pastoreados, y suelen presentar altos contenidos en materia orgánica, elevada CEC y baja reserva de agua.

Los Leptosoles mayoritarios son los réndzicos, por la buena conservación y acumulación del material orgánico y material residual de la disolución de calizas sobre superficie rocosa. Cuando estos suelos adolecen de horizonte superficial móllico aparecen las unidades calcáricas o líticas, según tengan más o menos de 10 cm de espesor.

UNIDAD 3



SUELOS

PRINCIPALES: Leptosoles Calcáricos y Regosoles Calcáricos.

MINORITARIOS: Calcisoles Pétricos y Leptosoles Réndzicos.

EXTENSIÓN CARTOGRÁFICA Y SUELOS MUESTREADOS

SUPERFICIE OCUPADA: 2383 has., 10,5% del total.

NÚMERO DE MANCHAS CARTOGRÁFICAS: 19 (12,5%)

EXTENSIÓN MANCHAS CARTOGRÁFICAS: Mayor: 899,0 has. Menor: 0,1 has.
Media: 125,4 has.

SUELOS MUESTREADOS: Perfiles nº 1, 2, 8 y 18, y capas arables nº 1 y 22.

CARACTERÍSTICAS EXTRÍNSECAS

FISIOGRAFÍA: Margas con escasa vegetación.

VEGETACIÓN/USO: Predomina una vegetación arbustiva constituida principalmente por *Rosmarinus officinalis*, *Genista scorpius*, *Artemisia sp.*, *Stipa tenacissima*, *Lygeum spartum*, *Lavandula latifolia*, *Cistus albidus*, *Cistus clusii*, *Teucrium sp.*, *Thynus sp.* De forma muy dispersa aparecen algunos pies de *Quercus ilex* y *Pinus halepensis*. En determinadas zonas aparecen terrazas con cultivos de almendros y cereal.

RÉGIMEN DE HUMEDAD: Xérico.

RÉGIMEN DE TEMPERATURA: Mésico.

ALTITUD (m): 709 - 1380. Media: 1014,7.

PENDIENTE (%): 0 - 48,3. Media: 10,7.

ORIENTACIÓN (°): Media: 171,6. Desv. est: 84,7.

MATERIAL ORIGINAL: Margas y margocalizas.

ROCOSIDAD: Entre ninguna o muy pocas rocas a rocoso.

PEDREGOSIDAD: De muy pedregoso a extremadamente pedregoso.

EROSIÓN: Erosión hídrica ligera a moderada.

DRENAJE: Algo excesivamente drenado.

CARACTERÍSTICAS INTRÍNSECAS

PERFIL: A, (AB), (B), C(km)/R.

ESPEJOR SOLUM (cm.): 13 - 68.

HORIZONTES DIAGNÓSTICOS: Ocrico, móllico y cálcico.

TEXTURA: Franco arcillo limosa, franca y franco arenosa.

FRAGMENTOS GRUESOS (% peso): Media: 44,8. Desv. Est: 14,4.

RESERVA DE AGUA (mm/cm): Media: 26,2. Desv est: 20,1.

pF 33 kPa (%): 15,3 – 31,7; **pF 1500 kPa (%):** 22,9 – 7,2.

CARBONATOS (%): Media: 68,4. Desv. Est: 14,5.

pH: 8,0 – 8,6.

C.E.C. (cmol+kg⁻¹): Media: 16,2. Desv. Est: 5,5.

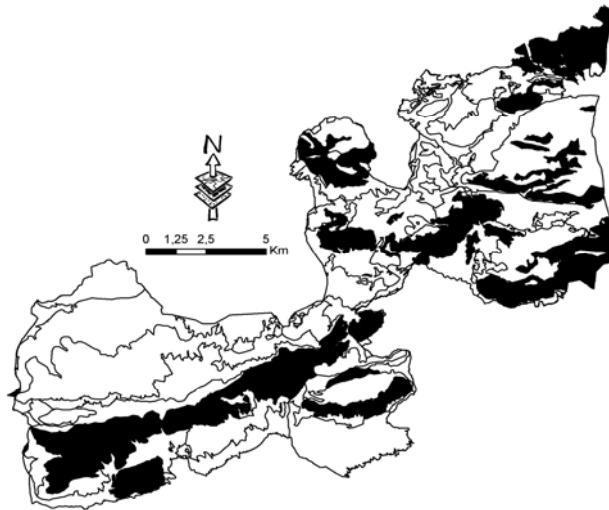
CARBONO ORGÁNICO (g.kg⁻¹): 4,7 – 19,8.

RASGOS Y CONTROLES CARTOGRÁFICOS

Esta unidad engloba sistemas montañosos del norte del Parque, de poca altitud y naturaleza margosa y/o margocaliza. Presentan una cubierta vegetal poco densa, constituida por *Pinus halepensis*, *Quercus ilex* y matorral degradado, muy dispersos en las orientaciones sur de las laderas. También aparecen algunos enclaves de *Pinus nigra* en zonas muy localizadas, y algunas terrazas con cultivos de almendros y cereal. Las pendientes no son muy acusadas, incluso planas o casi planas en las partes bajas de las laderas, pero la red de drenaje está formada por una gran multitud de cárcavas y barrancos, que denotan la importante erosión hídrica de la zona, y que llegan a emular en ocasiones a un paisaje de badlands.

El suelo tipo de esta unidad (Leptosol calcárico) tiene un horizonte A ócrico superpuesto sobre el material original blando, pero con un contenido en carbonato cálcico superior al 40%. La presencia de horizontes de transición AC es la causa más frecuente de aparición de los Regosoles calcáricos, dado que la marga se encuentra a más de 25 cm de profundidad. Los Regosoles tienen posiciones fisiográficas algo más resguardadas de la erosión. Todos presentan como característica general materiales calcáricos. En aquellas localizaciones donde se observa acumulación de carbonato secundario, configurando un horizonte cálcico o petrocálcico dentro de los 100 primeros cm desde la superficie, los suelos han sido clasificados como Calcisoles.

UNIDAD 4



SUELOS

PRINCIPALES: Leptosoles Calcáricos, Leptosoles Réndzicos y Leptosoles Líticos.

MINORITARIOS: Kastanozems Cálculos y Calcisoles Lépticos.

EXTENSIÓN CARTOGRÁFICA Y SUELOS MUESTREADOS

SUPERFICIE OCUPADA: 6052,1 has, 26,8% del total.

NÚMERO DE MANCHAS CARTOGRÁFICAS: 36 (23,7%).

EXTENSIÓN MANCHAS CARTOGRÁFICAS: Mayor: 1852,7 has. Menor: 4,5 has. Media: 168,1 has.

SUELOS MUESTREADOS: Perfil nº 15 y capas arables nº 12, 14, 15, 19, 20, 27, 46, 50, 51.

CARACTERÍSTICAS EXTRÍNSECAS

FISIOGRAFÍA: Calizas con poca vegetación.

VEGETACIÓN/USO: Matorral muy escaso formado por *Rosmarinus officinalis*, *Thymus sp.*, *Genista scorpius*, *Juniperus oxycedrus*, *Stipa tenacissima*, *Lygeum spartum*. Aparecen algunas sabinas (*Juniperus phoenicia*) y encinas (*Quercus ilex*) distribuidas de forma muy dispersa y con porte achaparrado, y algunos pies de *Pinus halepensis*. En zonas muy localizadas, cultivos de almendros y cereal.

RÉGIMEN DE HUMEDAD: Xérico.

RÉGIMEN DE TEMPERATURA: Mésico.

ALTITUD (m): 713 - 1940. Media: 1308,2.

PENDIENTE (%): 0 – 68,0. Media: 22,0.

ORIENTACIÓN (°): Media: 171,5. Desv. est: 87,5.

MATERIAL ORIGINAL: Calizas.

ROCOSIDAD: De muy rocoso a extremadamente rocoso.

PEDREGOSIDAD: De muy pedregoso a excesivamente pedregoso.

EROSIÓN: Hídrica moderada.

DRENAJE: Bien drenado.

CARACTERÍSTICAS INTRÍNSECAS

PERFIL: A, AC, CA, Ckm.

ESPELOR SOLUM (cm.): 48.

HORIZONTES DIAGNÓSTICOS: Móllico y ócrico.

TEXTURA: Desde franco arcillosa a arcillosa.

FRAGMENTOS GRUESOS (% peso): Media: 51,2. desv. Est: 17,0.

RESERVA DE AGUA (mm/cm): Media: 35,9. Desv est: 23,8.

pF 33 kPa (%): 14,1 – 38,2; **pF 1500 kPa (%):** 6,4 – 27,2.

CARBONATOS (%): Media: 60,5. Desv. Est: 20,0.

pH: Media: 8,4. Desv. Est: 0,2.

C.E.C. (cmol+kg⁻¹): Media: 24,3. Desv. Est: 8,1.

CARBONO (g.kg⁻¹): 1,8 – 51,0.

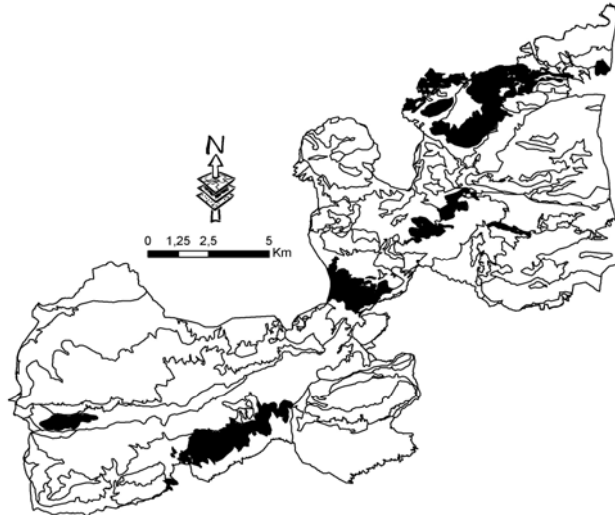
RASGOS Y CONTROLES CARTOGRÁFICOS

Esta unidad geomorfoedáfica incluye sistemas montañosos de pequeña altitud de roca caliza, y de forma muy localizada, al Norte del Parque, de margocalizas y dolomías con pendientes moderadas. La mayor parte de estas laderas están orientadas al sur, condicionando una cubierta vegetal escasa de *Pinus halepensis*, *Quercus ilex*, *Juniperus phoenicia* y matorral. También aparecen suelos con cultivos de cereal y almendros en zonas muy localizadas. Estos suelos no están muy erosionados, salvo en zonas puntuales donde se aprecian algunas cárcavas y barrancos. El contenido en materia orgánica suele ser bajo, con altos pH y alta reserva de agua.

A esta unidad también pertenecen laderas de gran altitud de Sierra María, Mahimón y Las Muelas, orientadas al sur y de naturaleza caliza y/o dolomítica. El relieve es muy abrupto y está muy erosionado, con profundas y abundantes cárcavas y barrancos que configuran una compleja red de drenaje. Las pendientes suelen ser muy elevadas y los suelos están prácticamente desprovistos de vegetación, debido posiblemente a las altas tasas de insolación incidente, por lo que la concentración en materia orgánica suele ser baja. La cubierta vegetal está formada por matorral degradado de tipo albardinal, y de forma muy puntual, algunos pinos (*Pinus halepensis*) muy abiertos hacia el sureste de Sierra María, y algunos pinos de repoblación reciente, sobre antiguos suelos cultivados, en la base de las laderas del Maimón y Las Muelas.

Independientemente del estado erosivo de las superficies, la unidad se caracteriza por la presencia de suelos calcáreos, delgados, con poca diferenciación de horizontes y con escasa presencia del horizonte de diagnóstico móllico. Los suelos mayoritarios de esta unidad corresponden a Leptosoles. En aquellos lugares que presentan un espesor del solum mayor, aparecen Calcisoles ó Kastanozems. Los Kastanozems se desarrollan en zonas con vegetación más espesa y coincidiendo con áreas de coluvión y posiciones de orientación norte.

UNIDAD 5



SUELOS

PRINCIPALES: Regosoles Calcáricos y Calcisoles Hypercálicos.

MINORITARIOS: Leptosoles Calcáricos, Kastanozems Cállicos y Cambisoles Calcáricos.

EXTENSIÓN CARTOGRÁFICA Y SUELOS MUESTREADOS

SUPERFICIE OCUPADA: 1906 has., 8,4% del total.

NÚMERO DE MANCHAS CARTOGRÁFICAS: 20 (13,2%).

EXTENSIÓN MANCHAS CARTOGRÁFICAS: Mayor: 433,7 has. Menor: 0,4. Media: 95,3 has.

SUELOS MUESTREADOS: Perfil nº 13 y capas arables nº 3, 4, 11, 23 y 43.

CARACTERÍSTICAS EXTRÍNSECAS:

FISIOGRAFÍA: Margas con repoblación y zonas coluviales con antiguos cultivos.

VEGETACIÓN/USO: Repoblaciones de *Pinus halepensis*. El sotobosque está formado por *Juniperus oxycedrus*, *Thynus sp.*, *Rosmarinus officinalis*, *Genista scorpius*, *Cistus albidus*, *Cistus clusii*, *Helianthemum sp.*, *Quercus coccifera*, *Stipa tenacisima*. Terrazas de antiguos cultivos de almendros.

RÉGIMEN DE HUMEDAD: Xérico.

RÉGIMEN DE TEMPERATURA: Mésico.

ALTITUD (m): 762 - 1879. Media: 1082,8.

PENDIENTE (%): 0 - 49. Media: 13,6.

ORIENTACIÓN (°): Media: 174,0. Desv. est: 106,1.

MATERIAL ORIGINAL: Margas y margocalizas.

ROCOSIDAD: Ninguna o muy pocas piedras.

PEDREGOSIDAD: Moderadamente pedregoso.

EROSIÓN: Hídrica severa.

DRENAJE: Bien drenado.

CARACTERÍSTICAS INTRÍNSECAS

PERFIL: A, AC, Ck.

ESPESOR SOLUM (cm.): 41.

HORIZONTES DIAGNÓSTICOS: Ócrico y móllico.

TEXTURA: Desde franca a arcillosa.

FRAGMENTOS GRUESOS (% peso): Media: 36,9. Desv. Est: 16,9.

RESERVA DE AGUA (mm/cm): Media: 32,2. Desv est: 15,4.

pF 33 kPa (%): 17,9 – 43,3; **pF 1500 kPa (%):** 10,7- 30,9.

CARBONATOS (%): Media: 53,7. Desv. Est: 26,2.

pH: Media: 8,3. Desv. Est: 0,2.

C.E.C. (cmol+kg⁻¹): Media: 25,7. Desv. Est: 10,7.

CARBONO (g.kg⁻¹): 11,3 – 60,8.

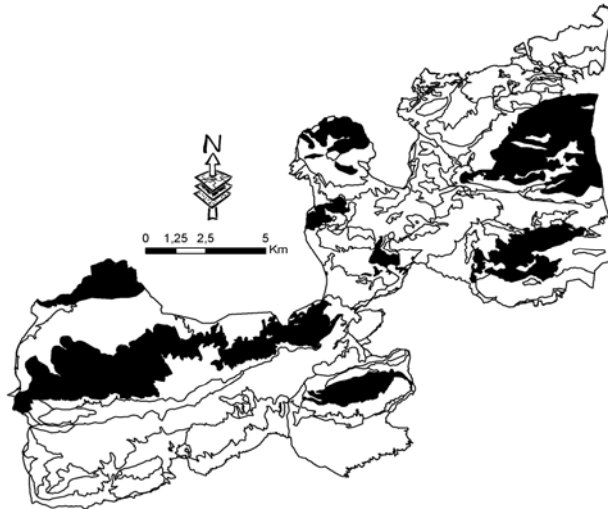
RASGOS Y CONTROLES CARTOGRÁFICOS

Esta unidad está emparentada con la unidad 3 en lo referente al material original de margas, aunque presenta suelos más evolucionados en espesor y diferenciación de horizontes. La unidad 5 comprende laderas orientadas al norte de sistemas montañosos de margas y margocalizas, en su mayor parte, con moderada a elevada altitud y con importantes procesos de erosión hídrica, evidenciados en cárcavas y barrancos. Presentan una densa cobertura vegetal, constituida principalmente por *Pinus halepensis* y *Quercus ilex* y abundante sotobosque, lo que permite la acumulación de la materia orgánica. También comprende suelos de pendiente plana o casi plana, con repoblaciones recientes de pinar o encinar dispersos, sobre antiguos suelos cultivados, y con algunas cárcavas dispersas que aparecen de forma muy puntual.

Estos suelos, en ocasiones profundos, carecen prácticamente de gravas, son alcalinos, con alta concentración de CaCO_3 , y tienen altos valores de retención de agua, aunque al presentar la zona bajas precipitaciones, permanecen secos durante varios meses a lo largo del año.

A diferencia de la unidad 3, en esta unidad 5, los suelos mayoritarios son más espesos y tienen más patentes los rasgos morfológicos de movilización de CaCO_3 . No obstante, a pesar de disponer de una cubierta arbórea importante, los rasgos de móllico tanto en los suelos de la unidad 5, como en los de la unidad 3, aparecen en contadas ocasiones.

UNIDAD 6



SUELOS

PRINCIPALES: Chernozems Cálcidos, Kastanozems Cálcidos y Leptosoles Réndzicos.

MINORITARIOS: Luvisoles Lépticos, Calcisoles Lépticos y Cambisoles Lépticos.

EXTENSIÓN CARTOGRÁFICA Y SUELOS MUESTREADOS

SUPERFICIE OCUPADA: 5109,5 has., 22,6% del total.

NÚMERO DE MANCHAS CARTOGRÁFICAS: 19 (12,5%).

EXTENSIÓN MANCHAS CARTOGRÁFICAS: Mayor: 1781,3 has. Menor: 1,0 has. Media: 268,9 has.

SUELOS MUESTREADOS: Perfiles nº 3, 9, 10, 14 y 19, y capas arables 5, 6, 8, 9, 10, 13, 16, 17, 24, 25, 30, 31, 32, 33 y 42.

CARACTERÍSTICAS EXTRÍNSECAS

FISIOGRAFÍA: Bosques de mayor altitud sobre roca caliza.

VEGETACIÓN/USO: Entre las especies arbóreas predomina *Quercus ilex*, *Pinus halepensis* y *Pinus nigra*, en zonas de mayor altitud. El sotobosque es muy denso y está conformado por *Quercus coccifera*, *Cistus laurifolius*, *Rosmarinus officinalis*, *Thymus sp.*, *Salvia sp.*, *Erinacea Anthyllis*, *Festuca sp.*, *Helianthemum sp.*, *Vella spinosa*, *Genista scorpius*, *Teucrium sp.*, *Arctostaphilos uva-ursi*, *Juniperus oxycedrus*, *Cistus clusii*.

RÉGIMEN DE HUMEDAD: Xérico.

RÉGIMEN DE TEMPERATURA: México.

ALTITUD (m): 800 - 1828. Media: 1239,5.

PENDIENTE (%): 0 – 64,8. Media: 17,8.

ORIENTACIÓN (°): Media: 200,5. Desv. est: 131,6.

MATERIAL ORIGINAL: Roca caliza.

ROCOSIDAD: De ninguna a muy pocas piedras a extremadamente rocoso en las zonas de mayor altitud.

PEDREGOSIDAD: De pedregoso a excesivamente pedregoso.

EROSIÓN: Hídrica ligera a moderada.

DRENAJE: Entre bien drenado y excesivamente drenado.

CARACTERÍSTICAS INTRÍNSECAS

PERFIL: O, A(bk), AB(wk), (ACk), (BAk), (BC), B(bwk), Ck/R.

ESPEJOR SOLUM (cm.): 42 – 85.

HORIZONTES DIAGNÓSTICOS: Móllico.

TEXTURA: De franco arcillosa a arcillosa.

FRAGMENTOS GRUESOS (% peso): Media: 48,5. Desv. est: 17,7.

RESERVA DE AGUA (mm/cm): Media: 28,1. Desv est: 15,2.

pF 33 kPa (%): 20,4 – 42,9; **pF 1500 kPa (%):** 8,9 – 43,7.

CARBONATOS (%): Media: 29,2. Desv. est: 28,1.

pH: 7,7 -8,7.

C.E.C. (cmol+kg⁻¹): Media: 36,9. Desv. Est: 14,3.

CARBONO (g.kg⁻¹): 15,8 -85,0.

RASGOS Y CONTROLES CARTOGRÁFICOS

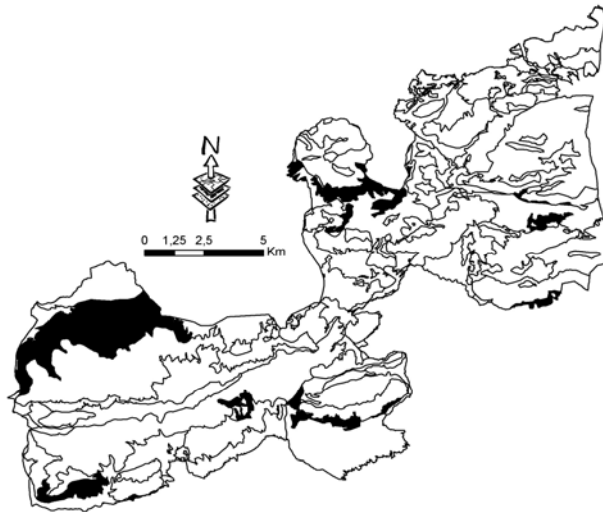
Esta unidad engloba las laderas de orientación norte de mayor altitud de los sistemas montañosos calizos y/o dolomíticos, con una densa cobertura vegetal de *Pinus halepensis* natural o repoblaciones muy antiguas, *Quercus ilex* y abundante sotobosque. En la parte más alta de la ladera de Sierra de María aparece *Pinus nigra*, y de forma muy localizada al este de Sierra María y Maimón, *Pinus pinaster*. En las sierras de

María, Gabar, Larga, Las Muelas y Gigante, la abundante vegetación de pinar y sotobosque sobre derrubios calizo-dolomíticos, junto con la escasa acción del hombre, permite la acumulación de materia orgánica en superficie y de CaCO_3 en profundidad desarrollando horizontes A móllicos y horizontes AC y C cálcicos. El suelo está protegido por la abundante pedregosidad superficial. En la parte más alta de las laderas, próxima a la cumbre, aparecen importantes afloramientos rocosos. A pesar de que la pendiente es elevada (30-60%), el espesor de los suelos es considerable (>85 cm) por el carácter acumulativo de los mismos.

Los suelos de esta unidad corresponden indistintamente a Chernozems ó Kastanozems, ambos con un horizonte superficial móllico, aunque los Kastanozem son más delgados y tienen un color más claro y cromático en el horizonte superficial. En las cercanías a cumbres de las montañas donde desaparece el material original de origen coluvial, se desarrollan Leptosoles.

También se han reconocido en esta unidad Luvisoles asociados a sectores de menor pendiente con arcilla de descalcificación, Calcisoles en zonas con escasa vegetación, y Cambisoles cuando los rasgos de árgico o cálcico no son muy aparentes. Estos tres tipos de suelos están limitados por roca dentro de los 100 cm superficiales.

UNIDAD 7



SUELOS

PRINCIPALES: Chernozems Cálcidos.

MINORITARIOS: Kastanozems Cálcidos, Leptosoles Réndzicos y Calcisoles Lépticos.

EXTENSIÓN CARTOGRÁFICA Y SUELOS MUESTREADOS

SUPERFICIE OCUPADA: 2023,8 has., 9,0% del total.

NÚMERO DE MANCHAS CARTOGRÁFICAS: 15 (9,9%)

EXTENSIÓN MANCHAS CARTOGRÁFICAS: Mayor: 1184,7. Menor: 3,7 has. Media: 134,9 has.

SUELOS MUESTREADOS: Perfiles nº 4 y 6, y capas arables nº 21, 28, 29, 34, 39, 40, 41, 47 y 49.

CARACTERÍSTICAS EXTRÍNSECAS

FISIOGRAFÍA: Bosques en áreas coluviales bajas de calizas.

VEGETACIÓN/USO: Entre las especies arbóreas impera *Quercus ilex* y *Pinus halepensis*. Abundante matorral pluriepecífico de *Quercus coccifera*, *Rosmarinus officinalis*, *Thymus sp.*, *Salvia sp.*, *Genista scorpius*, *Cistus albidus*, *Juniperus oxycedrus*, *Cistus clusii*, *Artemisia sp.*, *Anthyllis cytisoides*, *Teucrium sp.*, *Lygeum spartum*, *Lavandula latifolia*.

RÉGIMEN DE HUMEDAD: Xérico.

RÉGIMEN DE TEMPERATURA: Mésico.

ALTITUD (m): 918 - 1627. Media: 1172,8.

PENDIENTE (%): 0 – 53,0. Media: 9,4.

ORIENTACIÓN (°): Media: 206,4. Desv. Est: 106,8.

MATERIAL ORIGINAL: Margas, margocalizas y calizas.

ROCOSIDAD: De ninguna o muy pocas rocas a moderadamente rocoso.

PEDREGOSIDAD: Entre pedregoso y excesivamente pedregoso.

EROSIÓN: Hídrica ligera.

DRENAJE: Entre bien drenado y algo excesivamente drenado.

CARACTERÍSTICAS INTRÍNSECAS

PERFIL: (O), A(hk), (AC), Ck.

ESPEJOR SOLUM (cm.): 40 -50.

HORIZONTES DIAGNÓSTICOS: Móllico.

TEXTURA: Franco arcillosa a franco arenosa.

FRAGMENTOS GRUESOS (% peso): Media: 53,9. Desv. Est: 20,6.

RESERVA DE AGUA (mm/cm): Media: 29,3. Desv est: 16,9.

pF 33 kPa (%): 22,1 – 38,2; **pF 1500 kPa (%):** 11,5 – 34,0.

CARBONATOS (%): Media: 43,2. Desv. Est: 25,3.

pH: 8,7 – 7,5.

C.E.C. (cmol+kg⁻¹): Media: 28,6. Desv. Est: 13,3.

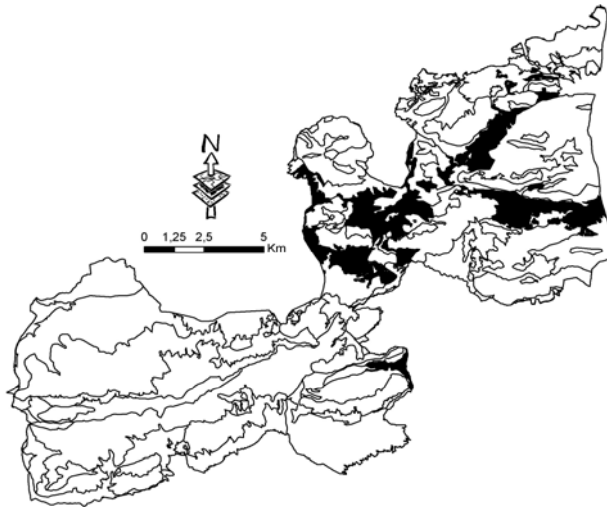
CARBONO (g.kg⁻¹): 16,8 – 137,0.

RASGOS Y CONTROLES CARTOGRÁFICOS

Claramente emparentada con la anterior unidad, esta unidad 7 se desarrolla en la parte baja de las laderas coluviales, en las proximidades a los glaciares del Gabar y Sierra Larga, en glaciares con aterrazamientos antiguos de Las Muelas, y sobre derrubios calizos de la parte mas baja de Sierra María y Maimón. Los suelos presentan una cubierta vegetal muy densa de *Pinus halepensis* y *Quercus ilex*, como especies arbóreas dominantes, y abundante matorral. En torno a la parte baja de la ladera sur de Sierra María y en Sierra Larga, existen repoblaciones recientes de pinar, con terrazas antiguas y próximas a cultivos. La abundante cubierta vegetal y la limitada acción antrópica, en la mayor parte de estas zonas, permite la acumulación de materia orgánica y formación de horizontes móllicos. La erosión es muy escasa debido a la protección que ejerce la cubierta vegetal y a las bajas pendientes. Los suelos suelen ser muy espesos, alcalinos, con alta concentración de CaCO₃, y elevada CEC y reserva de agua.

La mayoría de los suelos muestreados en esta unidad son Chernozems cálcicos. En menor proporción, también aparecen en esta unidad Kastanozems cálcicos, con horizontes superficiales móllicos de menor espesor y mas claros. En las zonas menos coluviales, donde el espesor del suelo no es suficiente, se desarrollan Leptosoles réndzicos. Los Calcisoles lépticos se restringen a las zonas con menor densidad de vegetación.

UNIDAD 8



SUELOS

PRINCIPALES: Calcisoles Hipercálcicos, Regosoles Calcáricos y Vertisoles Cálcidos.

EXTENSIÓN CARTOGRÁFICA Y SUELOS MUESTREADOS

SUPERFICIE OCUPADA: 2030,4 has., 9,0% del total.

NÚMERO DE MANCHAS CARTOGRÁFICAS: 24 (15,8%).

EXTENSIÓN MANCHAS CARTOGRÁFICAS: Mayor: 502,5 has. Menor: 0,1 has.
Media: 84,6 has.

SUELOS MUESTREADOS: Perfiles nº 12 y 17, y capas arables nº 1, 2, 7, 36 y 37.

CARACTERÍSTICAS EXTRÍNSECAS

FISIOGRAFÍA: Depresiones intramontañosas cultivadas.

VEGETACIÓN/USO: Cultivos de almendros y cereal.

RÉGIMEN DE HUMEDAD: Xérico.

RÉGIMEN DE TEMPERATURA: Mésico.

ALTITUD (m): 720 - 1350. Media: 1021,3.

PENDIENTE (%): 0 – 43,8. Media: 7,2.

ORIENTACIÓN (°): Media: 154,4. Desv. est: 109,7.

MATERIAL ORIGINAL: Margas, margocalizas, calizas, areniscas y materiales aluviales.

ROCOSIDAD: Ninguna o muy pocas rocas.

PEDREGOSIDAD: Moderadamente pedregoso.

EROSIÓN: No se aprecia debido a las labores agrícolas.

DRENAJE: Entre imperfectamente drenado y moderadamente bien drenado.

CARACTERÍSTICAS INTRÍNSECAS

PERFIL: A, (AB), AC(kg), Ckm/R

ESPEJOR SOLUM (cm.): 31-54.

HORIZONTES DIAGNÓSTICOS: Ócrico.

TEXTURA: Desde franco arcillosa a arcillosa.

FRAGMENTOS GRUESOS (% peso): Media: 23,7. Desv. Est: 16,3.

RESERVA DE AGUA (mm/cm): Media: 42,4. Desv est: 29,4.

pF 33 kPa (%): 23,9 – 35,8; **pF 1500 kPa (%):** 11,5 – 20,9.

CARBONATOS (%): Media: 63,0. Desv. Est: 10,3.

pH: 8,1-8,8.

C.E.C. (cmol+kg⁻¹): Media: 18,7. Desv. Est: 4,3.

CARBONO (g.kg⁻¹): 6,9 – 21,1.

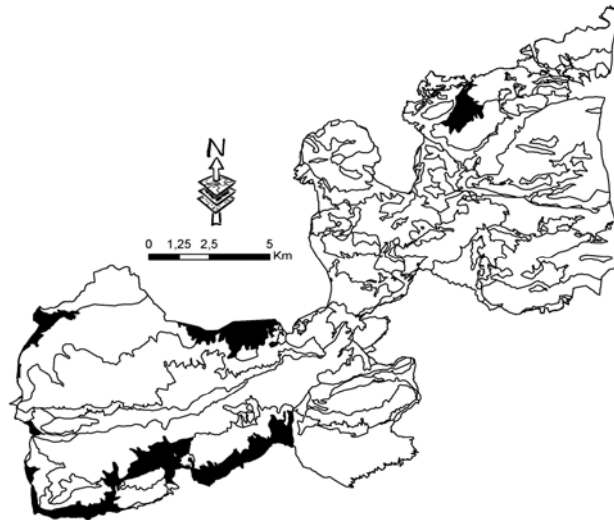
RASGOS Y CONTROLES CARTOGRÁFICOS

Esta unidad se desarrolla en las depresiones intramontañas, sobre sedimentos superpuestos a margas, margocalizas, areniscas y calizas. Geomorfológicamente esta unidad se distingue por presentar grandes extensiones con pendientes llanas correspondientes a cuencas de depósito reciente, que han sido aprovechadas por el hombre para cultivos de secano, principalmente de almendros y cereal. Los suelos son espesos y con poca pedregosidad superficial, poco evolucionados, con muy poco contenido en materia orgánica y pH netamente alcalino. En algunas zonas, probablemente por efecto del regadío con aguas de mala calidad, se produce una cierta salinización con valores de conductividad altos (11,98 ms/cm).

Todos los suelos muestran un horizonte de diagnóstico superficial ócrico. Los suelos con vértico (Vertisoles) se localizan en los centros de las vaguadas, los Calcisoles en las laderas suaves y, más arriba, en las divisorias de agua, se encuentran suelos sin

horizonte de diagnóstico subsuperficial (Regosoles). Común a todos los suelos, destaca el carácter hipercálcico (>80% de CaCO_3).

UNIDAD 9



SUELOS

PRINCIPALES: Calcisoles Lúvicos y Luvisoles Cálcidos.

MINORITARIOS: Calcisoles Pétricos y Cambisoles Calcáricos.

EXTENSIÓN CARTOGRÁFICA Y SUELOS MUESTREADOS

SUPERFICIE OCUPADA: 1417,2 has., 6,3% del total.

NÚMERO DE MANCHAS CARTOGRÁFICAS: 6 (3,9%).

EXTENSIÓN MANCHAS CARTOGRÁFICAS: Mayor: 841,1 has. Menor: 4,6 has. Media: 236,2 has.

SUELOS MUESTREADOS: Perfiles nº 5 y 7, y capas arables nº 35, 38 y 48.

CARACTERÍSTICAS EXTRÍNSECAS

FISIOGRAFÍA: Glacis con cultivos.

VEGETACIÓN/USO: Terrazas con cultivos de almendros y cereal. De forma muy localizada aparecen algunos pies de encina (*Quercus ilex*) y *Pinus halepensis*.

RÉGIMEN DE HUMEDAD: Xérico.

RÉGIMEN DE TEMPERATURA: Mésico.

ALTITUD (m): 794 - 1649. Media: 1201,3.

PENDIENTE (%): 0 – 46,7. Media: 8,9.

ORIENTACIÓN (°): Media: 171,0. Desv. est: 97,3.

MATERIAL ORIGINAL: Derrubios calizos.

ROCOSIDAD: Ninguna a muy pocas rocas.

PEDREGOSIDAD: De muy pedregoso a excesivamente pedregoso.

EROSIÓN: No se aprecia debido a las labores agrícolas.

DRENAJE: Entre moderadamente bien drenado a bien drenado.

CARACTERÍSTICAS INTRÍNSECAS

PERFIL: A, (Bt), C(km).

ESPEJOR SOLUM (cm.): 26-70.

HORIZONTES DIAGNÓSTICOS: Ócrico.

TEXTURA: Desde franco arenosa a franco arcillosa.

FRAGMENTOS GRUESOS (% peso): Media: 36,7. Desv. est: 16,6.

RESERVA DE AGUA (mm/cm): Media: 30,0. Desv est: 7,0.

pF 33 kPa (%): 15,9 – 26,6; **pF 1500 kPa (%):** 5,6 – 17,7.

CARBONATOS (%): Media: 44,8. Desv. est: 36,4.

pH: 8,2 – 8,9.

C.E.C. (cmol+kg⁻¹): Media: 16,6. Desv. Est: 8,5.

CARBONO (g.kg⁻¹): 6,3 -23,1.

RASGOS Y CONTROLES CARTOGRÁFICOS

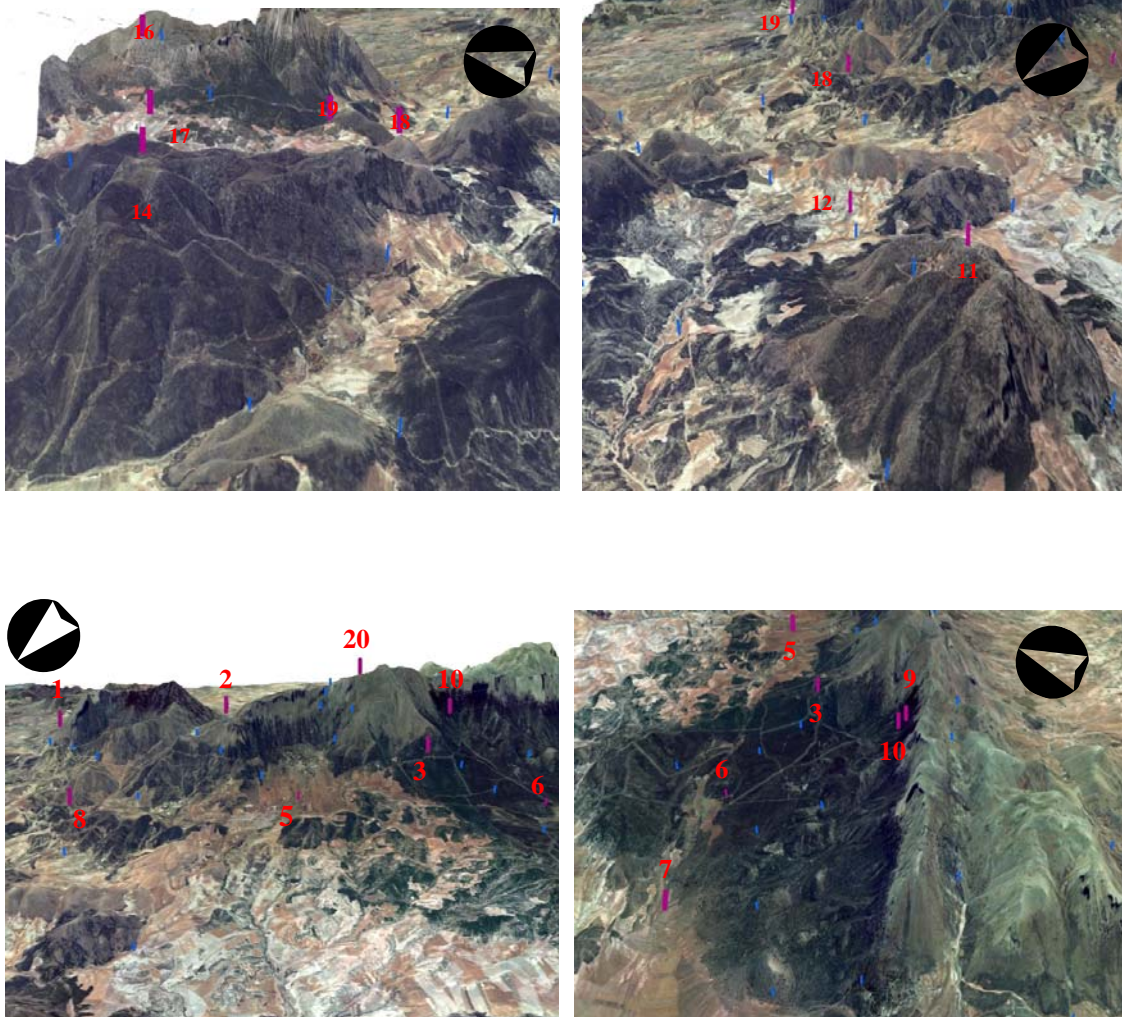
Esta unidad se localiza en relieves planos o casi planos, sobre glaciares carbonatados, prácticamente desprovistos de vegetación forestal, parcelados con cultivos de cereal y con algunas terrazas de almendros. Próximos a las laderas aparece vegetación natural de matorral y algunos pies de pinos y encinas. No hay evidencias de erosión, debido a las bajas pendientes y a las labores agrícolas. Los suelos son espesos y con escasa pedregosidad superficial.

Los suelos de esta unidad son Calcisoles lúvicos o Luvisoles cálcicos, dependiendo de la manifestación de los horizontes de depósito árgico y cálcico. En cualquier caso la característica más destacada de la unidad es la presencia de suelos viejos, favorecidos por el relieve antiguo y estabilizado.

IV.3. INFLUENCIA DE LOS FACTORES FORMADORES EN LAS PROPIEDADES FÍSICAS Y QUÍMICAS DE LOS SUELOS

La génesis del suelo resulta de una combinación específica de factores formadores, que condiciona las propiedades físicas, químicas y biológicas del mismo. El material original de los suelos del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez consta en su mayoría materiales calcáreos poco meteorizados. El relieve presenta importantes variaciones de altitud, pendiente y orientación topográfica, aspectos que modifican el clima y establece diferencias en las propiedades de los suelos. Asimismo, la edad de las superficies geomorfológicas coadyuva también las diferencias en las propiedades de los suelos. La vegetación es probablemente el factor más variable en el área de estudio. Así, observaremos bosques de pinar autóctono, de repoblación, encinar, sabinar, matorral y cultivos. Por último, la actividad antrópica también ha dejado su impronta en los suelos, ocasionada por las labores agrícolas, la preparación del terreno para repoblaciones forestales, los tratamientos selvícolas realizados en las zonas boscosas, la ganadería, áreas urbanas e infraestructura ingenieril (pistas, desmontes, etc).

A continuación se analiza la variación de las propiedades físicas y químicas de los perfiles de suelo y capas arables muestreadas en función de la variación de los factores formadores de los suelos. Las figuras IV.3.1 y IV.3.2 muestra la distribución de los diferentes perfiles y capas arables en la zona de estudio.



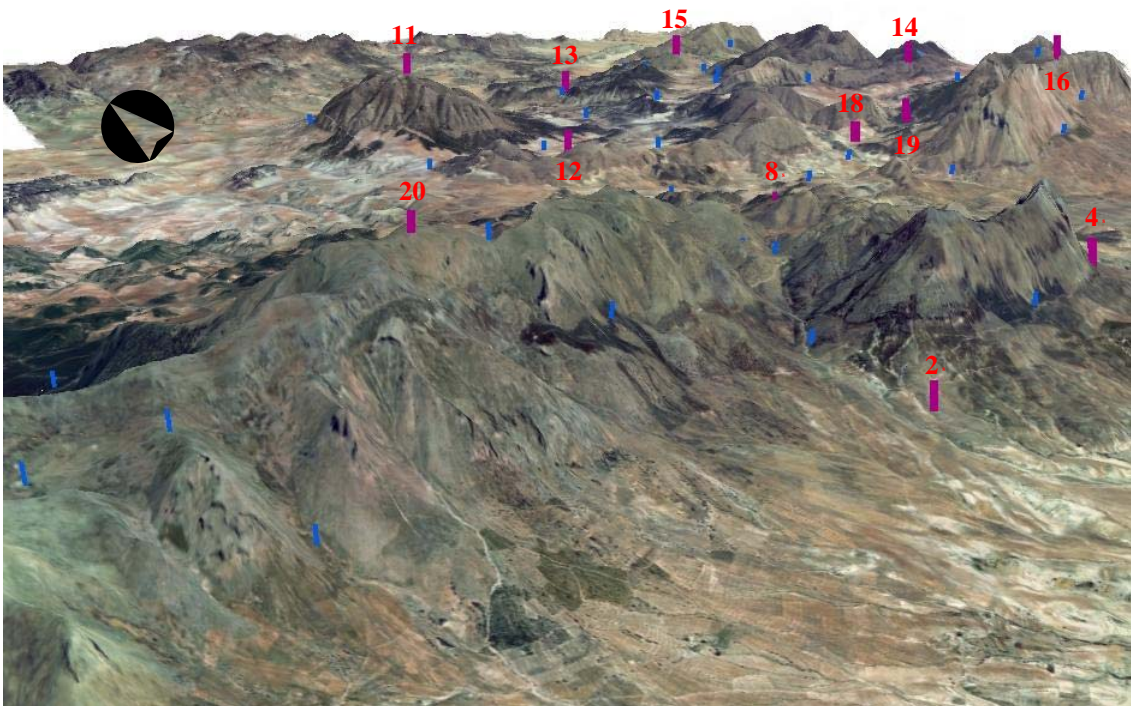
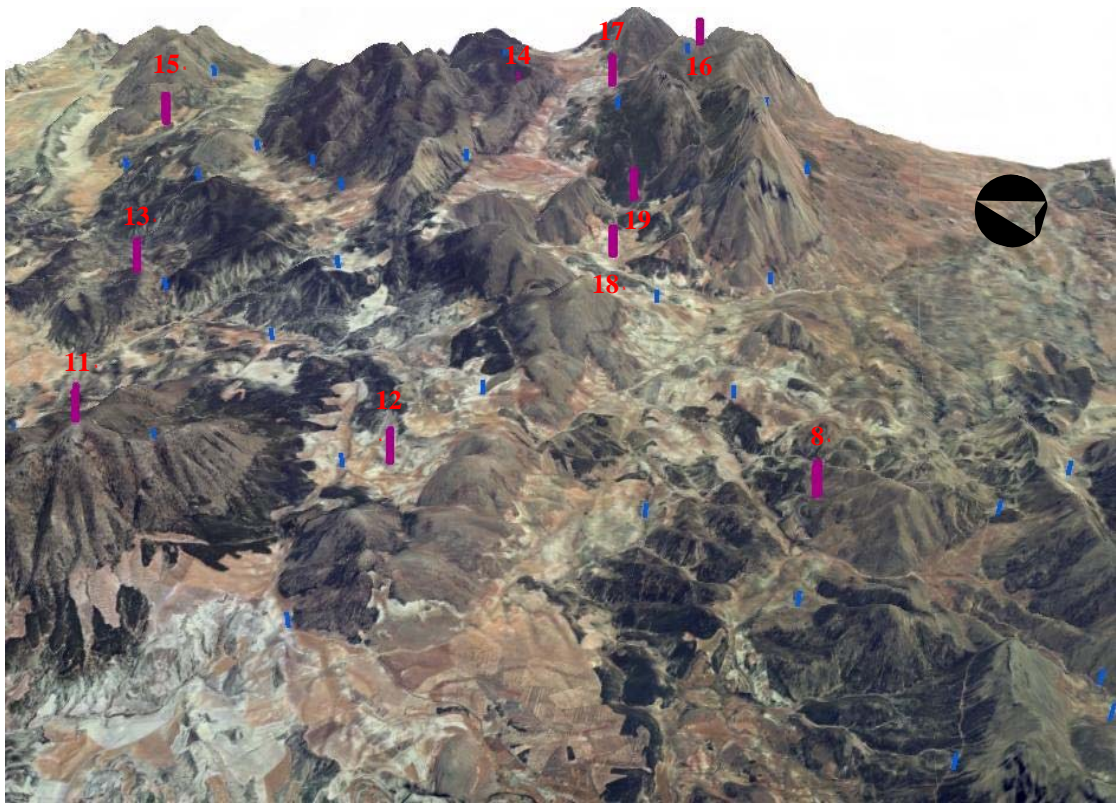


Figura IV.3.1. Localización de los 20 perfiles del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez

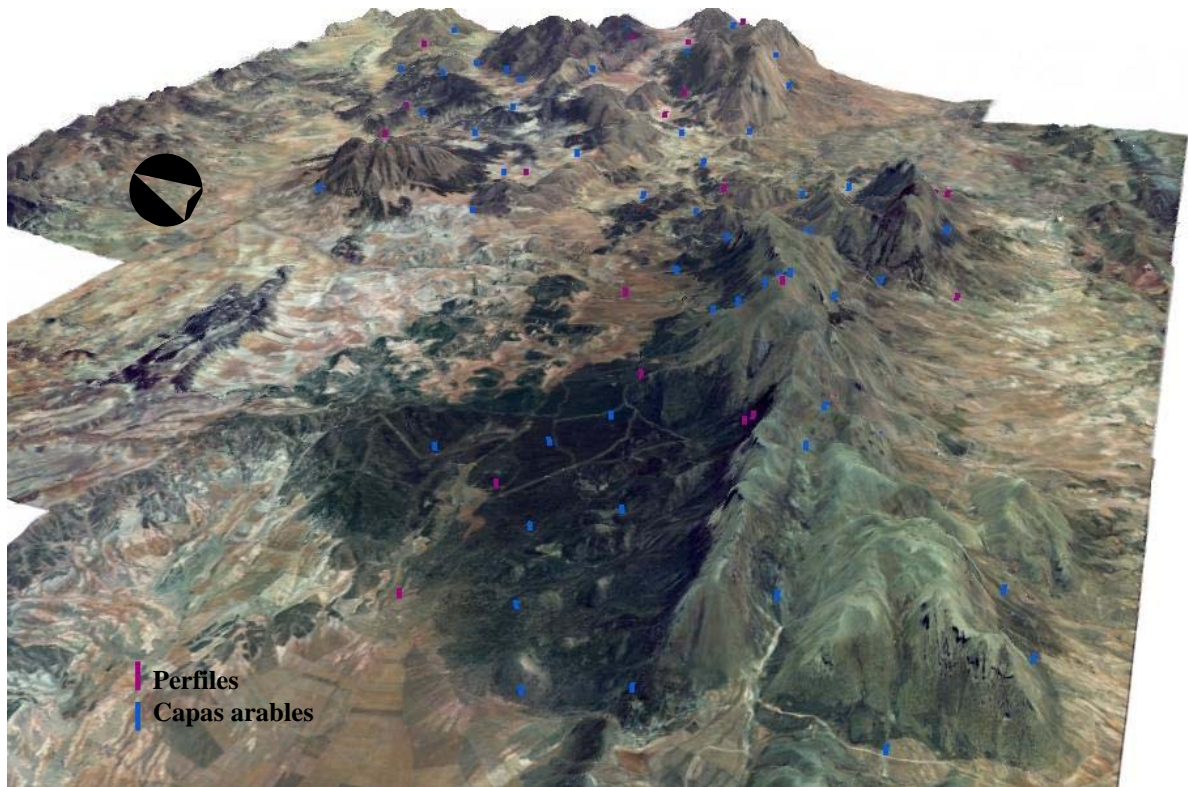


Figura IV.3.2. Localización de perfiles y capas arables en el Parque Natural Sierra María-Los Vélez

IV.3.1. Espesor y horizontes

El Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, presenta, en general, suelos con profundidades comprendidas entre 30 cm y 1 m de espesor. No obstante, en zonas denudadas o cacuminales, con una escasa cubierta vegetal de matorral degradado de *Genista scorpius*, *Artemisia sp.*, *Launaea sp.*, *Stipa tenacissima* y *Lygeum spartum*, (perfil 2) ó con matorral en altura pluriespecífico y especializado de caméfitos pulvinulares de *Erinacea anthyllis*, *Vella spinosa*, *Lygeum spartum* y *Juniperus oxycedrus* (perfiles 11, 16 y 20), la horizonación es de tipo A, R y el espesor de solum está entre 13 y 20 cm. Los suelos que presentan una diferenciación de un horizonte subsuperficial del tipo AB o AC y/o Bw, conjuntamente con un mayor desarrollo del horizonte A (perfiles 1, 3, 4, 6, 7, 8, 13 y 15), son frecuentes en zonas con erosión moderada o fuerte y con vegetación de pinar (*Pinus halepensis*), encinar (*Quercus ilex*) y/o matorral arbustivo (*Quercus coccifera*, *Juniperus phoenicia*). Finalmente, encontramos suelos antiguos y bien conservados (perfiles 9, 10, 14 y 19) con horizontes A, Bt, AB o AC o BC y C, en posiciones de paisaje ligeramente inclinadas, con una densa cubierta vegetal de *Pinus halepensis*, *Pinus nigra* y *Quercus ilex* y poco antropizadas. El solum supera los 50 cm en todos los casos. Los perfiles 5, 12, 17 y 18, en áreas de cultivo presentan los mayores espesores (>70 cm, 54 cm, 31 cm y 20 cm respectivamente) y horizontes Ap.

Entre los horizontes de diagnóstico subsuperficiales predominantes imperan aquellos con acumulación secundaria de CaCO_3 cementado o no. En condiciones naturales, el epipedón dominante es móllico debido a la abundante vegetación y a los procesos climáticos de humificación y melanización (Sánchez, 1992). Las áreas

fuertemente erosivas ó antropizadas propician la presencia de horizontes ócricos (perfiles 7 y 5).

IV.3.2. Textura

La textura de los suelos puede definirse con el calificativo de endoesquelética, sobre todo en lo que respecta al contenido en peso de fragmentos tamaño grava (2 - 7.5 cm) y piedra (7.5 - 25 cm). Las capas arables y perfiles muestreados sobre litologías calizas o dolomíticas presentan un contenido de fragmentos gruesos que oscila entre 40% y 90%. En los suelos sobre materiales margocalizos o margosos, el contenido en fragmentos gruesos es sensiblemente menor (<25%). En la mayoría de los suelos muestreados los fragmentos están meteorizados, con huellas de disolución y enrojecimiento de su superficie debido a la acumulación de óxidos de hierro.

La fracción granulométrica mayoritaria es la arcilla, que oscila aproximadamente entre un 35% y 70%. Los porcentajes de arena más elevados los encontramos en aquellas zonas más degradadas y erosionadas, expuestas a los mayores valores de radiación global incidente, y en cuya cubierta vegetal imperan, fundamentalmente, los cultivos de almendros y cereal, así como pinar abierto y matorral degradado, como son los perfiles 1, 2, 4, 6, 7, 8 y 13, tomados en la Solana del Mahimón, Cortijo del Puerto del Peral, Loma de Casa Blanca y Almohallas, además de las capas arables recogidas en torno a Las Almohallas (2, 3, 4) y en las solanas de las Sierras de María y Las Muelas (20, 21, 28, 35, 36, 46, 47, 49). Se observa también un patrón de distribución espacial en lo que respecta al contenido de limos y arcillas. Los suelos más arcillosos los encontramos en torno a la Sierra Larga, Los Enebrales, Morra Grande y Morra de la Zarza, y Gabar (capas arables 5, 6, 7, 13, 14, 16, y perfiles 11, 12, 14), Muela Chica (capas arables 17 y 18, y perfiles 15 y 19), Serrata de Guadalupe (perfil 15) y algunas zonas de Sierra de María (capas arables 32, 33 y 43, y perfiles 3 y 20), orientadas preferentemente hacia el sur y soportando una vegetación principalmente de pinar natural y encinar, y densos matorrales arbustivos. Los perfiles 9, 10 y 17, y las capas arables 52, 53, 54, 55, y 56 presentan una mayor proporción de limos.

La figura IV.3.3 muestra la variación del contenido en grava, arena, limo y arcilla en profundidad, de seis perfiles representativos de los suelos muestreados, bajo diferentes tipos de vegetación: pinar de repoblación de menos de 60 años (perfil 1), pinar natural (perfil 10), cultivos (perfiles 5 y 12), encinar (perfil 3) y sabinar (perfil 15). Los suelos bajo pinar de repoblación y cultivos presentaron los mayores contenidos de arena en los horizontes superficiales, y los suelos bajo pinar natural, encinar y sabinar, los contenidos más elevados de arcillas, limos y gravas. El perfil 1 (a), manifiesta una clara tendencia de disminución del porcentaje de gravas y arenas, frente al aumento de limos y arcillas en profundidad. Por el contrario, en los perfiles 10, 3 y 15 (c, d y e), tiende a disminuir el porcentaje en arcillas y limos, y a incrementarse el porcentaje de arenas en los horizontes subsuperficiales. En todos ellos, también disminuye el contenido en gravas a medida que se profundiza en el perfil, aunque se produzca algún aumento sustancial de dicho contenido, en alguno de los horizontes subsuperficiales de los perfiles. El perfil 5 (b), presenta un aumento brusco del porcentaje de arenas y gravas en el horizonte Ck, frente a la disminución del contenido de arcillas y limos en dicho horizonte, y el perfil 12 (f), mantiene una proporción prácticamente constante en el porcentaje de arenas, arcillas y limos en todos sus horizontes, tan sólo se produce un ligero incremento en el contenido de gravas en el horizonte A3k. Se ha estudiado

también la distribución en profundidad de los tipos de arenas en los mismos perfiles, y no se observan diferencias importantes en dicha distribución; destacando, únicamente, el aumento brusco en el horizonte Ck del perfil 5 (b), de las arenas muy gruesas, gruesas, medias y muy finas, y la súbita disminución de todas las fracciones de arena en el horizonte ABw del perfil 3 (d). También se produce un descenso en profundidad, en el perfil 1 (a), de todas las fracciones de arena, salvo la fracción de arena muy fina que tiende a aumentar. En el perfil 15 (e) aumentan todas las fracciones de arena, y por el contrario, en el perfil 12 (f), tienden a disminuir con la profundidad (Figura IV.3.4).

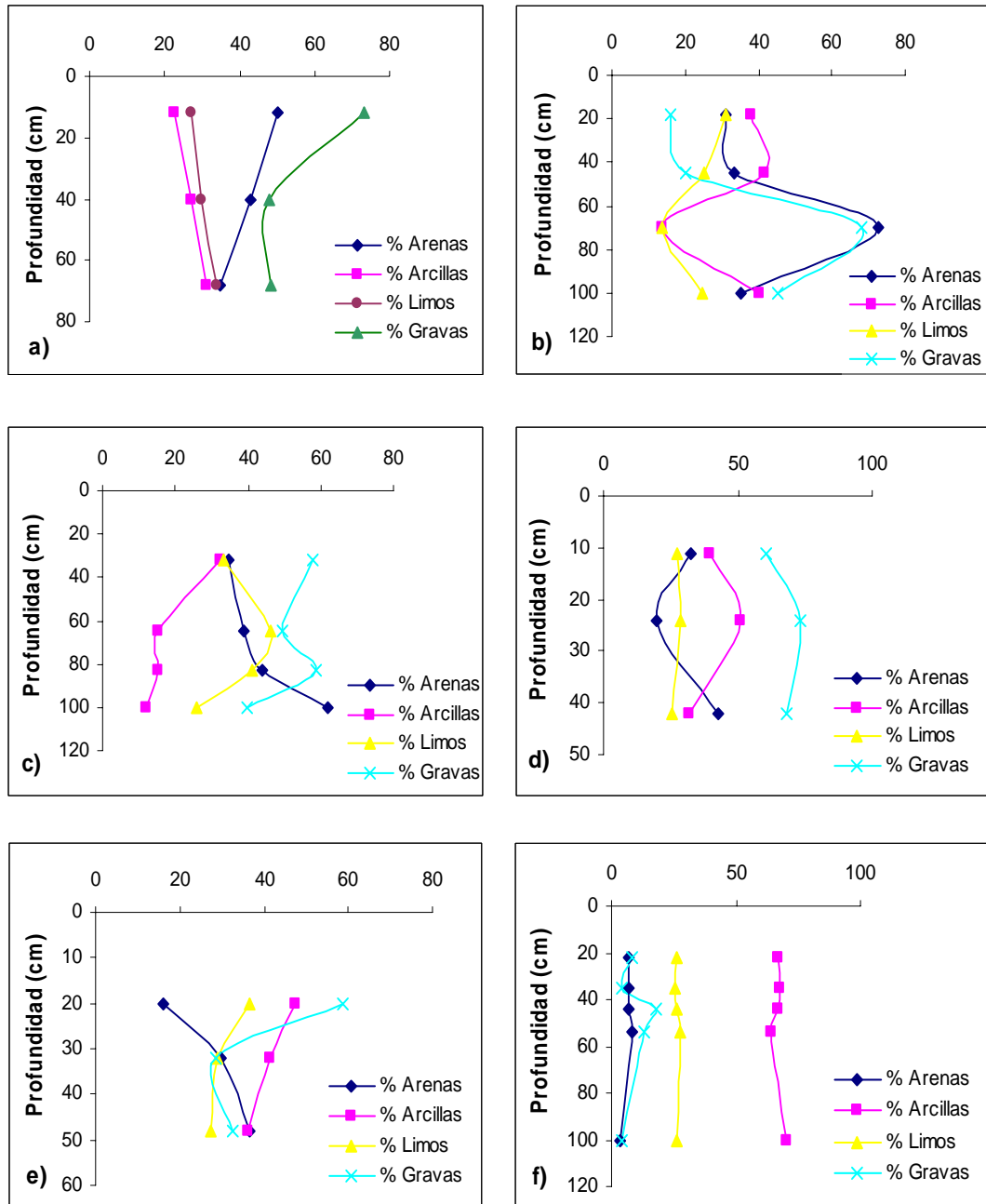


Figura IV.3.3. Variación en profundidad de clases de tamaños de partícula en el perfil 1 (a) bajo pinar de repoblación de menos de 60 años, perfiles 5 y 12 (b y f) en suelos cultivados, perfiles 10 y 3 (c y d) bajo pinar natural y encinar, y perfil 15 (e) bajo sabinar.

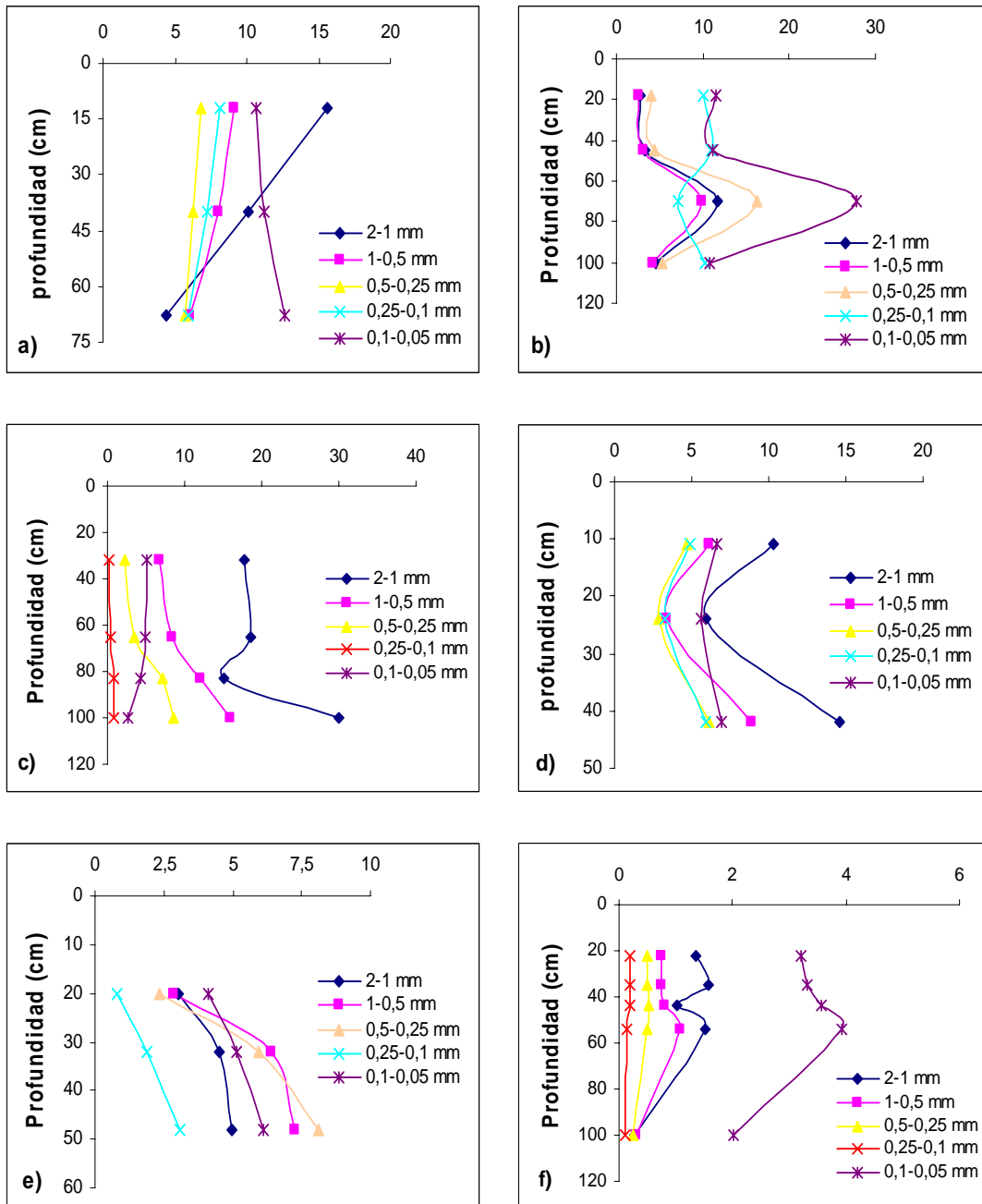


Figura IV.3.4. Variación en profundidad del contenido de las clases granulométricas arena muy gruesa (2-1 mm), gruesa (1-0.5 mm), media (0.5-0.25 mm), fina (0.25-0.1 mm) y muy fina (0.1-0.05 mm) en el perfil 1 (a) bajo pinar de repoblación de menos de 60 años, perfiles 5 y 12 (b y f) en suelos cultivados, perfiles 10 y 3 (c y d) bajo pinar natural y encinar, y perfil 15 (e) bajo sabinar.

La textura de la tierra fina de los suelos muestreados corresponde a los tipos francos y arcillosos cuando el contenido en arcilla, del horizonte en concreto, era muy elevado (50%), distinguiéndose texturas franco arcillo arenosas, franco arenosas y franco arcillosas principalmente, y en menor proporción texturas francas y franco limosas.

IV.3.3. Estructura

La estructura del suelo está claramente controlada por el factor vegetación. Los horizontes superficiales de los perfiles ubicados en zonas de pinar (*Pinus halepensis* y *Pinus nigra*), encinar (*Quercus ilex*) muy denso, sabinar (*Juniperus phoenicia*) en buen

estado de conservación, o matorral de alta montaña (*Erinacea anthyllis*, *Vella spinosa*, *Lygeum spartum*, ect.), la mayoría orientados hacia el norte (perfiles 1, 3, 5, 9, 10, 11, 14, 15, 19 y 20), presentan una estructura granular compuesta o en bloques finos con gran grado de desarrollo, debido principalmente a la gran cantidad de materia orgánica aportada por la cobertura vegetal, y en el caso de los perfiles 11 y 20, situados en zonas cacuminales, a las bajas temperaturas y elevadas precipitaciones, que favorecen la ralentización de la descomposición de la materia orgánica. Los agregados de estos suelos son muy estables por la participación de cementos húmicos. Los perfiles 4 y 16, bajo pinar de repoblación (*Pinus halepensis*), y bajo sabinar-encinar dispersos (*Juniperus phoenicia* y *Quercus ilex*), ambos orientados hacia el sur, muestran una estructura granular moderada, el primero, y granular, fina y fuerte, que rompe en bloques angulares medianos y débiles, el segundo. Los suelos bajo matorral degradado, cultivos de almendros y/o cereal, o pinar abierto con escasa cobertura vegetal, presentan estructuras fragmentarias en bloques angulares y/o subangulares en el horizonte superficial (perfiles 2, 7, 8, 12, 13, 17 y 18).

IV.3.4. Materia orgánica

Uno de los procesos edáficos con mayor grado de participación en la génesis de los suelos del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez es la humificación. El contenido en materia orgánica y la naturaleza del humus varía entre límites muy amplios, ya que dependen de las condiciones climáticas, vegetación, topografía y actividad antrópica (Martínez, 1987). Así, los suelos de las zonas cacuminales y partes altas de las laderas (perfiles 3, 9, 10, 11, 14 y 16), presentan los mayores contenidos de materia orgánica. La vegetación, constituida por un pinar adulto natural de *Pinus halepensis* y *Pinus nigra*, un encinar de *Quercus ilex*, y un denso matorral, así como las bajas temperaturas y la mayor disponibilidad de agua de precipitación, facilitan la acumulación de la materia orgánica (Smith et al. 2000). Por el contrario, los perfiles 15 y 19, a pesar de encontrarse en zonas de baja altitud (892 y 988 m respectivamente), presentan contenidos en materia orgánica muy elevados, debido principalmente, a la densa cobertura vegetal de pinar y sabinar, que impera en la zona donde fueron tomados dichos perfiles, y a que topográficamente se favorece la formación de un horizonte superficial muy orgánico (pendientes no muy pronunciadas y cóncavas en ambas zonas de muestreo). En todos los perfiles se observa una importante disminución del contenido en materia orgánica desde el horizonte superficial a los horizontes subsuperficiales. Especialmente en el perfil 19 el contenido en carbono orgánico es 228,5 g kg⁻¹ en el horizonte superficial y 2,1 g kg⁻¹ en el horizonte inferior. Esta variación acusada en profundidad sugiere que el contenido en materia orgánica fresca debe de ser elevado. Los perfiles tomados en zonas con pinares de repoblación de entre 60 y 90 años, con abundante sotobosque, ubicados aproximadamente a mitad de una ladera (perfil 4 a 1231 m y perfil 6 a 1140 m), también presentaron valores elevados de carbono orgánico (36,6 g kg⁻¹ y 37,7 g kg⁻¹), pero mas bajos que en los suelos de pinar natural (99,9 g kg⁻¹ y 87,0 g kg⁻¹, en los perfiles 9 y 10) y encinar (95,0 g kg⁻¹ en el perfil 3) (Figura IV.3.5). Por el contrario, los suelos muestreados en las zonas de menor altitud, presentan un menor porcentaje en materia orgánica, debido posiblemente al clima mas cálido y seco, que favorece la actividad biológica, y por tanto, la degradación y descomposición de la materia orgánica, así como a una vegetación generalmente arbustiva muy abierta, de un pinar de repoblación poco denso, o formada por matorral degradado (perfiles 1, 2, 4, 6, 8 y 13). El contenido en materia orgánica es particularmente bajo en los suelos de cultivo (perfiles 5, 7, 12, 17, 18 y capas arables 1,

1', 22, 36, 37 y 48). Las labores agrícolas y la falta de abonado orgánico dificultan la incorporación de restos vegetales al suelo y favorecen la mineralización del humus (Smith et al. 2000).

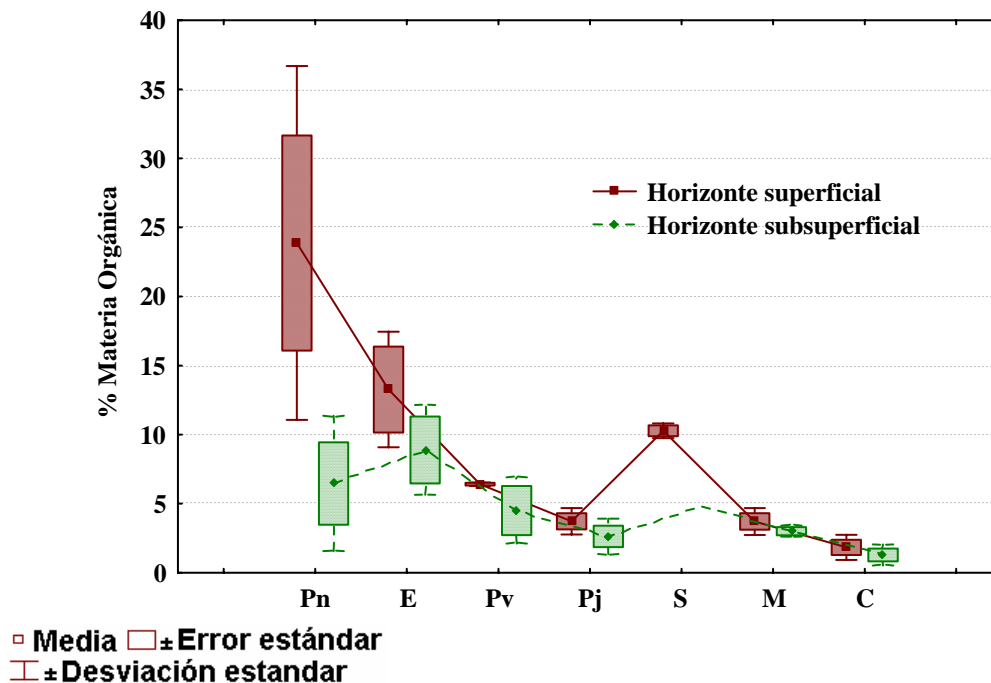


Figura IV.3.5. Contenido de materia orgánica (media y desviación estándar) en los horizontes superficiales y subsuperficiales de los perfiles con pinar natural (Pn), encinar (E), pinar de repoblación entre 60 y 90 años (Pv), pinar de repoblación de menos de 60 años (Pj), sabinar (S), matorral (M) y cultivos (C).

El humus de los perfiles recogidos es generalmente mull y moder calizo considerando el valor de pH entre 7.5 y 8.7, el grado de transformación de los restos vegetales, la relación C/N, entre 6 y 40, la capacidad de intercambio catiónico, que oscila entre 7 y 65 cmol kg^{-1} y la abundancia de caliza activa pulverulenta. Tan sólo los perfiles 9, 10, 13, 18 y 19, presentan valores muy elevados de la relación C/N en sus horizontes superficiales (entre 26 y 38), que podrían estar cercanos a mor, indicativo de la presencia de sustancias húmicas poco evolucionadas y de un alto porcentaje de restos vegetales frescos. No obstante, atendiendo a sus valores de pH, capacidad de intercambio catiónico y grado de saturación, podrían estar más próximos a moder. El grado de maduración y evolución del humus es equilibrado en los perfiles 2, 5, 7, 11, 12, 16 y 17 ($C/N = 8-12$). Los valores de la relación C/N sugieren que el horizonte superficial se ve sometido a una intensa actividad microbiana, obteniendo beneficios nutricionales para las plantas y una estructura grumosa que facilita la retención de agua y aireación del suelo. Se observa que los suelos bajo pinar denso presentan un humus de peor calidad ($C/N = 16-38$), que en suelos formados en condiciones similares pero con cualquier otro tipo de vegetación, e incluso que en aquellos suelos donde ha tenido lugar una repoblación de pinar reciente. Estos datos ratifican el carácter acidificante de los restos orgánicos procedentes de pinar, también excesivamente lignificados y pobres en nitrógeno (Doerr et al., 1998 y 2000). Destaca además, que muchos de los suelos cultivados presentan un valor equilibrado en la razón C/N, ya que estos suelos presentan un tipo de materia orgánica con alto grado de transformación biogeoquímica (Ver capítulo IV.8. Estudio de la materia orgánica), muy resistente a perturbaciones

ambientales, y que junto con el aporte extra de nitrógeno a través de los fertilizantes, se favorece la maduración y evolución de las sustancias húmicas.

IV.3.5. Color

El color de los horizontes superficiales de los suelos muestreados se diferencia principalmente por su claridad – oscuridad (Figura IV.3.6). El parámetro Value Munsell varía hasta 5 unidades. Los suelos que presentan un color más oscuro se encuentran en zonas de pinar (*Pinus halepensis* y *Pinus nigra*), o encinar (*Quercus ilex*) muy densos y en estado clímax, o bajo vegetación de matorral de alta montaña (*Erinacea anthyllis*, *Vella spinosa*, *Juniperus oxycedrus*, *Quercus coccifera*, *Juniperus phoenicia*), y son los correspondientes a Chernozems Cálcico (perfiles 3, 6, 9 y 10), Leptosol Réndzico (perfiles 11 y 16), Luvisol Léptico (perfil 14) y Kastanozem Cálcico (perfil 19). Por el contrario, los suelos que presentaron colores mas claros correspondieron a los perfiles 12, 13 y 18 (Vertisol Cálcico, Calcisol Hipercálcico y Leptosol Calcárico), bajo pinar de repoblación muy abierto o en suelos cultivados, sobre margas y/o margocalizas. Las muestras de suelo superficial son en general poco cromáticas (croma ≤ 3.5) con un matiz pardo, pardo rojizo o gris pardo claro (Hue Munsell 7.5YR-2.0Y).

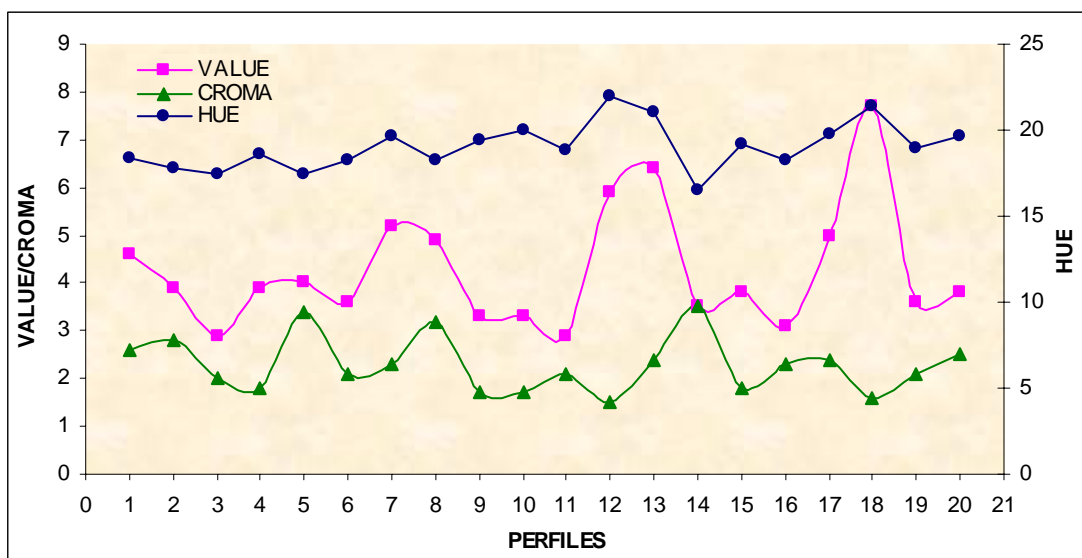


Figura IV.3.6. Color de los horizontes superficiales de los perfiles de suelo.

IV.3.6. Carbonato cálcico equivalente

Es indudable la influencia del material original como fuente inicial de carbonatos, del pH ligeramente alcalino y de la elevada cantidad de ion Ca^{2+} en todos los suelos muestreados (Martínez, 1987). Estas características, unidas al clima mediterráneo con contrastes estacionales y regímenes de humedad y temperatura del suelo xérico y méxico, condicionan procesos de carbonatación y decarbonatación en los suelos.

Los porcentajes de CaCO_3 de la mayoría de capas arables y perfiles muestreados, ponen de manifiesto la presencia de suelos entre fuerte y extremadamente carbonatados, con valores de carbonato cálcico equivalente que oscilan entre 30 y 90%. Esta dinámica del carbonato cálcico, junto con el proceso de humificación descrito anteriormente, son los procesos edáficos de mayor peso en la formación de los suelos de la zona de estudio.

El proceso de lavado de CaCO_3 es especialmente notable en suelos con vegetación natural, ubicados en cotas altas (perfiles 9 y 10), o a mitad de ladera (perfiles 6 y 15) con elevadas precipitaciones. En torno a Sierra Larga, Muelas, Gabar y en algunas zonas de la Umbría de Sierra María, el contenido de CaCO_3 en capas arables y perfiles de elevada altitud no supera el 7%. Los elevados contenidos de arcilla de descalcificación (>50%) presentes en estos suelos, ratifica la inclusión del proceso de lavado. La translocación por movimiento vertical descendente de carbonatos, arrastrados por el agua de lavado en los horizontes intermedios y la precipitación subsidente en horizontes inferiores es muy elevada en los perfiles 1, 3 y 5 (Figura IV.3.7). A veces estos cambios compositivos no son tan evidentes, pero sí se aprecian los rasgos morfológicos (nódulos CaCO_3 pulverulento en la matriz de suelo y colas de carbonato en la base inferior de los fragmentos gruesos), que indican que la redistribución de carbonatos ha sido importante (perfiles 10, 12, 15; figura IV.3.7). Los horizontes de diagnóstico cálcicos son más frecuentes en las áreas coluviales, de gran pendiente, mientras que las precipitaciones aparezcan preferentemente en las zonas más llanas

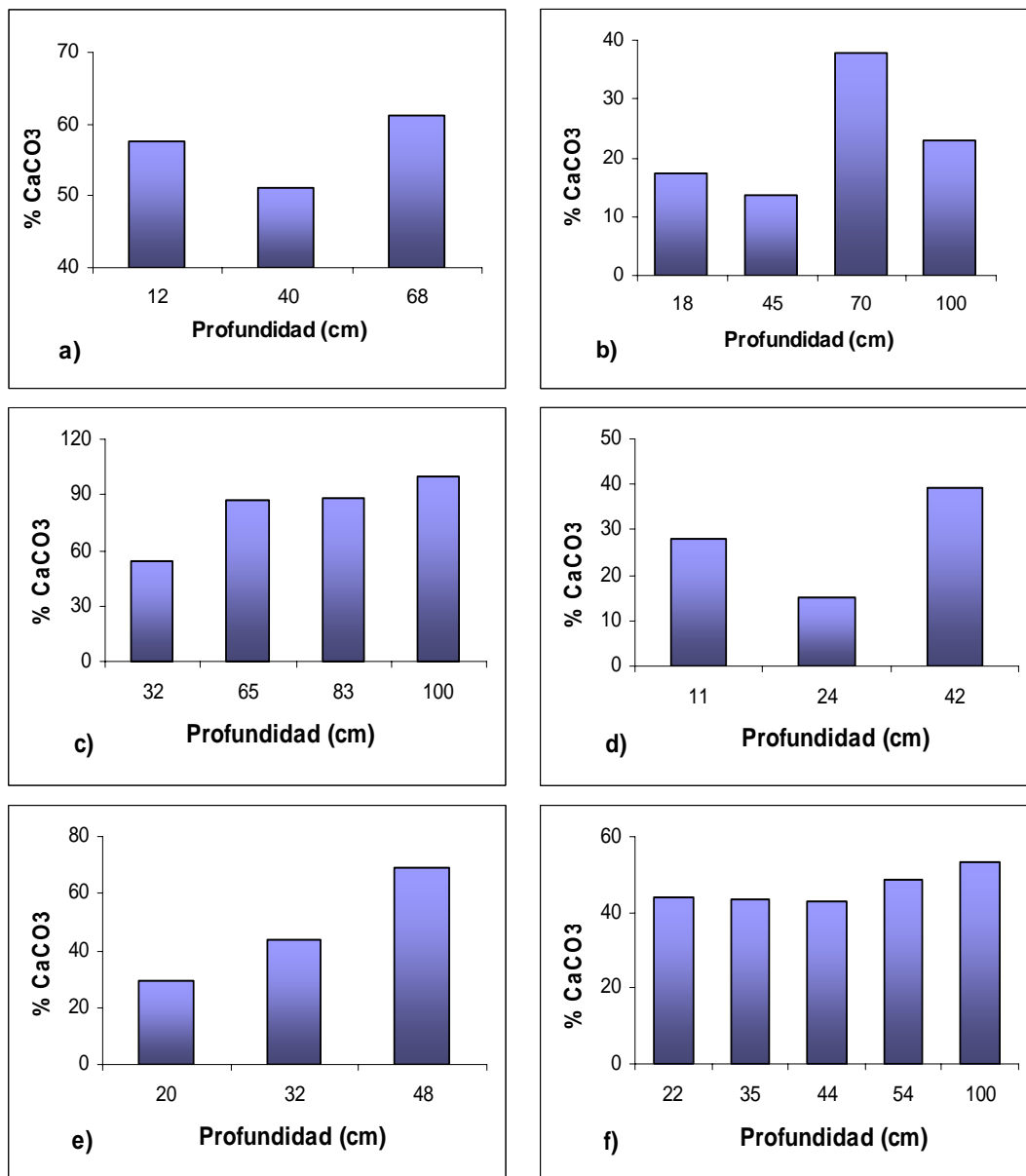


Figura IV.3.7. Dinámica del carbonato cálcico en el perfil 1, Calcisol Mólico-Pétrico (a), el perfil 5, Calcisol Lúvico (b), los perfiles 10 y 3, Chernozems Cálcico (c y d), el perfil 15, Kastanozem Cálcico (e) y el perfil 12, Vertisol Cálcico (f).

La distribución de los carbonatos a lo largo del perfil de suelo también parece atender al tipo de cobertura vegetal (Figura IV.3.8). De esta forma, parece que la vegetación acidificante del pino esta promoviendo la pérdida por lixiviación en los horizontes superficiales, de una forma dependiente de la edad de maduración del bosque. En los pinares más recientes, el mayor contenido de CaCO_3 en superficie también puede deberse a la secuestro y resiliencia que suponen las labores de reforestación, cuyo efecto aún perdura. Por el contrario, parece ser que la vegetación mejorante caducifolia de los bosques autóctonos y la vegetación de matorral, puede favorecer el mantenimiento de CaCO_3 en superficie (perfiles 3 y 7).

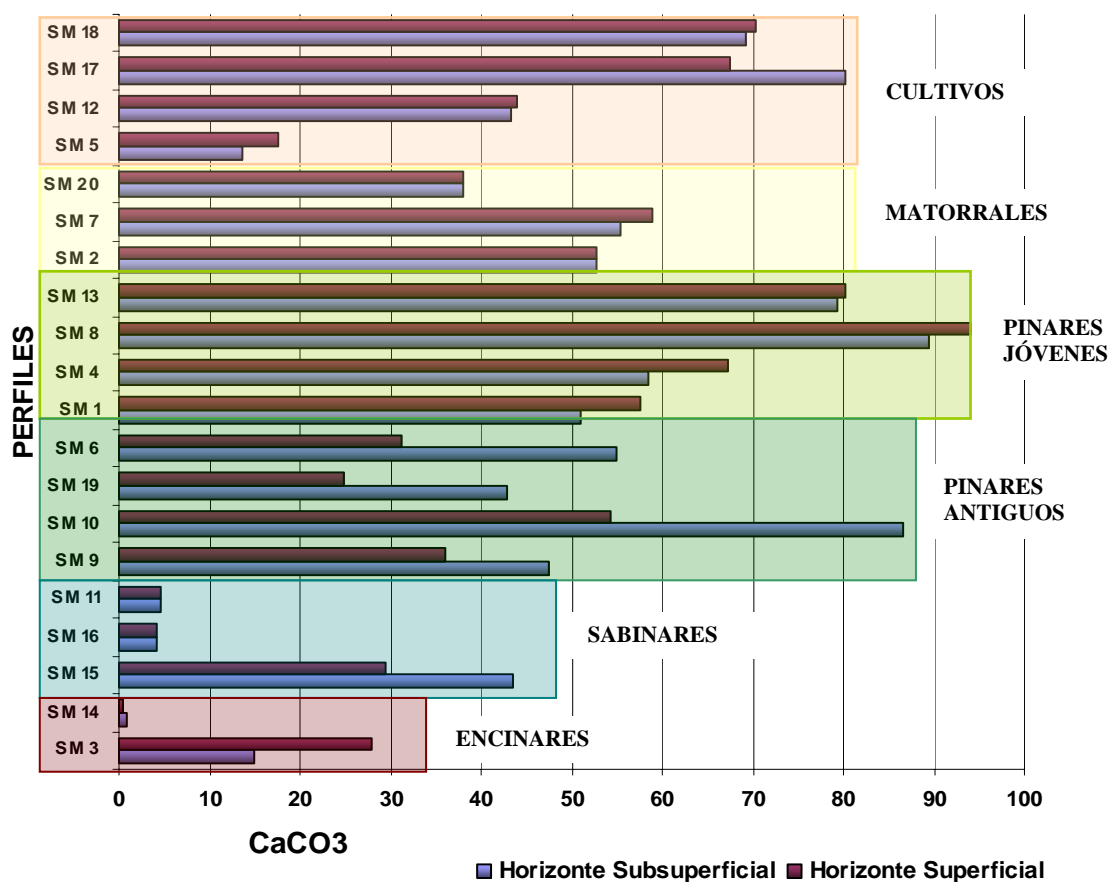


Figura IV.3.8. Contenido de CaCO_3 en los horizontes superficial y subsuperficial de los perfiles muestreados en la zona de estudio bajo diferentes cubiertas vegetales. SM=perfil (SM1=perfil 1, SM2=perfil 2, ..., SM20=perfil 20)

IV.3.7. pH y conductividad eléctrica

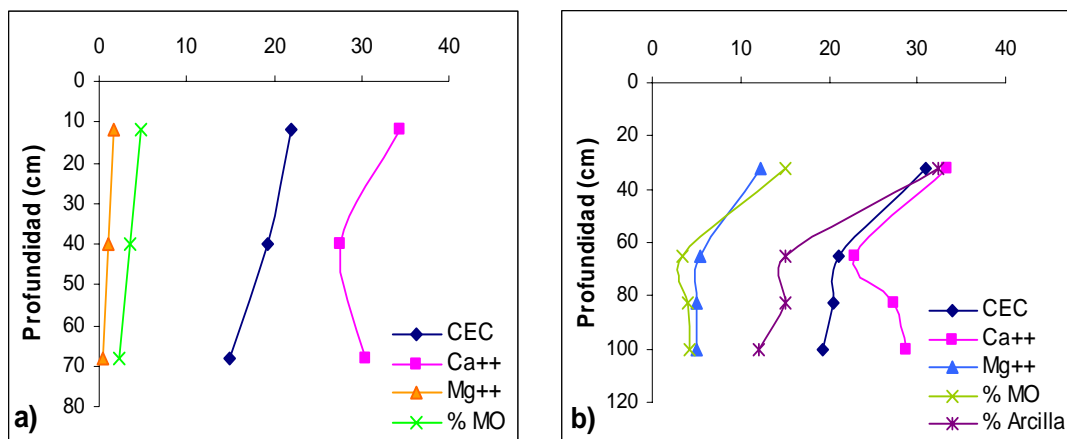
Como corresponde a los suelos carbonatados, los valores de pH en suspensión acuosa son ligeramente alcalinos y bastante homogéneos, se sitúan entre 7.5 y 8.9, y sólo un poco más elevados que los determinados en suspensión del suelo en solución 1 N de KCl (pH= 7.2 – 7.7). Es por ello que ocurre igual que con el CaCO_3 , los suelos de mayor altitud (p.e. los perfiles 3, 9, 11, 14, 15, 16, 19 y 20 y las capas arables 13, 16,

18, 32, 33, 45, 52, 53, 54 y 55) y bajo un denso pinar y/o encinar climácico, o matorral cacuminal, presentan los valores más bajos de pH, debido a su menor contenido en CaCO_3 y a la mayor proporción en materia orgánica. Estos resultados revelan la influencia topoclimática y de la vegetación en los valores de acidez del suelo. La conductividad del extracto de saturación, en todos los suelos, salvo en los perfiles 11 y 12, es inferior a 2 mmhos/cm, sin riesgo de salinidad. Los valores anormalmente altos de los perfiles 11 (17.2 mmhos/cm) y 12 (11.9 mmhos/cm), pueden deberse a la presencia de excrementos de ganado, en el caso del primero, pues se trata de un suelo muy pastoreado, y al uso de fertilizantes en el segundo, pues se trata de un suelo de cultivo.

IV.3.8. Parámetros del complejo de cambio

Los porcentajes de saturación en bases de los perfiles muestreados, están también claramente influenciados por la naturaleza carbonatada del material original de los suelos (calizas, dolomías y margocalizas). Así, el complejo de cambio de los suelos está dominado por la suma de los iones alcalinos Ca^{2+} y Mg^{2+} , mientras que, los iones Na^+ y K^+ representan un porcentaje muy bajo del total de bases de cambio. Además, todos los perfiles, salvo los horizontes A del perfil número 9, presentan un 100% de saturación en bases. El perfil 9 (% Saturación Bases = 85%) está a 1600 m de altitud y recibe una precipitación media anual de 483,7 mm, con un régimen de humedad del suelo xérico que propicia una cierta desaturación.

La capacidad de intercambio catiónico es mayor en los horizontes superficiales de los suelos de mayor altitud, con orientación norte y vegetación de bosque y matorral espeso. La generación de arcilla y la acumulación de materia orgánica en los suelos favorece su capacidad para el intercambio de cationes. La figura IV.3.9 muestra la distribución de la capacidad de intercambio catiónico, iones Ca^{2+} y Mg^{2+} , y concentración en arcillas y materia orgánica, a medida que se profundiza en los perfiles. En la mayoría de los suelos, la capacidad de intercambio disminuye con la profundidad, paralelamente al contenido de materia orgánica y arcillas, salvo en los casos a y d, donde los suelos son poco arcillosos, y el cambio de la CEC en profundidad viene marcado por la cantidad de materia orgánica. A su vez, en los suelos agrícolas, donde el porcentaje de materia orgánica es muy pequeño, la variación de la CEC depende principalmente de la concentración de arcillas.



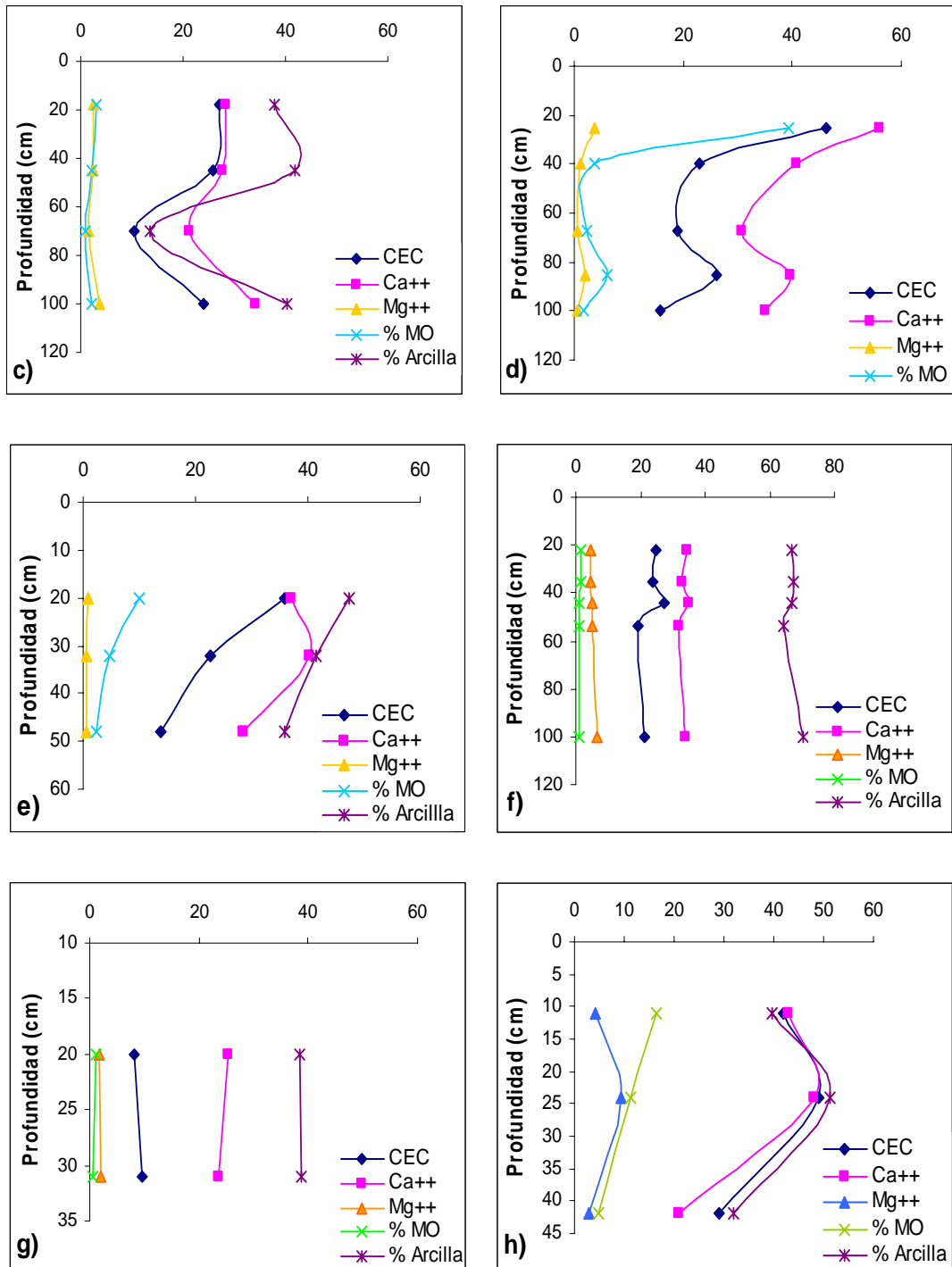


Figura IV.3.9. Distribución en profundidad de materia orgánica (MO), arcillas, ión Ca^{2+} y Mg^{2+} y capacidad de intercambio catiónico (CEC) en el perfil 1, Calcisol Mólico-Pétrico (a), perfiles 3 y 10, ambos Chernozems Cálcidos (b y h), perfil 5, Calcisol Lúvico (c), perfil 14, Luvisol Léptico (d), perfil 15, Kastanozem Cálcido (e), perfil 12, Vertisol Cálcido (f) y perfil 18, Leptosol Calcárico (g).

IV.3.9. Hierro libre

El contenido de hierro libre es generalmente bajo, indicando unas condiciones de alteración química poco intensa. El período climático de mayores temperaturas coincide con el período de déficit de agua en los suelos, por lo que los fenómenos de hidrólisis son poco activos. Por otro lado, las superficies donde se sitúan los suelos están en

continua renovación con los fenómenos de coluvionamiento y erosión recurrentes. El hierro libre se presenta como un residuo de disolución de la caliza que acompañan también a las arcillas de descalcificación.

Los mayores contenidos de hierro libre, entre 10 y 30 g kg⁻¹, se encontraron en suelos de zonas boscosas de pinar y/o encinar climácico, o matorral denso en buen estado de conservación. A su vez, estos suelos presentaron valores elevados en el contenido en arcilla, por lo que el aumento paralelo de la materia orgánica, hierro libre y arcilla, es indicativo de alteración y de evolución de dichos suelos.

IV.3.10. Macronutrientes

En relación a los contenidos en N, P y K, difícilmente pueden darse criterios generales y márgenes de variación uniformes, debido no sólo a la adición de fertilizantes en determinadas áreas, en cantidades y épocas muy diferentes, sino también a la multiplicidad de procesos de liberación a partir de las reservas y a la retención de estos elementos por los coloides del suelo. No obstante, la distribución del fósforo, en términos generales, es paralela al patrón que muestra el contenido de materia orgánica de las distintas tipologías de suelos muestreados. Los porcentajes más elevados en fósforo se encuentran en los perfiles 3, 14, 15 y 16 (300.1, 289.6, 278.4 y 294.6 mg kg⁻¹ respectivamente), donde la materia orgánica no sólo es muy abundante, sino que también procede de restos vegetales de bosques de encinas y sabinas, cuyos residuos foliares contienen niveles de nitrógeno y fósforo más altos que en restos acidificantes de pinos (Walter, 2002). De hecho, los perfiles que presentaron los niveles más bajos de fósforo fueron aquellos recogidos sobre pinares naturales (perfil 9 = 32.41, perfil 10 = 47.92 y perfil 19 = 29.8 mg kg⁻¹). No obstante, el perfil 5, recogido en suelos cultivados de cereal y almendros, presentó también un contenido elevado en fósforo asimilable, 220.0 mg kg⁻¹ en el horizonte superficial y 210.7 mg kg⁻¹ en el subsuperficial. Es indudable que este dato se podría explicar por un aporte de fertilización fosfatada de los almendros. La distribución del nitrógeno en los distintos perfiles, también sigue un patrón semejante al del fósforo y materia orgánica. Los horizontes de los suelos cultivados son los que presentan un menor contenido en nitrógeno.

IV.5. ANÁLISIS MINERALÓGICO

El objeto del presente apartado es el estudio mineralógico de las muestras correspondientes a los perfiles de suelo. Este estudio aportará información relevante sobre el grado de evolución y la génesis de los suelos del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, en concreto, a sobre procesos edafogénicos y el origen de los minerales presentes en los suelos de la zona de estudio.

Los resultados de este capítulo se exponen separadamente para las diferentes fracciones granulométricas, arena, limo y arcilla, obtenidas mediante tamizado y sedimentación en medio acuoso (Ver apartado III.2.4). Se ha recogido la mineralogía de los diferentes horizontes de suelo (Tablas IV.5.1.1., IV.5.1.2., IV.5.2.1.) y a partir de ellos, y con fines comparativos, se ha calculado una composición mineralógica media de cada perfil, ponderada al espesor de los horizontes. Los resultados se expresan como porcentajes relativos, en peso, de los minerales presentes en las muestras. Porcentajes inferiores al 1%, no han sido tenidos en cuenta por encontrarse dentro del error experimental de la técnica (Islam y Lotse, 1986; Schwaighofer y Muller, 1987; Ruiz-Cruz, 1994). No obstante, a efectos numéricos, y para el cálculo de los valores medios y desviaciones estándar, hemos considerado <1 % como 0,5% y trazas como 0,1% (la composición obtenida se ajustó a 100% con valores enteros).

IV.5.1. Análisis mineralógico de las fracciones arena y limo

Las tablas IV.5.1.1 y IV.5.1.2 recogen los resultados obtenidos para las fracciones arena y limo. Los diagramas de polvo cristalino de arena y limo revelan la presencia de los siguientes minerales: calcita, dolomita, cuarzo, laminares (esencialmente ilita, paragonita, esmectita y caolinita), feldespato potásico, feldespato sódico, goetita, hematites, clorita y yeso.

La calcita es el mineral más abundante de la fracción arena (media = 60.54), aparece en elevadas proporciones (>80%) en la mayoría de los perfiles (1, 4, 8, 12, 13, 15, 17, 18, 19 y 20), y en general aumenta con la profundidad del perfil (Tabla IV.5.1.1.). La excepción al carácter calcítico son los perfiles localizados en el cerro Almez y en la parte alta de Sierra María (perfiles 8, 9 y 10), donde la dolomita es dominante (en los perfiles 9 y 10 en cantidades elevadas, >80%); tampoco la calcita es mayoritaria en los perfiles ubicados en la parte baja de Sierra María, Sierra Larga y cima de La Muela Chica (perfiles 5, 14 y 16 respectivamente), donde el cuarzo iguala en proporciones a la calcita. Siguen a la calcita en abundancia, dolomita (media = 19.51), cuarzo (media = 12.89), y los minerales laminares (media = 4.44). Clorita, goetita, hematites y feldespatos sódicos y potásicos aparecen en pequeñas proporciones y en algunos caso no se detectan.

La fracción limo (Tabla IV.5.1.2.) presenta en general menores contenidos de cuarzo (media = 14.45) y mayores contenidos de laminares (media = 20.22) que la fracción arena, siendo los laminares mayoritarios en los perfiles 16 y 20. También resulta llamativa la acumulación relativa de minerales laminares en los horizontes superficiales de los perfiles 1, 2, 4, 6, 9, 10, 11, 15, 16, 19 y 20, disminuyendo la proporción de este mineral en el resto de sus horizontes, se atribuye al comportamiento normal de los suelos de escaso desarrollo, con tendencia a la concentración de las fases singénicas, tales como los filosilicatos en los horizontes superiores a medida que

progresa la incipiente edafogénesis. En el resto de los suelos, la secuencia de laminas en el perfil responde a pautas más complejas, debido a los procesos edafogénicos sufridos y su interpretación deberá tener en cuenta dichos procesos: lavado-acumulación de carbonatos, alteración, iluviación de arcillas, enterramientos, discontinuidades litológicas, aportes eólicos, etc. También podría admitirse el efecto de una erosión diferencial que moviliza los materiales más finos y también la posible existencia de aportes superficiales procedentes de afloramientos rocosos situados en las partes altas de las laderas. La tendencia a la acumulación en el limo respecto a la arena aparece también claramente para la clorita, que alcanza concentraciones moderadas en los perfiles 5 y 14. Por el contrario, el porcentaje de dolomita, se reduce claramente en la fracción limo de los perfiles 8, 9 y 10, aunque la excepción sería el perfil 3 donde aumenta. La calcita aparece en proporciones importantes en la mayoría de los casos (perfiles 1, 2, 4, 6, 7, 11, 12, 13, 15, 17, 18 y 19) aunque menores que en la fracción arena (media = 40.04). La distribución de carbonatos en la fracción limo de los horizontes podría emplearse como indicativo de procesos de movilización (disolución-precipitación) de estos minerales (calcita y dolomita), así los perfiles 1, 3, 4, 5, 6, 7, 9, 10, 15 y 19, presentan una clara tendencia hacia la acumulación de calcita hacia la profundidad. La dolomita como fase primaria de la roca es más constante en sus cantidades a lo largo del perfil. Se observa que el yeso en algunos perfiles tiende a concentrarse en la arena (perfiles 1 y 3) mientras que en otros lo hace en el limo (perfiles 16 y 19), aunque en ambos casos la cantidad de yeso es muy pequeña. El feldespato sódico aparece en cantidades pequeñas tanto en el limo como en la arena, aunque parece existir una cierta tendencia a aumentar en el limo. Asimismo, el porcentaje de feldespato potásico aumenta considerablemente en la fracción del limo. Los óxidos de hierro (goetita y hematites) aparecen también en pequeñas proporciones y no en todos los suelos, presentando una clara tendencia a concentrarse en la fracción limo (media = 2.21 y 1.60, respectivamente), en relación a la arena (media = 0.43 y 0.54, respectivamente), (Ver Tabla IV.5.1.2).

Tabla IV.5.1.1. Análisis mineralógico DRX, polvo cristalino. Fracción arena (50 µm - 2mm).

Muestra	Yeso	Clorita	Lamin.	Cuarzo	Goethita	FdK	FdNa	Calcita	Dolomita	Hemat.
P1/Ah	-	-	-	3	-	-	-	93	4	-
P1/ABwk	-	-	-	4	-	<1	-	91	4	-
P1/Bwk	1	-	5	<1	-	-	-	91	2	-
P2/Ah	-	-	-	5	2	-	<1	69	22	2
P3/Ah	-	-	-	12	-	-	<1	6-	28	-
P3/ABw	1	Trazas	8	15	5	<1	<1	54	17	-
P3/ACk	-	-	-	7	2	-	-	63	26	3
P4/Ah	-	-	-	6	-	-	-	88	4	2
P4/Ahk	-	-	-	3	-	-	-	94	3	-
P5/Ap	-	-	7	37	5	3	2	37	10	-
P5/Bt	-	-	-	53	2	2	1	32	9	<1
P5/Ck	-	-	5	31	4	-	2	36	21	-
P5/2Ck	-	-	4	32	-	2	1	36	23	1
P6/Ah	-	<1	4	33	-	2	<1	35	24	2
P6/AC	-	-	4	25	-	1	<1	40	27	2
P7/A1	-	-	4	12	-	1	2	58	21	2
P7/A2	-	-	4	14	-	<1	<1	60	22	<1
P8/A	-	-	-	<1	-	-	-	-	97	3
P8/B	-	<1	-	-	-	<1	<1	-	100	-
P9/Ah1	-	-	6	4	-	<1	<1	12	78	-
P9/Ah2	-	-	6	3	-	<1	<1	23	68	-
P9/ACk	-	-	-	1	-	<1	<1	16	82	-
P10/Ah	-	-	-	3	-	<1	<1	8	90	-
P10/AB	-	-	-	2	-	<1	<1	7	91	-
P10/BC	-	-	-	-	-	-	<1	15	85	-
P11/Ah	-	3	38	6	-	<1	-	53	-	-
P12/Ap1	-	-	11	3	-	-	-	83	3	-
P12/Ap2	-	-	-	2	-	<1	<1	96	2	-
P12/AB	-	-	-	5	-	-	-	93	2	-
P12/ACk	-	-	-	3	-	<1	-	89	6	3
P12/ACkg	-	-	-	3	-	<1	<1	91	6	-
P13/A	-	-	-	<1	-	<1	-	97	3	-
P13/ACk	-	<1	-	4	-	-	-	96	<1	-
P13/Ck	-	-	-	3	-	-	<1	93	3	2
P14/Ah	-	-	-	82	6	4	3	2	3	-
P14/ABw	-	1	-	86	1	6	2	4	<1	-
P14/Btk	-	<1	5	74	-	7	2	11	<1	-
P15/Ah	-	-	-	11	-	2	<1	85	2	-
P15/ACk	-	-	-	3	-	<1	<1	89	4	3
P15/CAk	-	-	6	2	-	<1	<1	88	4	-
P16/A	-	2	14	43	-	3	<1	37	<1	-
P17/Ap	-	-	6	4	-	-	-	87	2	-
P17/ACk	-	-	-	2	-	-	-	96	2	-
P18/Ap	-	-	-	<1	-	-	-	94	6	-
P18/C	-	-	-	3	-	<1	<1	93	3	2
P19/O2	-	-	13	13	-	<1	<1	72	2	-
P19/ABk	-	-	-	6	-	<1	<1	94	<1	-
P19/BAk	-	-	-	5	-	-	-	94	2	-
P19/Abk	-	-	7	4	-	-	-	87	2	-
P19/Bbwk	-	-	-	2	-	-	-	96	2	-
P20/Ah	-	-	-	2	-	-	-	96	2	-

Lamin: laminares; FdK: feldespató potásico; FdNa: feldespató sódico; Hemat: hematites.

Tabla IV.5.1.2. Análisis mineralógico DRX, polvo cristalino. Fracción limo (50µm – 2 µm).

Muestra	Yeso	Clorita	Lamin.	Cuarzo	Goethita	FdK	FdNa	Calcita	Dolomita	Hemat.
P1/Ah	-	1	24	14	-	<1	<1	61	-	-
P1/ABwk	-	2	-	16	-	3	<1	80	-	-
P1/Bwk	-	-	-	5	-	3	-	93	-	-
P2/Ah	-	<1	32	15	7	<1	-	24	19	2
P3/Ah	-	-	15	25	-	2	1	10	35	13
P3/ABw	-	3	35	25	-	-	3	11	23	-
P3/ACk	-	<1	29	15	3	2	-	17	27	7
P4/Ah	-	<1	26	11	9	-	<1	54	-	-
P4/Ahk	-	-	-	11	-	1	1	87	-	-
P5/Ap	-	1	24	41	-	4	4	19	9	-
P5/Bt	-	4	25	48	-	4	-	13	6	-
P5/Ck	-	7	21	22	11	<1	-	25	13	-
P5/2Ck	-	7	39	23	3	<1	-	16	9	3
P6/Ah	-	3	28	13	9	2	<1	24	22	-
P6/AC	-	6	12	14	-	2	-	51	15	-
P7/A1	-	<1	16	13	-	<1	-	45	25	-
P7/A2	-	3	8	13	-	1	-	51	24	-
P8/A	-	-	-	3	-	1	1	-	95	-
P8/B	-	-	10	4	-	1	1	4	81	-
P9/Ah1	-	2	43	10	1	3	1	3	33	3
P9Ah2	-	3	24	13	1	2	-	9	40	7
P9/ACk	-	<1	16	6	4	-	<1	12	56	6
P10/Ah	-	1	50	9	3	3	<1	5	29	<1
P10/AB	-	-	10	5	-	1	-	5	75	5
P10/BC	-	-	-	4	1	-	1	12	79	3
P11/Ah	-	5	36	9	3	4	2	42	-	-
P12/Ap1	-	1	8	9	-	<1	<1	80	2	-
P12/Ap2	-	-	9	19	-	2	<1	67	3	-
P12/AB	-	<1	10	13	3	<1	-	72	2	<1
P12/ACk	-	2	29	10	-	8	<1	44	6	2
P12/ACkg	-	-	8	9	2	<1	<1	78	3	-
P13/A	-	-	-	5	-	<1	<1	92	3	-
P13/ACk	-	<1	7	3	3	<1	-	86	1	-
P13/Ck	-	-	6	2	-	<1	<1	89	2	-
P14/Ah	-	12	23	37	4	18	-	3	-	3
P14/ABw	-	9	39	31	2	12	<1	4	-	3
P14/Btk	-	4	20	51	4	11	3	3	<1	2
P15/Ah	-	4	43	19	-	5	2	25	-	2
P15/ACk	-	1	16	17	-	2	<1	61	2	1
P15/CAk	-	-	11	9	-	<1	<1	76	4	-
P16/A	2	5	55	20	-	7	2	3	Trazas	6
P17/Ap	-	2	7	12	-	-	<1	74	2	3
P17/ACk	-	-	10	11	<1	<1	1	74	3	-
P18/Ap	-	1	6	4	<1	<1	-	84	5	-
P18/C	<1	<1	10	3	-	<1	<1	82	5	<1
P19/O2	4	2	55	15	6	4	2	12	-	-
P19/ABk	-	1	31	17	2	4	1	44	-	-
P19/BAk	-	1	12	20	3	6	2	52	1	2
P19/Abk	<1	2	23	13	4	2	<1	55	-	2
P19/Bbwk	-	3	13	17	-	2	<1	65	-	1
P20/Ah	-	3	38	19	9	6	1	20	3	1

Lamin: laminares; FdK: feldespato potásico; FdNa: feldespato sódico; Hemat: hematites.

Se han realizado representaciones mediante diagramas triangulares de las relaciones entre diferentes grupos minerales presentes en la fracción arena: filosilicatos (laminares + clorita), tectosilicatos (cuarzo + feldespatos) y óxidos de hierro (hematites + goetita), reajustando los porcentajes a tanto por uno (los carbonatos y yeso no se han tenido en cuenta). Se observa como la mayoría de las muestras se distribuyen a lo largo del eje tectosilicatos-filosilicatos (Figura IV.5.1.1), desde aproximadamente 0,15 (15%) de tectosilicatos hasta el 1 (100%). Algunas muestras también se distribuyen en el eje tectosilicatos-óxidos de hierro, aunque los contenidos de óxidos de hierro son en general muy pequeños ($<0,30$).

La figura IV.5.1.2 muestra un diagrama triangular similar al anterior, para la fracción arena pero considerando las relaciones entre filosilicatos (laminares + clorita), tectosilicatos (cuarzo + feldespatos), y carbonatos (calcita + dolomita), reajustadas a tanto por uno (en este caso no se han tenido en cuenta los óxidos de hierro). Las muestras se distribuyen en el eje carbonatos-tectosilicatos. Los contenidos de carbonatos varían ampliamente, desde muestras con contenidos casi nulos ($<0,2$) hasta muestras con porcentajes relativos del 100% (1,0), si bien la mayoría de las muestras presentan porcentajes relativos superiores al 50%.

Las figuras IV.5.1.3 y IV.5.1.4 corresponden a las mismas relaciones recogidas en las figuras anteriores, pero calculadas a partir de los valores medios de cada perfil de suelo, ponderados al espesor de los horizontes. En el diagrama filosilicatos (laminares + clorita), tectosilicatos (cuarzo + feldespatos) y óxidos de hierro (hematites + goetita) para la fracción arena (Figura IV.5.1.3), se observa la existencia de grupos de suelos con una composición mineralógica próxima. Por ejemplo, los perfiles 1, 9, 12, 17 y 19 aparecen agrupados en el eje de los tectosilicatos-filosilicatos, presentando unos contenidos muy similares de tectosilicatos y filosilicatos (aprox. 50-60%), y muy pequeños de óxidos de hierro. Por otro lado, el perfil 11 aparece en solitario, en la esquina inferior derecha del diagrama con unos contenidos elevados de filosilicatos en la fracción arena. El resto de los perfiles se agrupan en la porción superior del diagrama indicando unos contenidos relativos de tectosilicatos importantes. En el diagrama filosilicatos (laminares + clorita), tectosilicatos (cuarzo + feldespatos), y carbonatos (calcita + dolomita), (Figura IV.5.1.4) se observa como la mayoría de los perfiles se distribuyen en el eje carbonatos-tectosilicatos, indicando bajos contenidos de filosilicatos, a excepción del perfil 11 y en menor medida el perfil 16 que presentan unos contenidos importantes de filosilicatos. Además, se observa como la mayoría de las muestras se sitúan en la esquina inferior izquierda, con unos contenidos de carbonatos superiores al 70%. El perfil 14 es el que presenta menores contenidos de carbonatos en la fracción arena, que estaría constituida mayoritariamente por tectosilicatos.

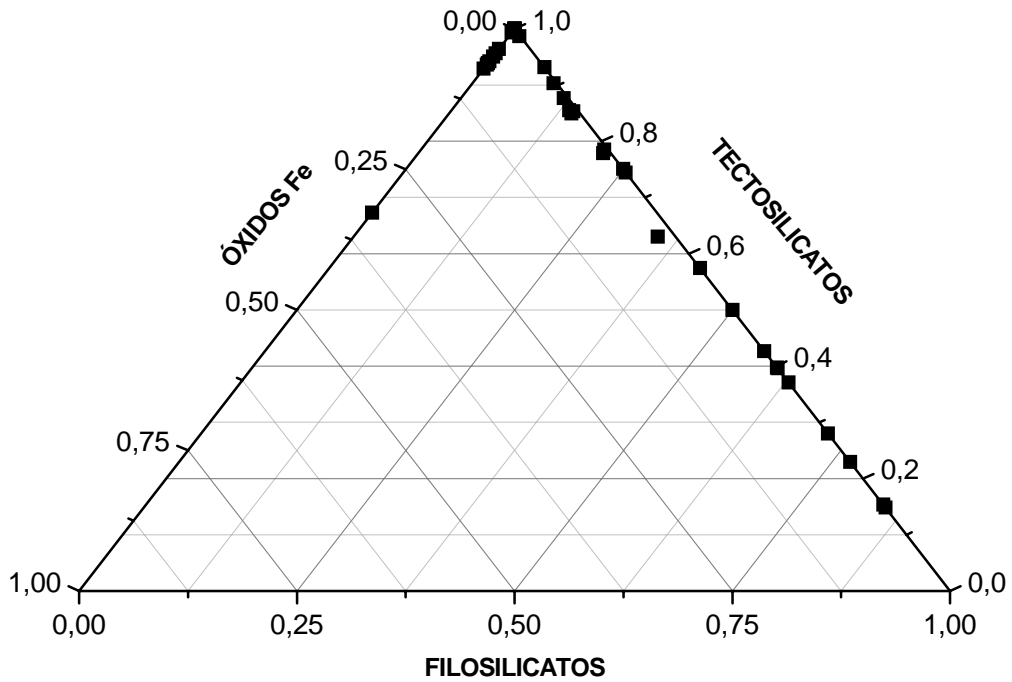


Figura IV.5.1.1. Diagrama triangular. Filosilicatos (laminares + clorita), tectosilicatos (cuarzo + feldespatos) y óxidos de hierro (hematites + goetita), fracción arena de los horizontes de suelo.

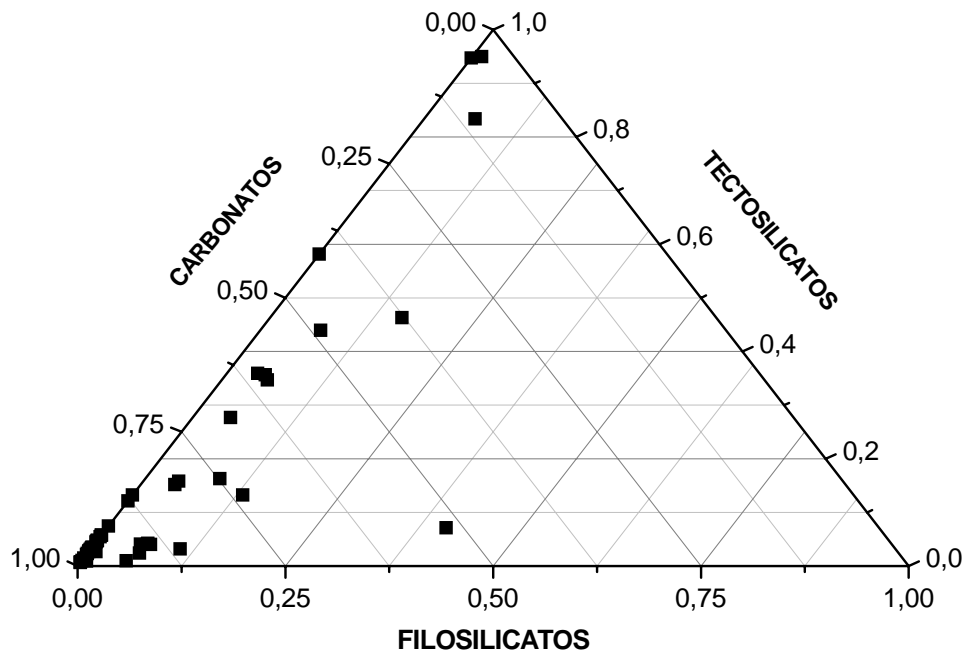


Figura IV.5.1.2 Diagrama triangular. Filosilicatos (laminares + clorita), tectosilicatos (cuarzo + feldespatos) y carbonatos (calcita + dolomita) para la fracción arena de los horizontes de suelo.

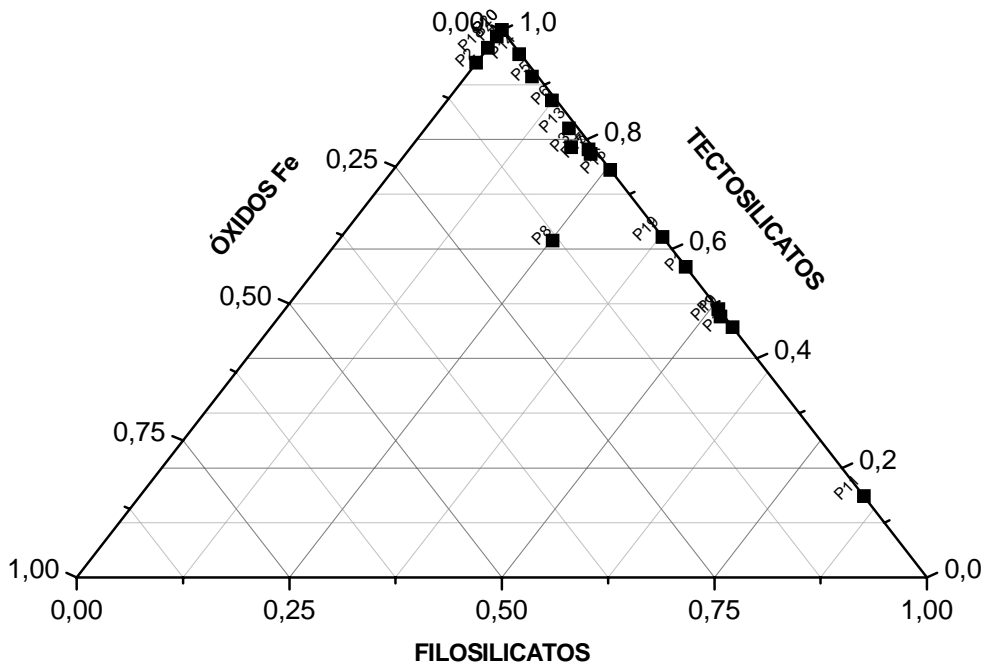


Figura IV.5.1.3. Diagrama triangular. Filosilicatos (laminares + clorita), tectosilicatos (cuarzo + feldspatos) y óxidos de hierro (hematites + goetita) para la fracción arena de los perfiles, obtenidas a partir de los valores de los horizontes ponderados por su espesor.

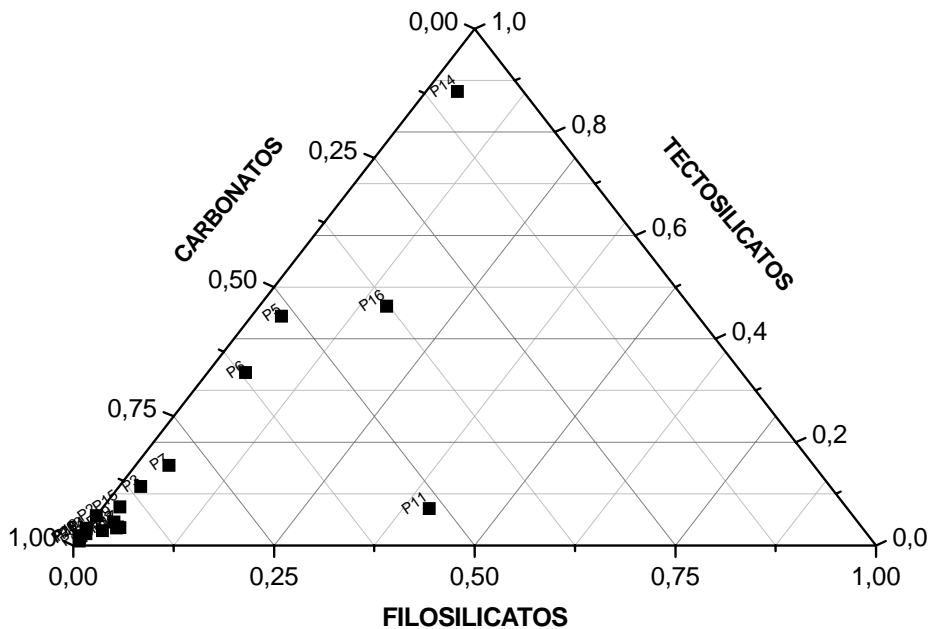


Figura IV.5.1.4. Diagrama triangular. Filosilicatos (laminares + clorita), tectosilicatos (cuarzo + feldspatos) y carbonatos (calcita + dolomita) para la fracción arena de los perfiles, obtenidas a partir de los valores de los horizontes ponderados por su espesor.

Para la fracción limo, el diagrama filosilicatos (laminares + clorita), tectosilicatos (cuarzo + feldespatos) y óxidos de hierro (hematites + goetita), (Figura IV.5.1.5), muestra al igual que en la fracción arena que los perfiles se distribuyen a lo largo del eje tectosilicatos-filosilicatos, desde aproximadamente 0,2 (20%) de tectosilicatos hasta el 0,7 (70%), y con concentraciones de filosilicatos entre 0,25 y 0,75 (contenidos pequeños de óxidos de hierro, aunque algo mayores a los de la fracción arena).

El diagrama filosilicatos (laminares + clorita), tectosilicatos (cuarzo + feldespatos) y carbonatos (calcita + dolomita) (Figura IV.5.1.6), para la fracción limo revela unos contenidos elevados de carbonatos (la mayoría por encima del 45%), aunque aumenta la concentración relativa de filosilicatos y tectosilicatos respecto a la fracción arena, distribuyéndose las muestras en una diagonal que cruza el diagrama triangular desde el vértice izquierdo hacia la mitad del eje tectosilicatos-filosilicatos, abriéndose en forma de abanico hacia dicho eje.

Las relaciones anteriores de la fracción limo, calculadas para los valores medios de cada perfil de suelo, ponderados al espesor de los horizontes, se exponen en las figuras IV.5.1.7 y IV.5.1.8. El diagrama filosilicatos (laminares + clorita), tectosilicatos (cuarzo + feldespatos) y óxidos de hierro (hematites + goetita), (Figura IV.5.1.7), muestra también la existencia de algunos grupos con una composición mineralógica similar, como por ejemplo los perfiles 5, 7, 8, 12 y 17; 16 y 18; 3, 13 y 19, y los perfiles 2, 9, 10 y 20. En este caso, todas las muestras se agrupan en el eje de los tectosilicatos-filosilicatos con contenidos de tectosilicatos entre 0,2 y 0,8, y entre 0,25 y 0,75 de filosilicatos, y con un bajo contenido en óxidos de hierro ($< 0,1$). Por el contrario, en el diagrama filosilicatos (laminares + clorita), tectosilicatos (cuarzo + feldespatos) y carbonatos (calcita + dolomita) (Figura IV.5.1.8), se diferencian claramente dos grupos en función del contenido en carbonatos: los perfiles 1, 4, 7, 8, 9, 10, 12, 13, 17 y 18, con contenidos en carbonatos superiores al 70% y los perfiles 2, 3, 6, 9, 11, 15 y 19, con contenidos en carbonatos entre 45% y el 60%. Los perfiles 14 y 16 presentaron concentraciones de carbonatos inferiores al 1%.

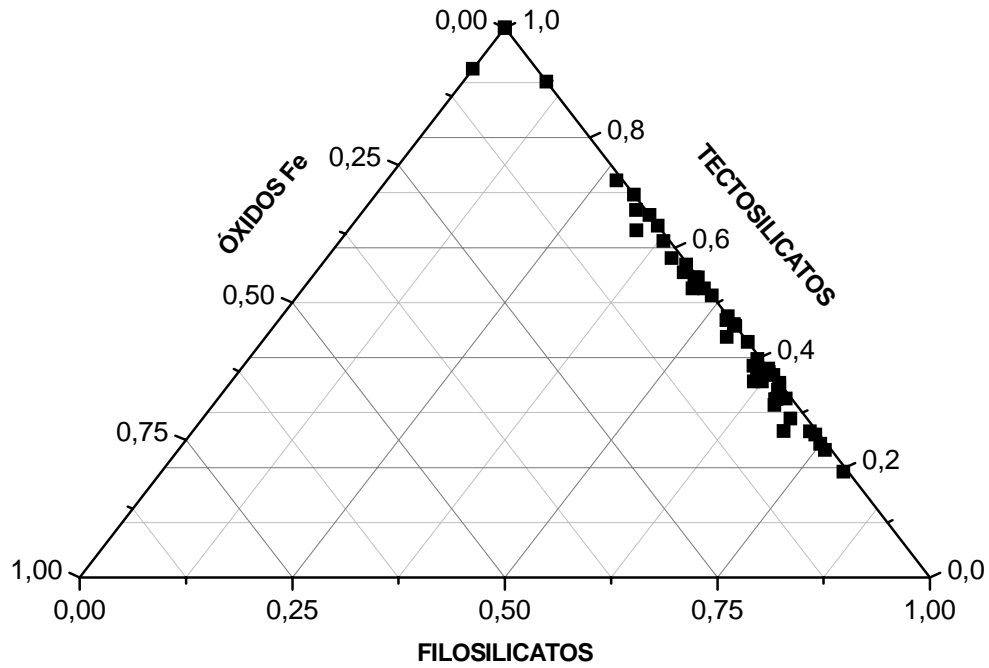


Figura IV.5.1.5. Diagrama triangular con las proporciones relativas de filosilicatos (laminares + clorita), tectosilicatos (cuarzo + feldespatos) y óxidos de hierro (hematites + goetita) para la fracción limo de los horizontes de los perfiles.

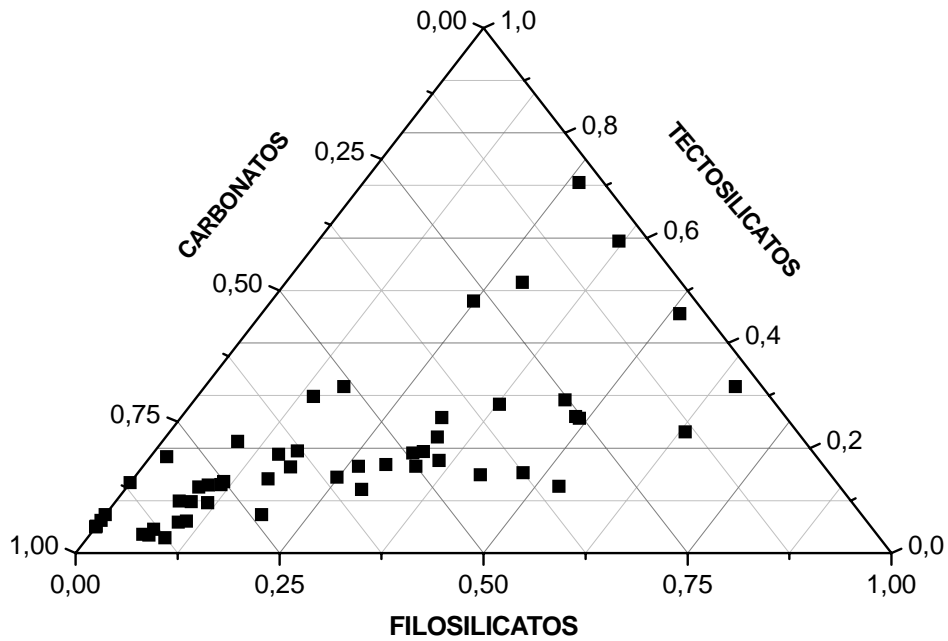


Figura IV.5.1.6. Diagrama triangular que indica las proporciones relativas de filosilicatos (laminares + clorita), tectosilicatos (cuarzo + feldespatos) y carbonatos (calcita + dolomita) para la fracción limo de los horizontes de los perfiles.

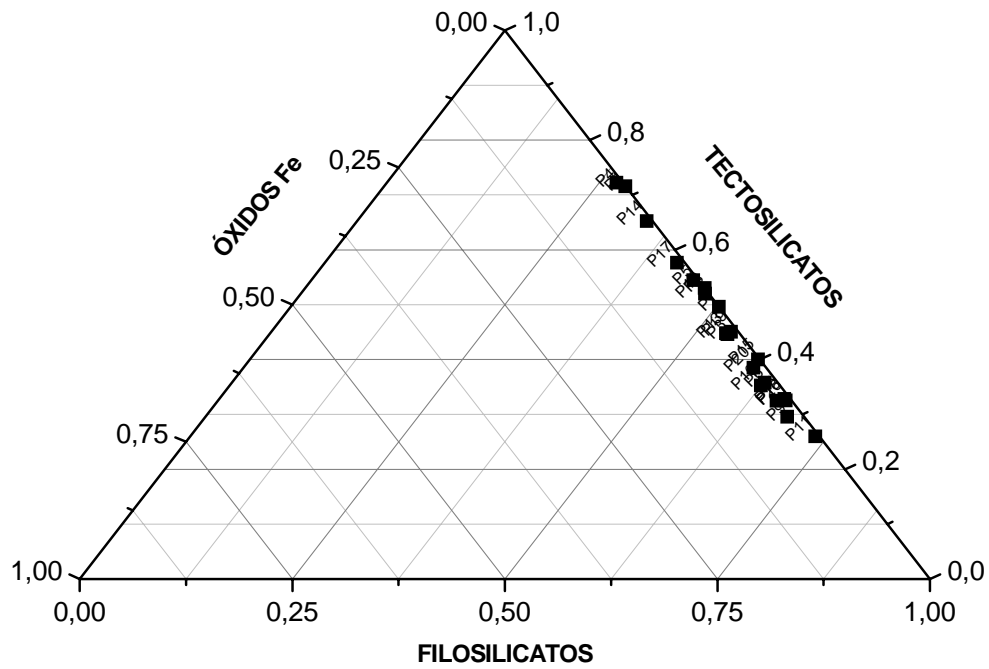


Figura IV.5.1.7. Diagrama triangular de las proporciones relativas de filosilicatos (laminares + clorita), tectosilicatos (cuarzo + feldespatos) y óxidos de hierro (hematites + goetita) para la fracción limo de los perfiles, obtenidas a partir de los valores de los horizontes ponderados por su espesor.

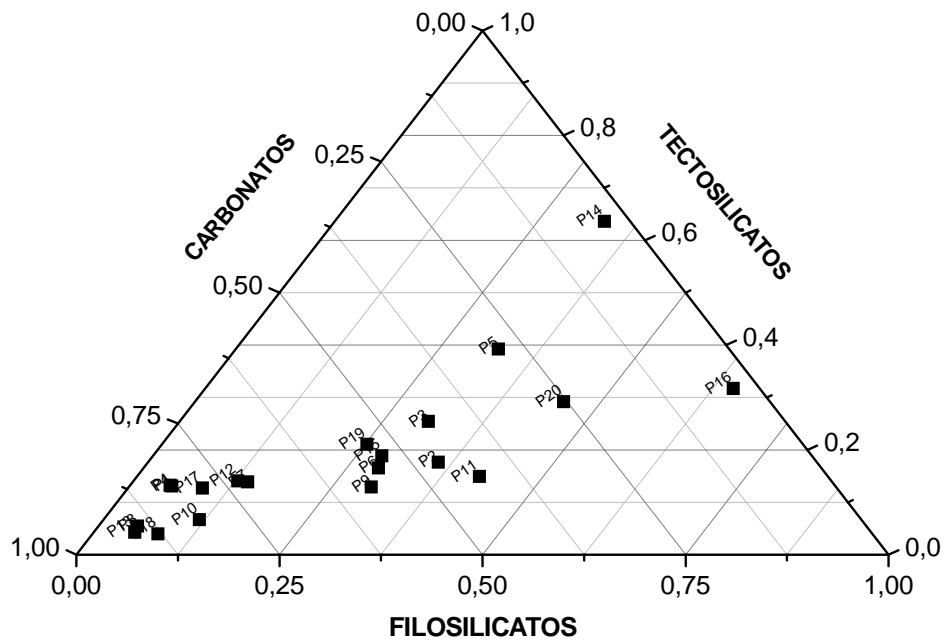


Figura IV.5.1.8. Diagrama triangular que indica las proporciones relativas de filosilicatos (laminares + clorita), tectosilicatos (cuarzo + feldespatos) y carbonatos (calcita + dolomita) para la fracción limo de los perfiles, obtenidas a partir de los valores de los horizontes ponderados por su espesor.

Las tablas IV.5.1.3 y IV.5.1.4, recogen un conjunto de relaciones calculadas a partir de la mineralogía de la fracción arena y limo que pueden ayudar a la interpretación de los resultados. La relación cuarzo/feldespatos puede utilizarse como un índice de alteración o como un índice litológico indicativo de variaciones en la composición del material original, aportes exógenos, erosión, etc. Tanto en la fracción limo como en la fracción arena, los valores son siempre mayores de uno, y en muchos casos superiores a 10, lo que indica que el cuarzo es siempre mayoritario respecto a los feldespatos. Son frecuentes los casos de crecimiento de este índice en el horizonte superior (perfiles 3, 10, 14, 15 y 19 en la fracción arena y perfiles 1, 3, 4, 7, 17, 18 y 19 en la fracción limo), si bien en algunos de ellos también existe aumento en los horizontes inferiores. La erosión diferencial o la acumulación de cuarzo superficial (por ejemplo, vía alteración) podrían justificar el comportamiento de este índice.

La relación calcita/dolomita presenta valores dispares, siendo la calcita dominante en la mayoría de las muestras. Los carbonatos son mayoritarios frente a los óxidos de hierro, cuarzo y filosilicatos.

En relación a los óxidos de hierro se observa un predominio de la goetita (perfiles 2, 4, 5, 6, 11, 12, 14, 19 y 20), aunque en algunos perfiles (3, 9, 10, 15, 16, 17 y 18) predomina la hematites

En las tablas IV.5.1.5 y IV.5.1.6, se indican las relaciones comentadas anteriormente, pero ahora calculadas a partir de la composición mineralógica media de los perfiles. Los resultados son similares a los obtenidos para los horizontes de suelos.

Tabla IV.5.1.3. Relaciones mineralógicas para las muestras de la fracción arena de los horizontes de suelo.

Muestra	Carbonatos/ Óxidos hierro	Cuarzo/ Feldespatos	Cuarzo/ Carbonatos	Calcita/ Dolomita	Filosilicatos/ Carbonatos	Goetita/ Hematites
P1/Ah	*	**	0,03	21,5	****	-
P1/ABwk	*	7,3	0,04	23,7	****	-
P1/Bwk	*	**	0,01	62,6	0,1	-
P2/Ah	25,6	19,8	0,06	3,2	****	1,0
P3/Ah	*	77,6	0,14	2,1	****	-
P3/ABw	14,4	26,2	0,21	3,4	0,1	+
P3/ACk	18,4	**	0,08	2,4	****	0,5
P4/Ah	43,0	**	0,06	22,7	****	#
P4/Ahk	*	**	0,03	30,0	****	-
P5/Ap	9,2	7,8	0,80	3,8	0,2	+
P5/Bt	15,0	15,3	1,30	3,6	****	10,5
P5/Ck	15,2	13,8	0,54	1,7	0,1	+
P5/2Ck	44,0	10,4	0,54	1,6	0,1	#
P6/Ah	28,3	14,0	0,56	1,5	0,1	#
P6/AC	35,6	14,0	0,38	1,5	0,1	#
P7/A1	47,0	3,4	0,15	2,8	0,1	#
P7/A2	90,6	11,9	0,18	3,1	0,1	#
P8/A	27,8	**	0,01	¥	****	#
P8/B	*	***	‡	¥	0,0	-
P9/Ah1	*	2,5	0,03	0,2	0,1	-
P9Ah2	*	4,6	0,04	0,3	0,1	-
P9/ACk	*	1,0	0,01	0,2	****	-
P10/Ah	*	4,3	0,03	0,1	****	-
P10/AB	*	2,1	0,02	0,1	****	-
P10/BC	*	***	‡	0,2	****	-
P11/Ah	*	6,1	0,12	⋈	0,8	-
P12/Ap1	*	**	0,04	29,6	0,1	-
P12/Ap2	*	3,1	0,02	60,6	****	-
P12/AB	*	**	0,05	40,0	****	-
P12/ACk	45,6	5,9	0,03	16,1	****	#
P12/ACkg	*	3,6	0,03	16,6	****	-
P13/A	*	1,4	0,01	49,4	****	-
P13/ACk	*	**	0,03	111,6	0,0	-
P13/Ck	63,2	8,7	0,03	32,2	****	#
P14/Ah	0,8	11,6	16,47	1,0	****	+
P14/ABw	3,0	11,2	22,38	5,0	0,3	+
P14/Btk	*	8,2	7,10	11,0	0,6	-
P15/Ah	*	5,9	0,13	47,7	****	-
P15/ACk	27,7	4,0	0,04	31,4	****	#
P15/CAk	*	1,9	0,02	30,4	0,1	-
P16/A	*	12,3	1,13	56,9	0,4	-
P17/Ap	*	**	0,05	41,1	0,1	-
P17/ACk	*	**	0,02	51,4	****	-
P18/Ap	*	**	0,01	19,3	****	-
P18/C	62,4	4,3	0,03	37,3	****	#
P19/O2	*	21,7	0,17	52,3	0,2	-
P19/ABk	*	5,8	0,05	136,7	****	-
P19/BAk	*	**	0,05	56,3	****	-

P19/Abk	*	**	0,04	42,0	0,08	-
P19/Bbwk	*	**	0,02	44,8	****	-
P20/Ah	*	**	0,02	46,4	****	-

Carbonatos: caliza + dolomita; Óxidos hierro: hematites + goetita; Feldespatos: feldespato sódico + feldespato potásico; Filosilicatos: laminares + clorita; *: con carbonatos pero sin óxidos de hierro; **: con cuarzo pero sin feldespatos; ***: con feldespatos pero sin cuarzo; ‡: con carbonatos pero sin cuarzo; †: con calcita pero sin dolomita; ¥: con dolomita pero sin calcita; ****: con carbonatos pero sin filosilicatos; +: con goetita pero sin hematites; #: con hematites pero sin goetita; -: sin goetita ni hematites.

Tabla IV.5.1.4. Relaciones mineralógicas para las muestras de la fracción limo de los horizontes de suelo.

Muestra	Carbonatos/ Óxidos hierro	Cuarzo/ Feldespatos	Cuarzo/ Carbonatos	Calcita/ Dolomita	Filosilicatos/ Carbonatos	Goetita/ Hematites
P1/Ah	*	12,0	0,2	**	0,4	-
P1/ABwk	*	4,4	0,2	**	0,0	-
P1/Bwk	*	1,7	0,1	**	***	-
P2/Ah	4,8	26,2	0,4	1,3	0,8	3,7
P3/Ah	3,5	8,4	0,6	0,3	0,3	****
P3/ABw	*	7,3	0,7	0,5	1,1	-
P3/ACk	4,2	8,0	0,4	0,6	0,7	0,5
P4/Ah	7,1	21,4	0,2	**	0,5	¥
P4/Ahk	*	3,9	0,1	**	***	-
P5/Ap	*	5,4	1,5	2,2	0,9	-
P5/Bt	*	12,4	2,5	2,1	1,5	-
P5/Ck	3,5	22,3	0,6	1,9	0,8	¥
P5/2Ck	4,2	29,8	1,0	1,8	1,9	1,1
P6/Ah	5,0	6,5	0,3	1,1	0,7	¥
P6/AC	*	7,0	0,2	3,4	0,3	-
P7/A1	*	18,9	0,2	1,8	0,2	-
P7/A2	*	11,6	0,2	2,1	0,2	-
P8/A	*	1,1	0,0	‡	***	-
P8/B	*	2,2	0,1	‡	0,1	-
P9/Ah1	8,1	2,5	0,3	0,1	1,3	0,5
P9Ah2	5,9	5,2	0,3	0,2	0,6	0,2
P9/ACk	6,9	20,1	0,1	0,2	0,3	0,7
P10/Ah	10,2	2,6	0,3	0,2	1,5	3,8
P10/AB	16,8	3,6	0,1	0,1	0,1	****
P10/BC	23,0	2,9	0,1	0,1	0,0	0,4
P11/Ah	16,2	1,7	0,2	**	1,0	¥
P12/Ap1	*	5,1	0,1	68,3	0,1	-
P12/Ap2	*	7,4	0,3	25,1	0,1	-
P12/AB	18,9	21,8	0,2	61,2	0,2	3,8
P12/ACk	31,8	1,2	0,2	9,2	0,7	****
P12/ACkg	38,3	7,9	0,1	32,8	0,1	¥
P13/A	*	4,9	0,1	60,0	***	-
P13/ACk	31,4	8,7	0,0	178,2	0,1	¥
P13/Ck	*	1,6	0,0	86,1	0,1	-
P14/Ah	0,5	2,0	10,7	**	9,9	1,7
P14/ABw	0,6	2,4	10,3	**	16,3	0,9
P14/Btk	0,4	3,6	18,4	2,8	8,8	1,7
P15/Ah	15,7	2,9	0,8	**	1,9	****
P15/ACk	59,8	6,6	0,3	43,2	0,3	****
P15/CAk	*	12,5	0,1	25,6	0,1	-

P16/A	0,5	2,3	6,6	44,1	19,9	****
P17/Ap	26,8	30,8	0,2	35,2	0,1	****
P17/ACk	142,1	6,7	0,2	30,8	0,1	¥
P18/Ap	106,8	9,7	0,1	23,1	0,1	¥
P18/C	90,9	2,8	0,0	19,8	0,1	****
P19/O2	1,9	2,5	1,2	**	4,6	¥
P19/ABk	19,0	3,3	0,4	**	0,8	¥
P19/BAk	10,8	2,2	0,4	37,5	0,3	1,05
P19/Abk	9,7	4,3	0,2	**	0,5	2,7
P19/Bbwk	49,2	6,3	0,3	**	0,2	****
P20/Ah	2,3	2,5	0,8	7,0	1,8	6,4

Carbonatos: caliza + dolomita; Óxidos hierro: hematites + goetita; Feldespatos: feldespato sódico + feldespato potásico; Filosilicatos: laminares + clorita; *: con carbonatos pero sin óxidos de hierro; **: con calcita pero sin dolomita; ‡: con dolomita pero sin calcita; ****: con carbonatos pero sin filossilicatos; *****: con hematites pero sin goetita; ¥: con goetita pero sin hematites; -: sin goetita ni hematites.

Tabla IV.5.1.5. Relaciones mineralógicas para las muestras de la fracción arena de los de los perfiles, obtenidas a partir de los valores de los horizontes ponderados por su espesor.

MUESTRA	Carbonatos/ Óxidos hierro	Cuarzo/ Feldespatos	Cuarzo/ Carbonatos	Calcita/ Dolomita	Filosilicatos/ Carbonatos	Goetita/ Hematites
P1	*	11,0	0,03	31,1	0,02	¥
P2	25,6	19,8	0,06	3,2	-	1,0
P3	23,2	50,0	0,13	2,5	0,03	1,6
P4	246,8	**	0,03	28,4	-	‡
P5	15,3	11,9	0,79	2,3	0,07	9,4
P6	30,2	14,0	0,51	1,5	0,08	‡
P7	60,4	5,4	0,16	2,9	0,05	‡
P8	56,3	0,8	0,00	***	-	‡
P9	*	2,4	0,03	0,2	0,04	¥
P10	*	1,4	0,01	0,1	-	¥
P11	*	6,1	0,12	****	0,78	¥
P12	285,9	9,2	0,03	26,7	0,04	‡
P13	326,6	11,6	0,02	61,2	-	‡
P14	5,0	9,3	9,68	5,7	0,48	⌈
P15	107,4	4,7	0,07	36,0	0,02	‡
P16	*	12,2	1,13	56,9	0,42	¥
P17	*	**	0,04	44,4	0,04	¥
P18	192,8	6,3	0,01	23,0	-	‡
P19	*	19,3	0,05	55,5	0,03	¥
P20	*	**	0,02	46,4	-	¥

Carbonatos: caliza + dolomita; Óxidos de hierro: hematites + goetita; Feldespatos: feldespato sódico y feldespato potásico; Filosilicatos: laminares + clorita; *: con carbonatos pero sin óxidos de Fe; **: con cuarzo pero sin feldespatos; ***: con dolomita pero sin calcita; ****: con calcita pero sin dolomita; -: con carbonatos pero sin filossilicatos; ¥: sin goetita ni hematites; ‡: con hematites pero sin goetita; ⌈: con goetita pero sin hematites.

Tabla IV.5.1.6. Relaciones mineralógicas para las muestras de la fracción limo de los de los perfiles, obtenidas a partir de los valores de los horizontes ponderados por su espesor.

MUESTRA	Carbonatos/ Óxidos hierro	Cuarzo/ Feldespatos	Cuarzo/ Carbonatos	Calcita/ Dolomita	Filosilicatos/ Carbonatos	Goetita/ Hematites
P1	*	3,8	0,1	**	0,1	¥
P2	4,8	26,2	0,4	1,3	0,8	3,7
P3	5,2	7,8	0,5	0,5	0,7	0,2

P4	58,2	4,5	0,1	**	0,1	⌈
P5	6,5	10,6	1,3	2,0	1,1	7,5
P6	7,7	6,7	0,3	1,6	0,5	⌈
P7	*	14,8	0,2	2,0	0,2	¥
P8	*	1,6	0,1	0,0	0,1	¥
P9	6,6	4,8	0,2	0,2	0,5	0,4
P10	19,1	3,0	0,1	0,1	0,1	0,3
P11	16,2	1,7	0,2	**	1,0	⌈
P12	65,2	4,3	0,2	31,6	0,2	2,2
P13	61,1	4,7	0,1	100,4	0,1	⌈
P14	0,5	3,0	14,9	5,7	10,4	1,6
P15	56,4	4,2	0,3	38,1	0,5	‡
P16	0,5	2,3	6,7	44,2	19,9	‡
P17	37,7	13,8	0,2	33,5	0,1	0,1
P18	101,0	6,4	0,1	21,9	0,1	1,7
P19	13,6	3,5	0,3	210,3	0,5	2,2
P20	2,3	2,5	0,8	7,0	1,8	6,4

Carbonatos: caliza + dolomita; Óxidos de hierro: hematites + goetita; Feldespatos: feldespato sódico y feldespato potásico; Filosilicatos: laminares + clorita; *: con carbonatos pero sin óxidos de Fe; **: con calcita pero sin dolomita; ¥: sin goetita ni hematites; ‡: con hematites pero sin goetita; ⌈: con goetita pero sin hematites.

IV.5.2. Análisis mineralógico de la fracción arcilla

La fracción arcilla (Tabla IV.5.2.1) se ha estudiado mediante el método de agregado orientado (Ver apartado III.2.4). Ello permite un análisis detallado de la composición mineralógica de la arcilla y la identificación individualizada de los minerales constitutivos del grupo de los filosilicatos.

El mineral más abundante es la illita, que en algunos casos alcanza porcentajes superiores al 70% en la arcilla; generalmente se considera un mineral heredado. La esmectita es el segundo mineral en abundancia (media = 22.93). Todos los perfiles, salvo el perfil 14 y 20, presentan esmectitas en su composición mineralógica, y en algunos de ellos (perfiles 12, 13 y 18) alcanzan valores elevados, entre el 70 y 85%. La naturaleza carbonatada del material original implica un pH alcalino y una alta actividad de calcio en el medio, que serían responsables de la neoformación de esmectita, o de la transformación desde la mica en el medio edáfico; incluso cabe la posibilidad de herencia. La caolinita (mineral neoformado) se encuentra presente en todos los horizontes de los perfiles en cantidades pequeñas o moderadas, salvo en el perfil 20 donde alcanza un valor elevado (73%). La paragonita sólo aparece en el horizonte superficial del perfil 8. No se detectan cloritas ni vermiculitas en la fracción arcilla. Los minerales interstratificados aparecen en cantidades importantes en todos los suelos estudiados, salvo en el perfil 13 (media = 20.59). Esto podría interpretarse como un signo de alteración y evolución edáfica, considerándose pues estos minerales como fases transformadas. Parece existir una tendencia a la acumulación de los minerales interstratificados en profundidad a lo largo del perfil.

Las relaciones entre minerales de la arcilla neoformados, transformados y heredados se han representado mediante un diagrama triangular en la figura IV.5.2.1. Como minerales neoformados se considera la caolinita, como transformados hemos incluido las esmectitas y minerales interstratificados, y como heredados hemos considerado la

suma de los contenidos de illita, paragonita y clorita. La terminología empleada presenta sus matices ya que hemos incluido como transformados y neoformados minerales que en algunos casos podrían tener también origen geológico, al menos parcialmente, como es el caso de las esmectitas en los suelos sobre margas del Parque. En el caso de la caolinita se puede diferenciar entre aquellas procedentes del material original y las neoformadas en el suelo, basándonos en la capacidad de hinchamiento por solvatación con DMSO. Las caolinitas de origen geológico suelen ser más ordenadas y por tanto hinchan mejor en los test de solvatación con DMSO. Por el contrario, las caolinitas de suelos son más desordenadas y de menor tamaño de partícula, presentando una baja capacidad de hinchamiento en dicho test. En nuestros suelos todas las caolinitas mostraron una pequeña o nula capacidad de hinchamiento por lo que serían presumiblemente neoformadas.

Según la figura IV.5.2.1 se observa que, en general, dominan los minerales heredados, aunque en muchos horizontes aparecen esmectitas en cantidades importantes, concretamente en el caso de los suelos sobre margas y margocalizas (perfiles 12, 13 y 18) con contenidos muy elevados de esmectitas (>70%). Como se ha comentado anteriormente persiste la duda de hasta que punto las esmectitas son transformadas o heredadas del material original, especialmente en estos suelos sobre margas. Los suelos del Parque presentan bajos porcentajes de minerales neoformados, salvo el perfil 20, con un 73% de caolinita. La figura IV.5.2.2 es equivalente a la anterior, pero en ella se representan los valores medios para cada perfil, obtenidos a partir de los horizontes ponderados por su espesor. Se aprecia la existencia de diferentes grupos de suelos con una mineralogía de la arcilla similar. Así, los suelos sobre margas (perfiles 12, 13 y 18) aparecen agrupados en la parte superior del diagrama, debido a sus elevados contenidos de esmectitas. El perfil 20 aparece en solitario con unos elevados contenidos de minerales neoformados (caolinita). El resto de los suelos aparecen más o menos próximos entre sí aunque parece distinguirse dos grupos formados por los perfiles sobre dolomías, con unos contenidos de minerales transformados algo mayores a los suelos sobre calizas. El centroide de la nube de puntos nos daría la composición típica o media de la arcilla de las muestras y correspondería aproximadamente a un 42% de minerales heredados, 41% de transformados y 17% de neoformados.

Tabla IV.5.2.1. Análisis mineralógico DRX, agregado orientado. Fracción arcilla (< 2 μ m)

Muestra	Interest.	Caolinita	Clorita	Ilita	Paragonita	Esmecitas
P1/Ah	31	17	-	33	-	19
P1/ABwk	29	22	-	36	-	13
P1/Bwk	37	19	-	39	-	5
P2/Ah	39	18	-	35	-	8
P3/Ah	12	6	-	74	-	8
P3/ABw	23	7	-	60	-	11
P3/ACk	28	8	-	51	-	13
P4/Ah	30	13	-	44	-	13
P4/Ahk	38	18	-	26	-	18
P5/Ap	14	8	-	55	-	23
P5/Bt	17	11	-	36	-	36
P5/Ck	11	9	-	69	-	10
P5/2Ck	23	6	-	38	-	33
P6/Ah	19	21	-	36	-	24
P6/AC	17	22	-	42	-	19
P7/A1	25	17	-	39	-	18
P7/A2	8	14	-	63	-	15
P8/A	23	18	-	44	4	12
P8/B	21	19	-	46	-	14
P9/Ah1	19	24	-	50	-	7
P9Ah2	35	22	-	36	-	6
P9/ACk	52	21	-	21	-	6
P10/Ah	15	19	-	60	-	6
P10/AB	18	13	-	58	-	10
P10/BC	37	11	-	34	-	18
P11/Ah	19	13	-	63	-	5
P12/Ap1	7	3	-	20	-	70
P12/Ap2	11	3	-	24	-	62
P12/AB	8	4	-	23	-	66
P12/ACk	6	3	-	23	-	67
P12/ACkg	7	4	-	14	-	75
P13/A	-	2	-	23	-	75
P13/ACk	-	1	-	13	-	85
P13/Ck	-	2	-	16	-	83
P14/Ah	22	17	-	61	-	-
P14/ABw	24	20	-	56	-	-
P14/Btk	32	22	-	46	-	-
P15/Ah	17	10	-	48	-	26
P15/ACk	16	8	-	34	-	42
P15/CAk	30	4	-	22	-	43
P16/A	25	21	-	50	-	4
P17/Ap	13	11	-	55	-	21
P17/ACk	14	11	-	53	-	23
P18/Ap	6	4	-	4	-	85
P18/C	4	5	-	10	-	81
P19/O2	15	23	-	55	-	6
P19/ABk	19	17	-	48	-	15
P19/BAk	15	18	-	50	-	16
P19/Abk	28	16	-	48	-	9
P19/Bbwk	19	17	-	42	-	22
P20/Ah	2	73	-	24	-	-

Interest: interestratificados

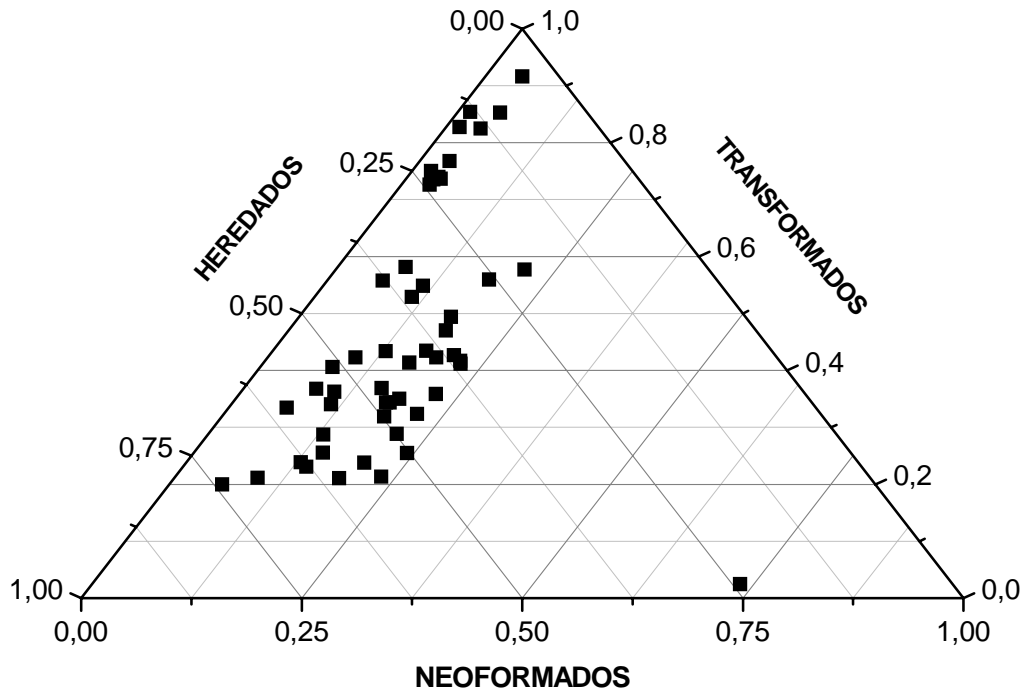


Figura IV.5.2.1 Diagrama triangular que indica las proporciones relativas de minerales neoformados (caolinita), transformados (interestratificados + esmectitas) y heredados (ilita + paragonita + clorita) para las muestras de arcilla de los horizontes de los perfiles.

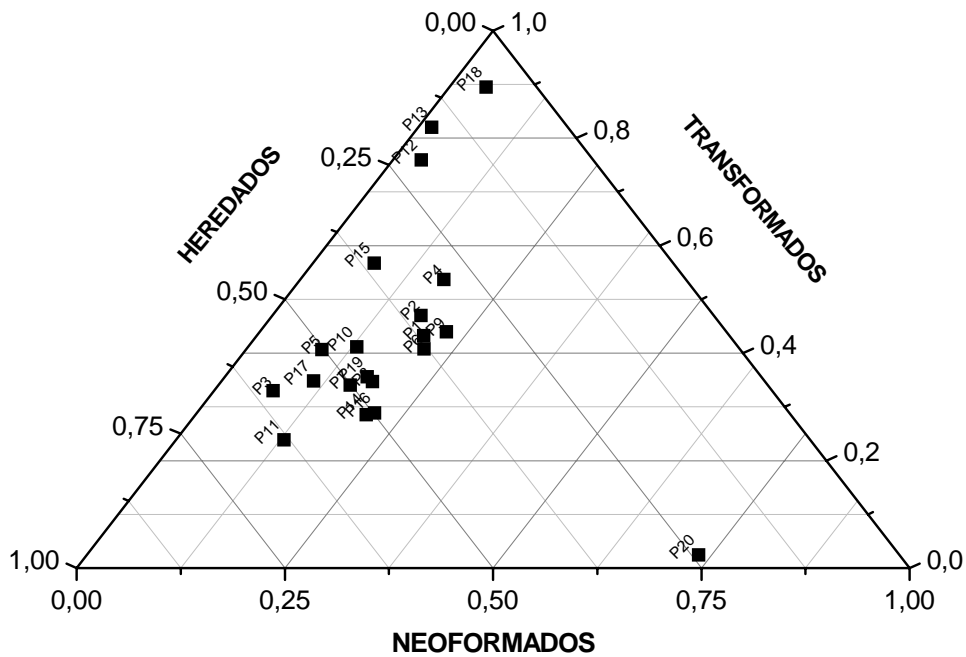


Figura IV.5.2.2. Diagrama triangular de las proporciones relativas de minerales neoformados (caolinita), transformados (interestratificados + esmectitas) y heredados (ilita + paragonita + clorita) para las muestras de arcilla de los perfiles, obtenidos a partir de sus horizontes ponderados por su

La tabla IV.5.2.2 recoge un conjunto de relaciones calculadas a partir de la mineralogía de la fracción arcilla de los horizontes de suelo. La tabla IV.5.2.3 recoge estas mismas relaciones que la tabla anterior, pero calculadas a partir de la composición mineralógica media de la fracción arcilla de cada perfil, ponderada al espesor de los horizontes. Los índices 2:1 y micas/caolinita resultan prácticamente equivalentes al ser los minerales 2:1 esencialmente micas y los 1:1 caolinita. No obstante, en los perfiles 12 y 13 sobre margas y margocalizas dichos índices divergen por la presencia de mayores cantidades de esmectita (fase 2:1). Sea cual sea el índice empleado, debido al predominio de las fases 2:1 sobre las 1:1, los valores alcanzados son siempre superiores a 3, frecuentemente mayores de 6 y en muchos casos mayores de 10. El índice Heredados/Interestratificados es muy interesante porque describe el medio mineralogénico en estudio, donde los procesos de herencia dominan sobre los de transformación. Este índice representa en realidad el cociente Heredados/Transformados ya que la esmectita no ha sido considerada al plantearse la duda de si es heredada, neoformada o transformada.

Tabla IV.5.2.2. Relaciones entre distintas fracciones mineralógicas para las muestras de arcilla de los horizontes de los perfiles.

Muestra	Min (2:1/1:1)	Micas/ Caolinita	Heredados/ Interestratificados
P1/Ah	4,8	1,9	1,1
P1/ABwk	3,5	1,6	1,3
P1/Bwk	4,2	2,0	1,0
P2/Ah	4,6	2,0	0,9
P3/Ah	15,7	12,4	6,1
P3/ABw	14,2	9,1	2,7
P3/ACk	11,2	6,2	1,9
P4/Ah	6,8	3,4	1,4
P4/Ahk	4,5	1,4	0,7
P5/Ap	11,1	6,7	3,9
P5/Bt	8,1	3,3	2,2
P5/Ck	9,6	7,3	6,4
P5/2Ck	14,8	6,0	1,7
P6/Ah	3,8	1,7	2,0
P6/AC	3,5	1,9	2,4
P7/A1	4,7	2,3	1,6
P7/A2	6,1	4,5	7,8
P8/A	4,6	2,5	2,1
P8/B	4,4	2,5	2,2
P9/Ah1	3,1	2,1	2,7
P9Ah2	3,5	1,6	1,0
P9/ACk	3,7	1,0	0,4
P10/Ah	4,3	3,2	4,1
P10/AB	6,6	4,4	3,2
P10/BC	7,8	3,0	0,9
P11/Ah	6,7	4,9	3,3
P12/Ap1	28,5	5,9	2,8
P12/Ap2	30,3	7,6	2,2
P12/AB	27,4	6,4	2,7
P12/ACk	30,7	7,4	3,8
P12/ACkg	23,7	3,3	1,9

P13/A	45,2	10,5	*
P13/ACk	70,4	9,5	*
P13/Ck	64,4	10,3	*
P14/Ah	4,9	3,6	2,8
P14/ABw	4,0	2,8	2,4
P14/Btk	3,6	2,1	1,4
P15/Ah	9,1	4,8	2,9
P15/ACk	12,0	4,4	2,1
P15/CAk	24,5	5,7	0,7
P16/A	3,7	2,3	2,0
P17/Ap	7,8	4,8	4,3
P17/ACk	8,5	5,0	3,9
P18/Ap	22,9	1,0	0,7
P18/C	19,6	2,0	2,2
P19/O2	3,3	2,4	3,7
P19/ABk	4,7	2,8	2,5
P19/BAk	4,4	2,7	3,2
P19/Abk	5,4	3,0	1,7
P19/Bbwk	5,1	2,6	2,2
P20/Ah	0,4	0,3	9,7

Min 2:1: interestratificados + illita + paragonita + esmectita + clorita; Min 1:1: caolinita; Micas: illita + paragonita; Heredados: illita + paragonita + clorita; *: sin interestratificados.

Tabla IV.5.2.3. Relaciones entre distintas fracciones mineralógicas para las muestras de arcilla de los perfiles, obtenidas a partir de los valores de la composición mineralógica de la arcilla de los horizontes ponderados por su espesor.

Muestra	Min (2:1/1:1)	Micas/ Caolinita	Heredados/ Interest
P1	4,0	1,8	1,1
P2	4,6	2,0	0,9
P3	13,0	8,4	2,7
P4	4,8	1,7	0,8
P5	9,9	5,5	3,2
P6	3,7	1,8	2,1
P7	5,3	3,2	2,9
P8	4,5	2,5	2,2
P9	3,5	1,5	0,9
P10	6,7	3,5	1,7
P11	6,7	4,9	3,3
P12	28,1	6,0	2,6
P13	60,1	10,0	*
P14	3,9	2,5	1,8
P15	12,6	4,9	1,7
P16	3,7	2,3	2,0
P17	8,1	4,9	4,2
P18	21,7	1,4	1,1
P19	4,9	2,8	2,2
P20	0,4	0,3	9,7

Min 2:1: interestratificados + illita + paragonita + esmectita + clorita; Min 1:1: caolinita; Micas: illita + paragonita; Heredados: illita + paragonita + clorita; *: sin interestratificados.

IV.5.3. Identificación de especies minerales mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) y EDX.

El objetivo de este apartado es corroborar mediante las técnicas de microscopía electrónica de barrido (SEM) y espectrometría de Rayos-X de energía dispersiva (EDX) (Ver apartado III.2.7.1) la correcta identificación mineralógica realizada en algunos casos por otras técnicas como la difracción de rayos X (DRX). Se ha procedido, como ejemplo, a la identificación de las especies minerales dominantes en la fracción arena fina de los horizontes P3/Ah, P7/A1 y P10/Ah.

En la muestra P3/Ah hemos identificado biolitos de carbonato cálcico secundario recubierto de sílice, tal y como indica el microanálisis (Figura IV.5.3.1 y IV.5.3.2). La muestra estudiada presenta una gran cantidad de estas formas, con morfologías muy heterométricas (globulares, piriformes, redondeadas, alargadas, etc.), y con diversos tamaños. Estos biolitos de sílice podrían haber sido producidos por una planta; o pueden ser microfósiles de foraminíferos planctónicos, aunque se encuentran en el horizonte A de un suelo muy evolucionado, y con abundante sílice activa que se recicla a las plantas. La sílice es captada por plantas silicícolas, desde la solución del suelo, y devuelta al suelo en forma de biolitos. Otro indicio que corroboraría esta hipótesis es la posibilidad de que los granos de cuarzo se encuentren con síntomas de haber recrecido. En la muestra P3/Ah también se ha identificado una dolomita (Ca, Au, Si, Mg, C, O), cuya morfología nos hace pensar en un origen primario con tendencia a cristal esquelético. Constituye agregados de cristales dolomita en drusa, con formas de recrecimientos, más que de disolución (Figura IV.5.3.3).

En la muestra P7/A1 se han identificado por un lado un grano de carbonato cálcico (Figura IV.5.3.4), un grano de cuarzo (Figura IV.5.3.5), y un carbamato (Figura IV.5.3.6). El grano de carbonato cálcico parece ser una concreción carbonatada procedente de otro lugar. Este tipo de granos son comunes en todas las sierras carbonatadas, y vienen arrastrados por el aire, de ahí la morfología que presentan de boomerang. En el microanálisis realizado se han identificado los siguientes elementos: Ca, Al, Si, C, O, Au, y en menor proporción Fe y Mg; al carbonato cálcico pertenecerán Ca, C y O; el resto hay que pensar que son de otros minerales mezclados íntimamente con el carbonato o adheridos sobre su superficie. El grano de cuarzo (Si, C, Au, O y un poco de Ca y Al), con un campo de fisuras de disolución también eólico, posiblemente tenga una procedencia costera, dada la morfología pulida que presenta. El carbamato es un grano polimineralógico, ya que se han identificado en el microanálisis elementos propios de carbonato cálcico (Ca, C y O), además de una composición micácea propia de moscovita fengitizada (Si, Al, K, O, Fe, Mg). Presenta un origen poligénico, pues podemos distinguir dos zonas morfológicamente diferentes en el grano: una etapa pulida y otras con abundantes marcas mecánicas, cavidades, aristas vivas y fisuras.

En la muestra P10/Ah (Figura IV.5.3.7) hemos seleccionado para su estudio un grano de cuarzo que presenta abundantes marcas mecánicas: fracturas concoides, cavidades, aristas vivas, grupos de arcos, fisuras, exfoliaciones y un contorno irregular con bordes ligeramente redondeados, lo que indica morfológicamente una cierta alteración. No obstante, también presenta algunos rasgos de pulidez, posiblemente debido a eolismo. El microanálisis realizado a la muestra presenta una composición formada por Si, O, Ca, Mg, (elementos presentes en el suelo ligados al material

original) y C (elemento presente en el suelo ligado a la materia orgánica, pues se trata de un horizonte A con una densa cobertura vegetal).

También se han identificado en la muestra P10/Ah otros minerales como un carbonato, posiblemente ligado a algún resto orgánico como un fósil o algún biomineral, de ahí la forma tan peculiar que tiene (Figura IV.5.3.8). El microanálisis realizado presentó una composición elemental formada por Ca, C, O, Fe, Mg, y algo de Si que puede proceder de los depósitos que recubren el grano. Es probable que en las plantas existan formas biolíticas de carbonatos (espículas); aunque la muestra presenta formas demasiado regulares, por lo que también podría tratarse de un resto de tallo recubierto de carbonatos. Otra forma de carbonato cálcico identificado en esta muestra se observa en la figura IV.5.3.9. Éste es un mineral primario muy bien cristalizado con una composición elemental de Ca, C, O, Au.

Dada la naturaleza dolomítica del material original de los suelos donde fue recogida la muestra P10/Ah, se han identificado numerosos granos de dolomita (Figuras IV.5.3.10; IV.5.3.11; IV.5.3.13; IV.5.3.14). La figura IV.5.3.10 presenta una dolomita (Ca, Mg, O, C) con fisuras de disolución, pues se trata de una forma primaria, y con filamentos de carbonatos y pequeños cristales con forma prismática, algunos de ellos curvados. Estos cristales presentan la misma composición elemental que la dolomita, y no están orientados encima de dicho mineral, por lo que es probable que no sean epitaxias. Otra dolomita se muestra en la figura IV.5.3.12a (Ca, Mg, O, y un poco de C). Esta presenta caras primarias, sobre las cuales se acumulan depósitos con una composición elemental de Ca, Mg, Si, C, O y Al, y sobre la que se desarrollan una serie de formas de disolución, también de dolomita (Figura IV.5.3.12b). Según teoría, la dolomita se disuelve, pero no precipita en suelos, salvo que se trate de un lugar muy cerrado, con gran cantidad de Mg. También tiene Al porque hay Si. Otra forma de carbonato se observa en la figura IV.5.3.11, que puede ser dolomita o calcita magnesiana, con alguna contaminación de silicatos (Si, Mg, Ca, C, O). Parece un mineral primario con caras poliédricas perfectas. La figura IV.5.3.13 muestra una formación calcítica secundaria, aunque también tiene algo de silicio, aluminio y dolomita (Ca, C, O, Mg, Al, Si). Presenta algunas formas escalonoédricas. Según la teoría la dolomita no puede recrystalizar en el suelo, salvo en el caso IV.5.3.12, que se trata de una dolomita con recrystalización de dolomia. En este caso, parece ser una calcita concrecionada, o una especie de nódulo concrecionado.

Finalmente, en la muestra 10/Ah se ha estudiado un grano de mica (Figura IV.5.3.14) con una morfología que nos hace pensar en un origen primario. En general muestra una forma irregular con exfoliaciones y aristas vivas, aunque en algunas zonas aparecen formas redondeadas debido a la alteración y escasa dureza relativa de este mineral (H aprox. 3). En el microanálisis realizado se han identificado los siguientes elementos: Si, Al, Ca, K, Na, O, Fe y Mg (propios de un filosilicato -moscovita fengitizada- y una parte del Fe ligada a la alteración) y abundante C, muy probablemente ligado a la materia orgánica, ya que este suelo presenta una densa cobertura vegetal y abundantes rasgos de actividad biológica. También presenta un crecimiento epitáxico de un mineral de hierro en la lámina de la izquierda.

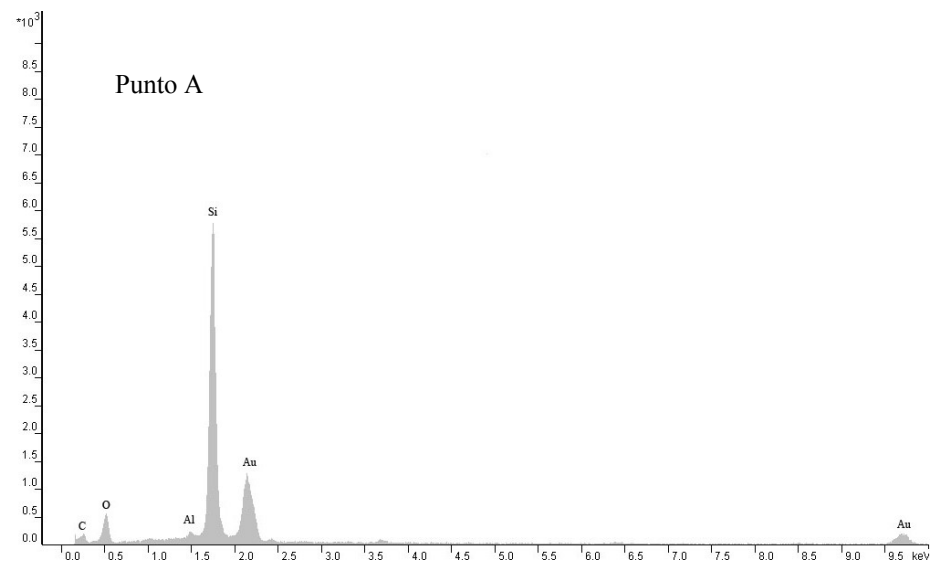
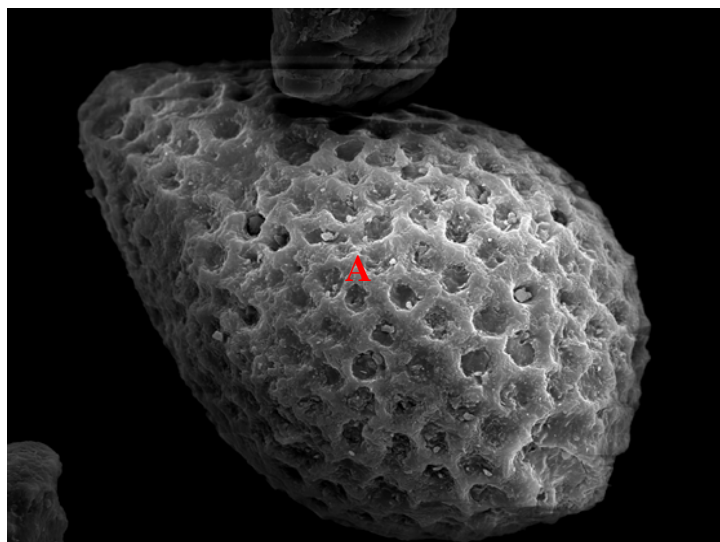


Figura IV.5.3.1. Grano de arena fina de la muestra P3/Ah correspondiente a un biolito. Microanálisis de los elementos mayores.

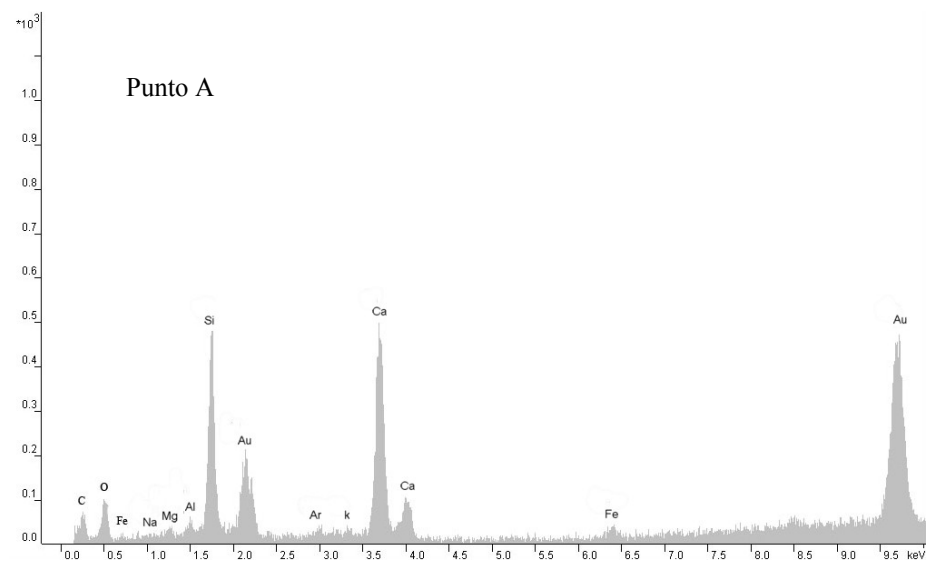
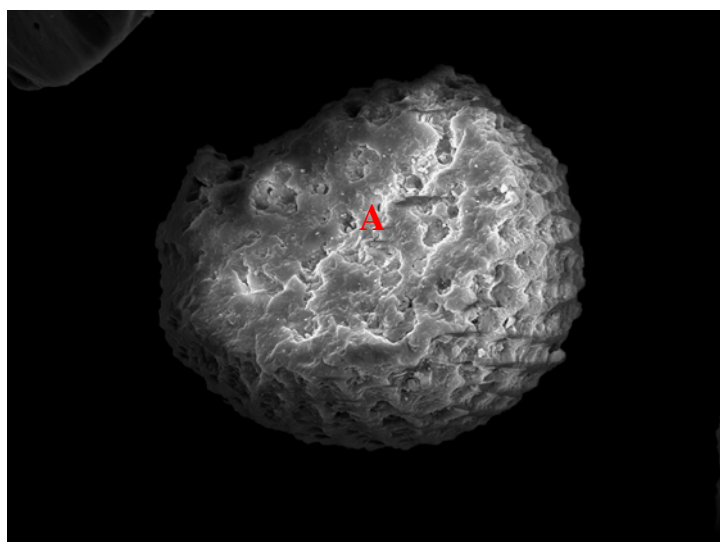


Figura IV.5.3.2. Grano de arena fina de la muestra P3/Ah correspondiente a un biolito. Microanálisis de los elementos mayores.

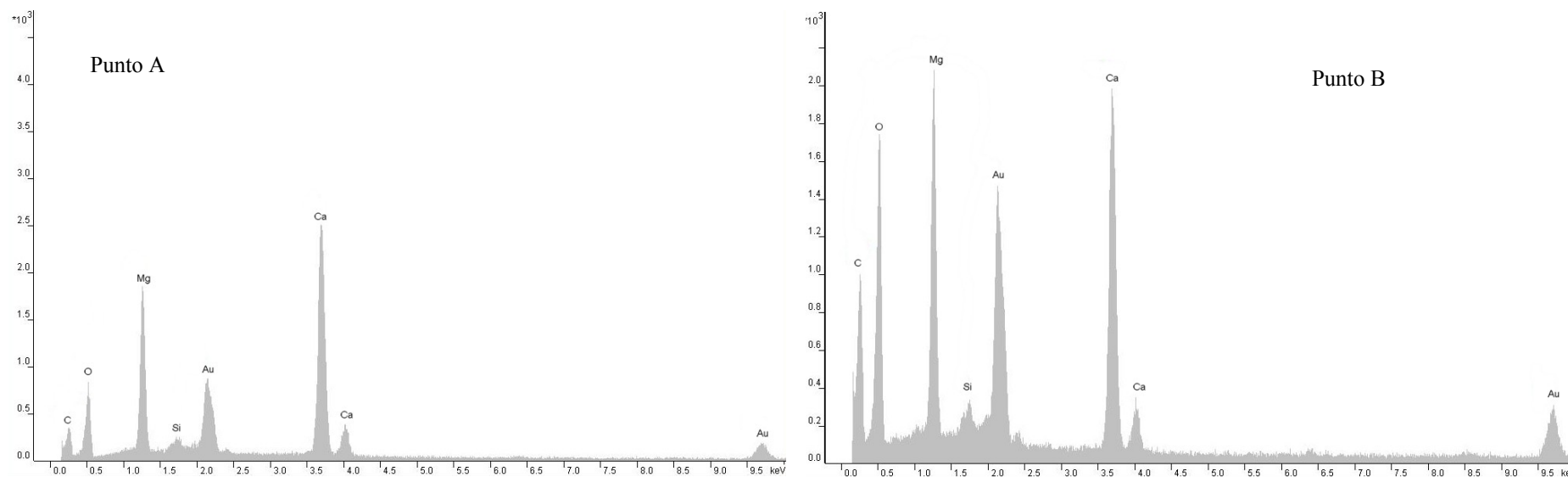
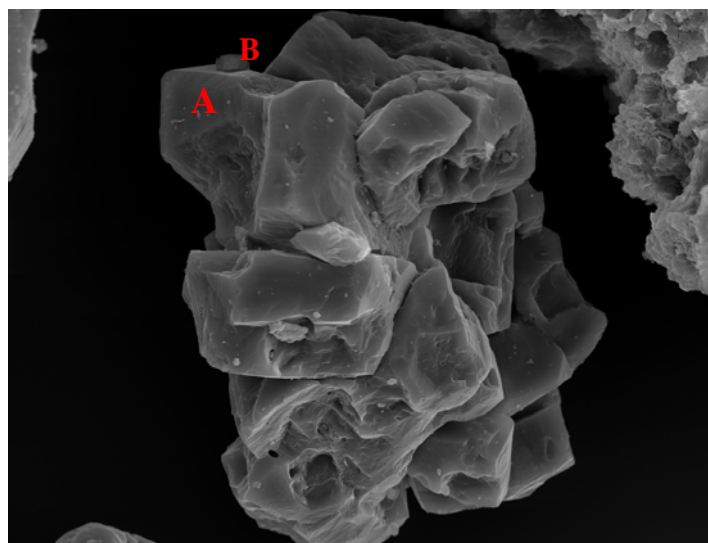


Figura IV.5.3.3. Grano de arena fina de la muestra P3/Ah correspondiente a un cristal de dolomita en drusa. Microanálisis de los elementos mayores.

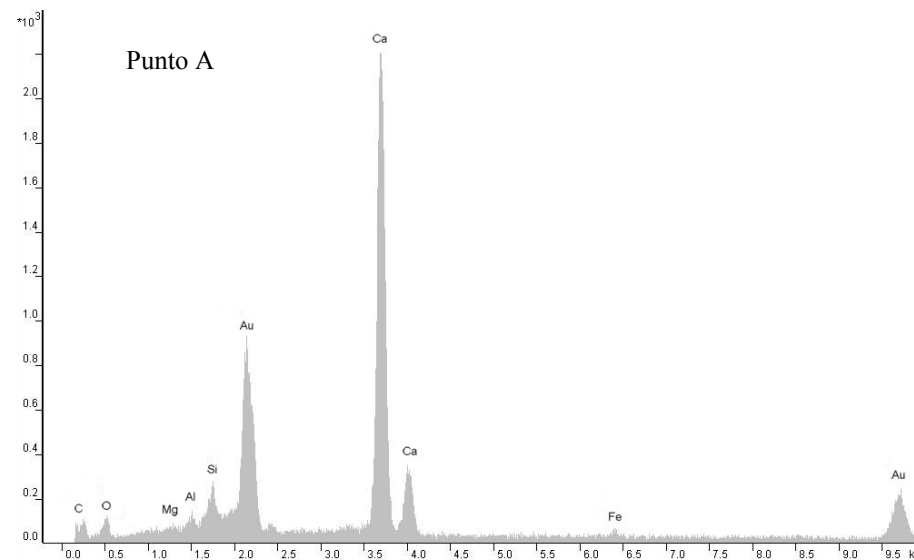
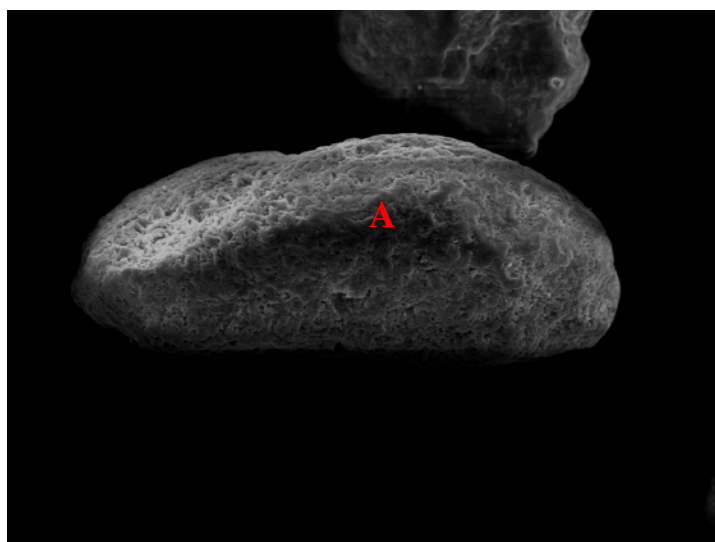


Figura IV.5.3.4. Grano de arena fina de la muestra P7/A1 correspondiente a un grano de carbonato cálcico. Microanálisis de los elementos mayores.

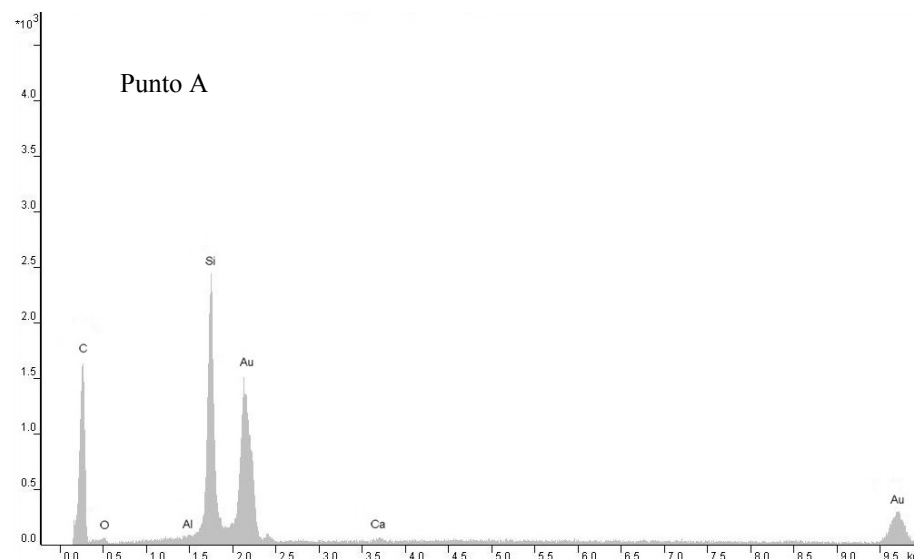
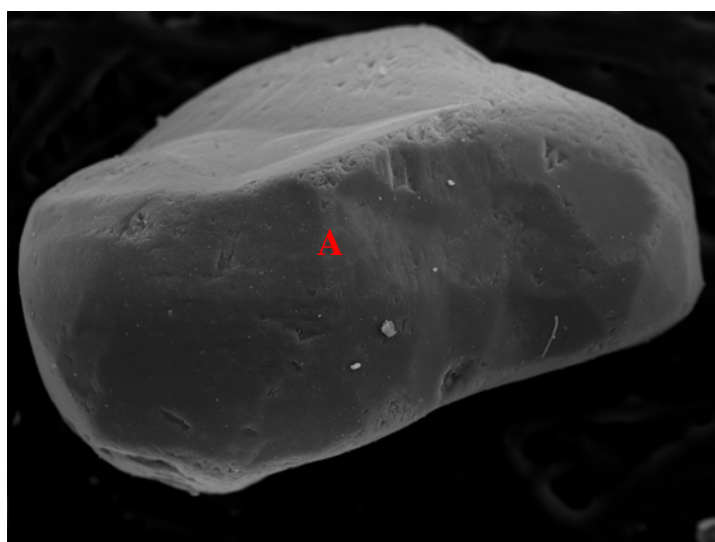


Figura IV.5.3.5. Grano de arena fina de la muestra P7/A1 correspondiente a un grano de cuarzo. Microanálisis de los elementos mayores.

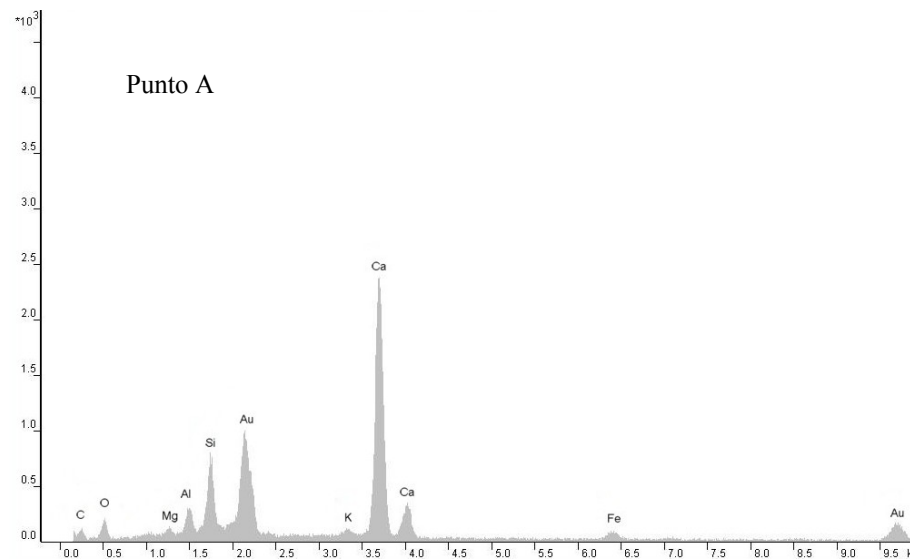
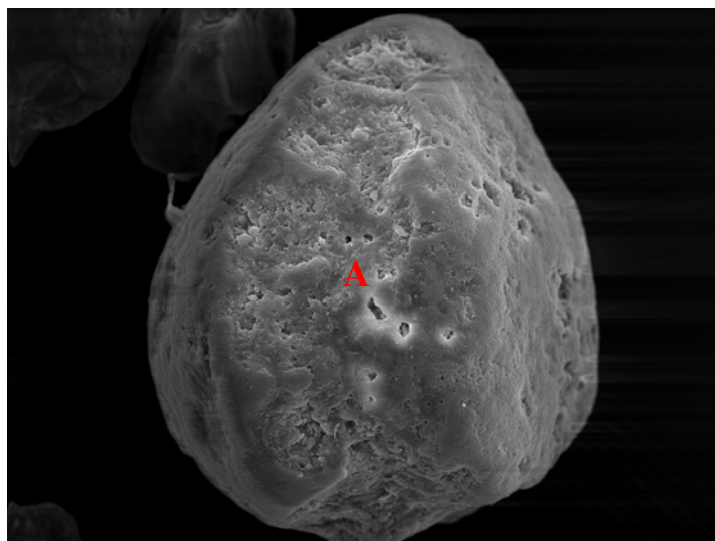


Figura IV.5.3.6. Grano de arena fina de la muestra P7/A1 correspondiente a un carbamato. Microanálisis de los elementos mayores.

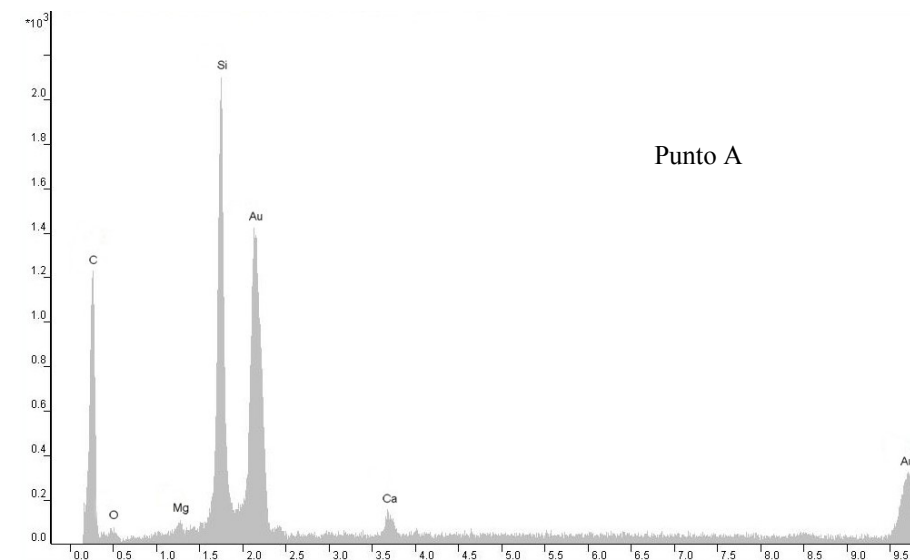
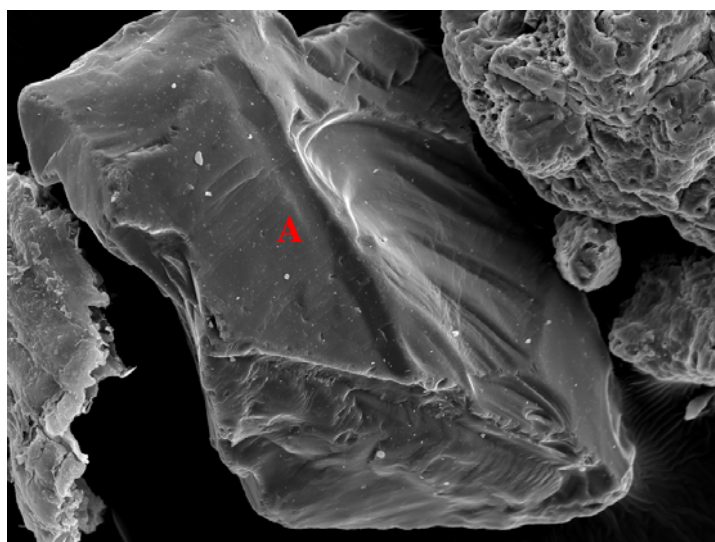


Figura IV.5.3.7. Grano de arena fina de la muestra P10/Ah correspondiente a un grano de cuarzo. Microanálisis de los elementos mayores.

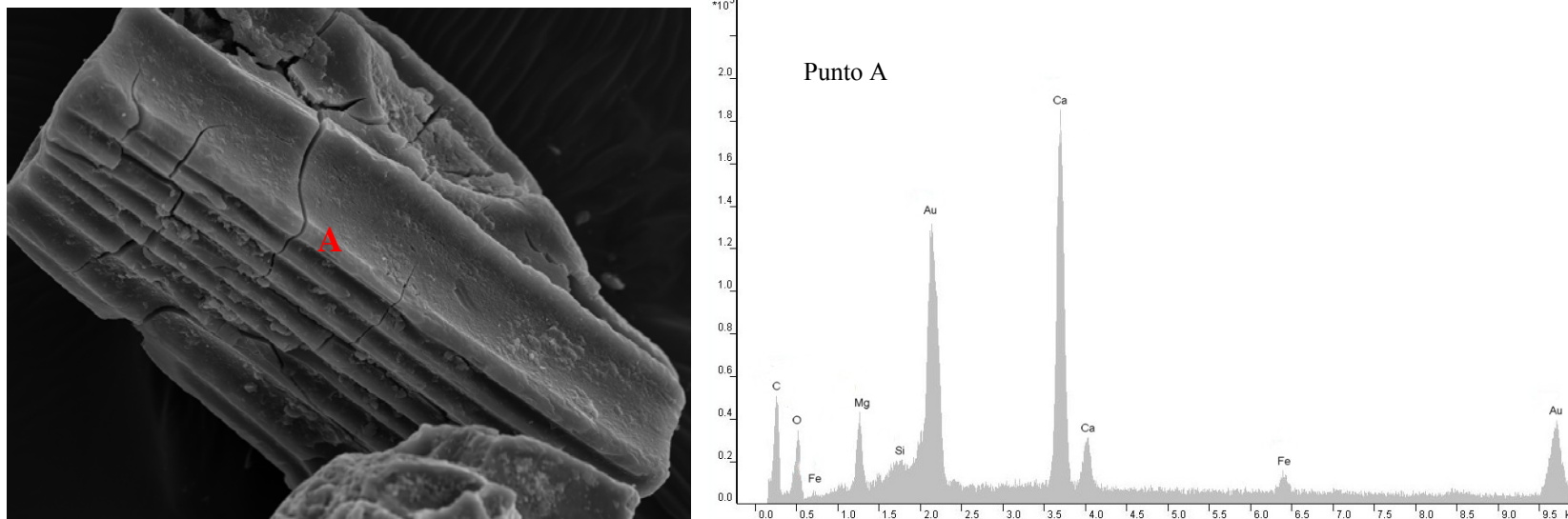


Figura IV.5.3.8. Grano de arena fina de la muestra P10/Ah correspondiente a un carbonato ligado a restos orgánicos. Microanálisis de los elementos mayores.

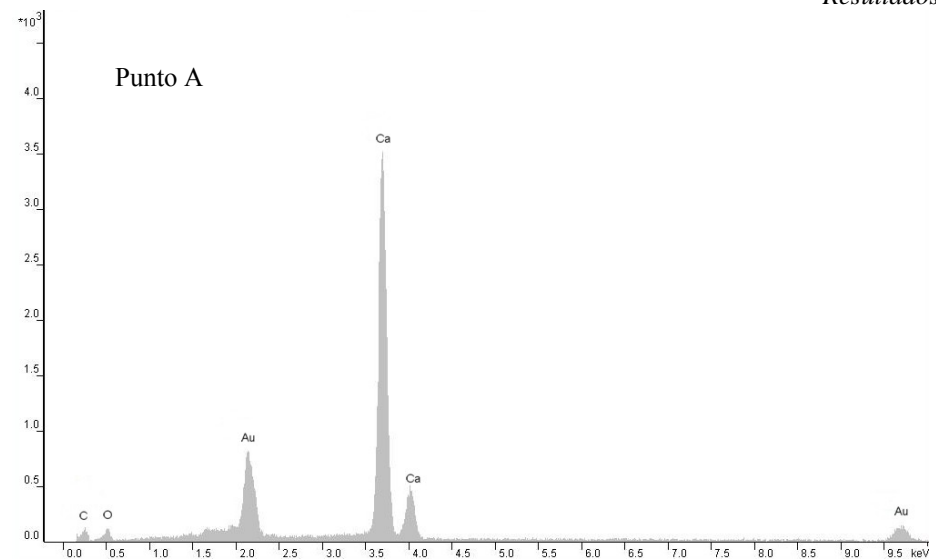
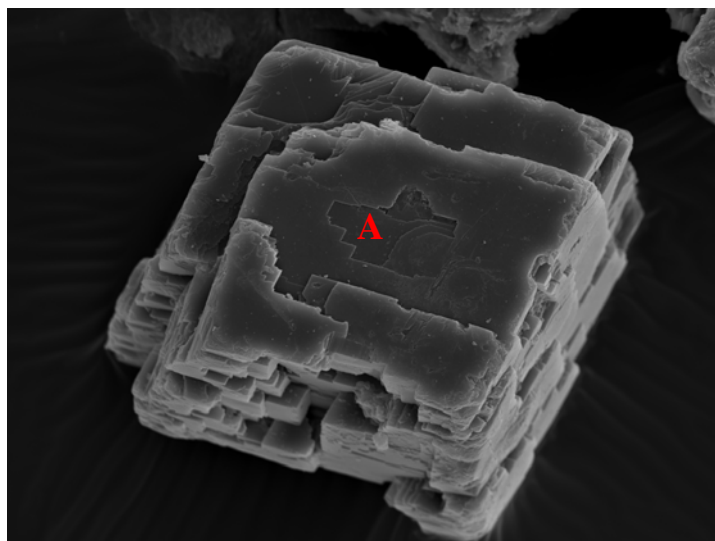


Figura IV.5.3.9. Grano de arena fina de la muestra P10/Ah correspondiente a un grano de carbonato cálcico. Microanálisis de los elementos mayores.

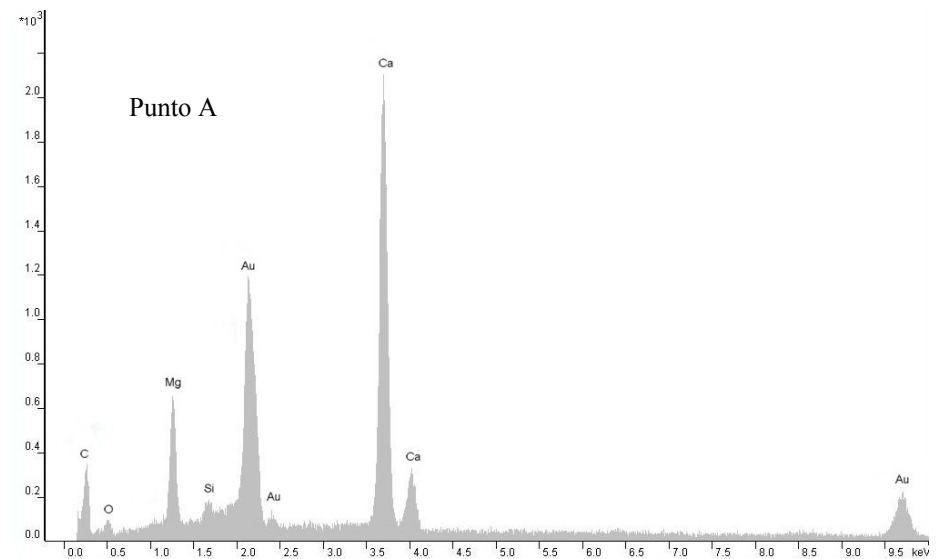
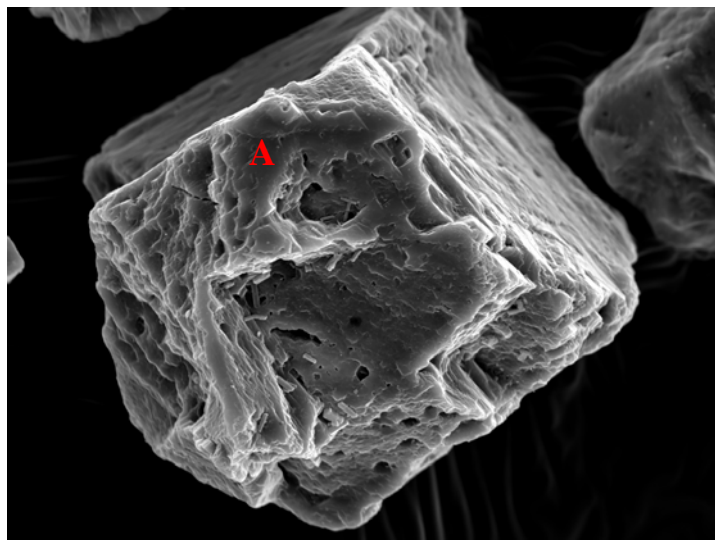


Figura IV.5.3.10. Grano de arena fina de la muestra P10/Ah correspondiente a un grano de dolomita. Microanálisis de los elementos mayores.

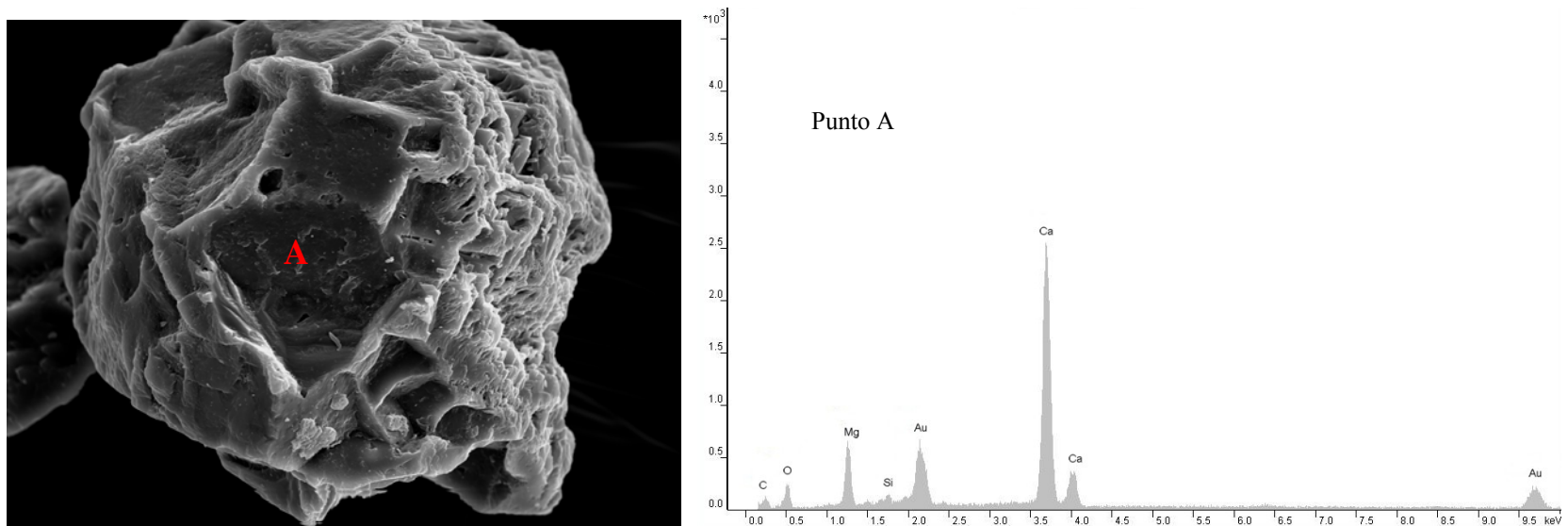


Figura IV.5.3.11. Grano de arena fina de la muestra P10/Ah correspondiente a un grano de dolomita o calcita magnesiana. Microanálisis de los elementos mayores.

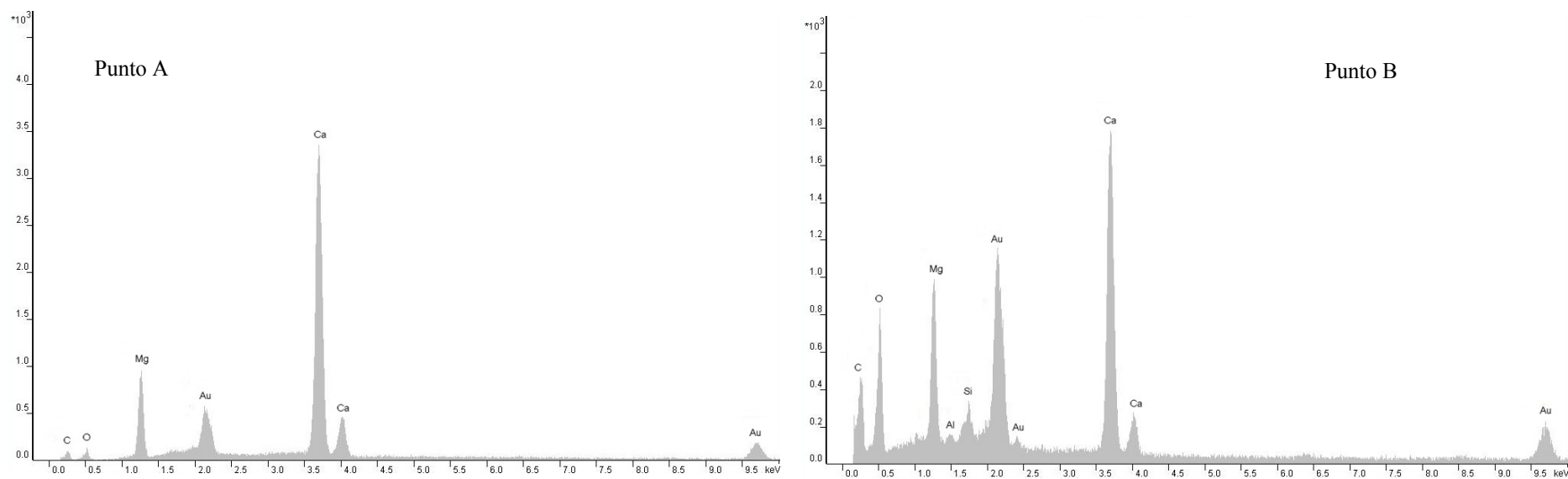
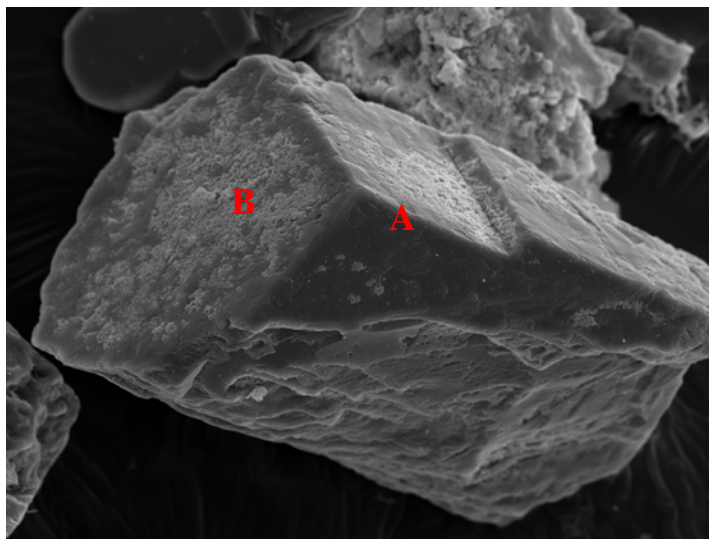


Figura IV.5.3.12. Grano de arena fina de la muestra P10/Ah correspondiente a un grano de dolomita. Microanálisis de los elementos mayores.

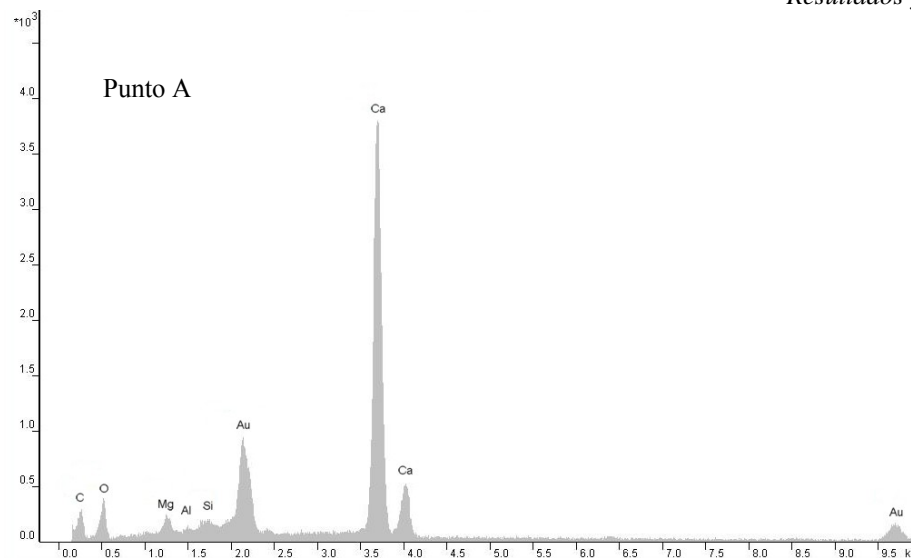
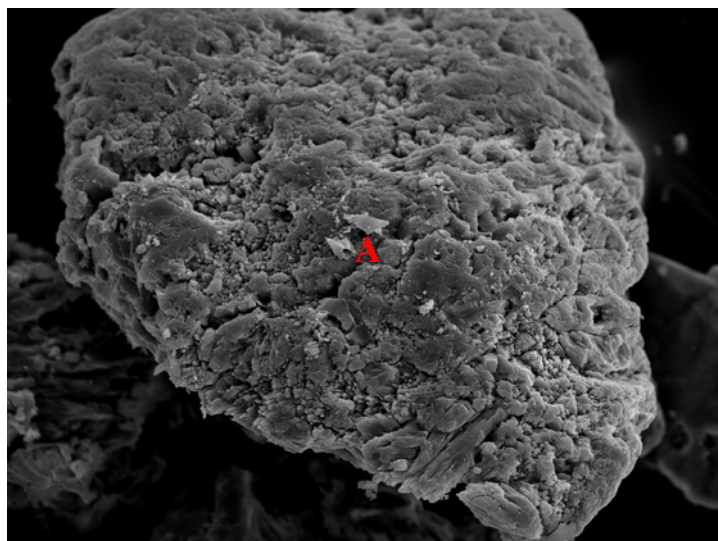


Figura IV.5.3.13. Grano de arena fina de la muestra P10/Ah correspondiente a una formación calcítica secundaria. Microanálisis de los elementos mayores.

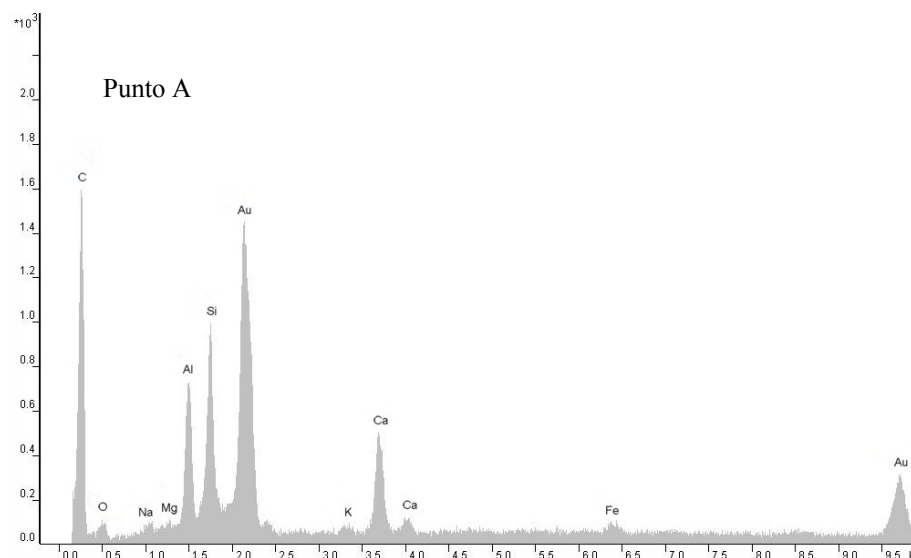
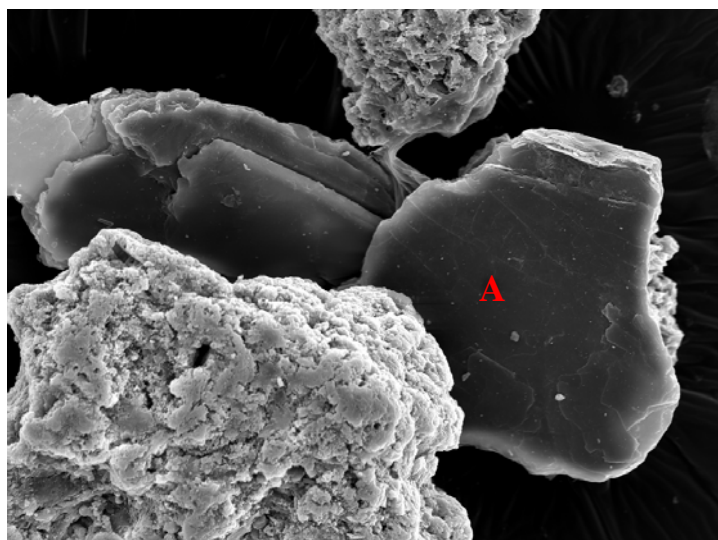


Figura IV.5.3.14. Grano de arena fina de la muestra P10/Ah correspondiente a un cristal de mica. Microanálisis de los elementos mayores.

IV.6. CALIDAD AMBIENTAL DE LOS SUELOS. EFECTO DEL USO DEL SUELO

En el presente capítulo se pretende estudiar la calidad ambiental de los suelos bajo distintos tipos de vegetación con el fin último de establecer el efecto del uso sobre la calidad y las propiedades de los suelos estudiados. Los indicadores físicos y químicos seleccionados han sido: carbono orgánico, nitrógeno, la relación C/N, CEC, CaCO₃, arcilla, arena, pH en agua, porosidad total, macroporosidad, densidad aparente, erodibilidad y agua disponible. Hemos incluido como indicadores de calidad en el presente capítulo el índice de estabilidad estructural y el porcentaje de material agregado, pues la formación de agregados estables desempeña un papel fundamental en la calidad del suelo, ya que protegen la materia orgánica de la descomposición microbiana, favorecen el incremento del espacio poroso, y por tanto, el movimiento y almacenamiento de agua en el suelo, disminuyen la erosionabilidad, y favorecen el desarrollo radicular y actividad de la comunidad microbiana (Tate, 1995). De acuerdo con esto, la estructura del suelo está relacionada en última instancia con la mayor parte de los indicadores de calidad descritos en la bibliografía (Larson y Pierce, 1991; Doran y Parkin, 1994). No obstante, los resultados detallados de ambas propiedades se expondrán de forma detallada en el capítulo IV.10 dedicado al estudio de la estructura del suelo. Se han empleado los datos de capa arable y los perfiles ponderados a los 30 centímetros superficiales.

Los suelos se han agrupado de acuerdo a los siguientes tipos de vegetación (Tabla IV.6.1):

1) Pinar natural (PN), que incluye los suelos bajo una cubierta vegetal muy espesa, constituida por pinos naturales y repoblaciones de más de 90 años de antigüedad en las zonas de mayor altitud (Figura IV.6.1). La especie dominante es el *Pinus nigra* (pino laricio). De forma esporádica aparece *Quercus ilex* (encina), mezclada con un sotobosque muy espeso y poco degradado de *Arctostaphylos uva-ursi* (gayuba), *Quercus coccifera* (coscoja), *Juniperus oxycedrus* (enebro), *Vella spinosa* (piorno), *Rosmarinus officinalis* (romero), *Teucrium sp.*, *Thymus sp.* (tomillo), *Cistus clusii* (romero macho) y *Genista scorpius* (aulagas). Los suelos están muy poco o nada antropizados.

2) Pinar de repoblación antigua (PRA) con una edad entre 60 y 90 años (Figura IV.6.1). Las especies de vegetación dominantes son *Pinus halepensis* (pino carrasco), *Pinus Pinaster* (pino negral) y *Quercus ilex* (encina) en mucha menor proporción, acompañados por un matorral no muy denso de *Quercus coccifera* (coscoja), *Juniperus oxycedrus* (enebro), *Vella spinosa* (piorno), *Rosmarinus officinalis* (romero), *Lygeum spartum* (albardín), *Teucrium sp.*, *Cistus albidus* (estepa blanca), *Cistus clusii* (romero macho), *Genista scorpius* (aulagas), *Artemisia sp.* (boja), *Thymus sp.* (tomillo).

3) Pinar de repoblación reciente (PRR) de menos de 60 años de antigüedad (Figura IV.6.1). Se trata de un pinar muy abierto de *Pinus halepensis* (pino carrasco), con algunas encinas y un matorral escaso y degradado, principalmente de *Juniperus oxycedrus* (enebro), *Rosmarinus officinalis* (romero), *Lygeum spartum* (albardín), *Teucrium sp.*, *Cistus albidus* (estepa blanca), *Genista scorpius* (aulagas), *Artemisia sp.* (boja), *Helianthemum sp.*, *Thymus sp.* (tomillo).

4) El encinar (E) corresponde a las áreas donde la especie arbórea dominante es la encina (*Quercus ilex*), aunque también aparecen algunos pies de *Pinus halepensis* (Figura IV.6.1). El sotobosque es de *Quercus coccifera* (coscoja), *Cistus laurifolius*, *Rosmarinus officinalis* (romero), *Thymus sp.* (tomillo), *Salvia sp.*, *Erinacea Anthyllis* (cojín de padstor), *Festuca sp.*, *Helianthemum sp.*, *Vella spinosa* (piorno de crucecitas), *Genista scorpius* (aulaga), *Teucrium sp.* En la zona de estudio, los encinares son terrazas residuales de vegetación natural conservada y con escasa influencia humana. Éstos se encuentran muy restringidos en la zona de estudio porque fueron sistemáticamente roturados en épocas pasadas y solamente se han conservado en escasos enclaves de difícil accesibilidad, por lo que las condiciones desfavorables (elevadas pendientes y altitudes, etc.) condicionan que las encinas sean de bajo porte y no muy abundantes, lo cual puede afectar a los resultados obtenidos.

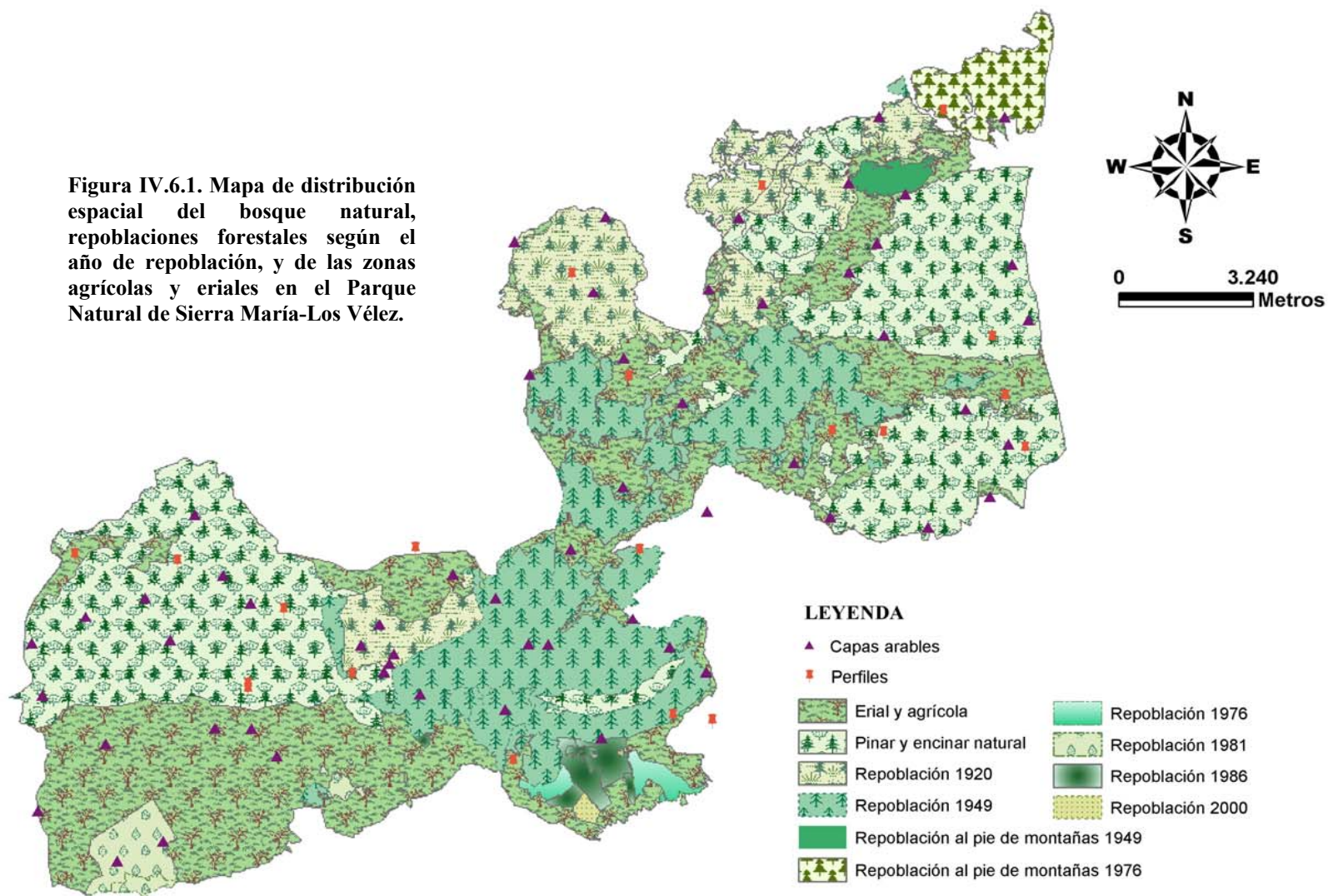
5) El matorral degradado (MD) corresponde a *Rosmarinus officinalis* (romero), *Genista scorpius* (aulagas), *Artemisia sp.* (boja negra), *Launaea sp.* (rascavieja, aulaga), *Stipa tenacissima* (esparto) y *Lygeum spartum* (albardín). Se localiza mayoritariamente en el radio de influencia de áreas agrícolas y zonas que fueron anteriormente cultivadas (Figura IV.6.1).

6) El matorral cacuminal (MC) incluye diversos caméfitos pulvulares, que surgen entre los afloramientos rocosos. Las especies más abundantes son *Erinacea anthyllis* (cojín de pastor), *Vella spinosa* (piorno) y *Lygeum spartum* (albardín).

7) Matorral-sabinar (S) donde la especie arbórea más abundante es *Juniperus phoenicia* (sabina mora), aunque en mucha menor densidad aparecen algunos pies de *Pinus halepensis* y *Quercus ilex*. El matorral que acompaña a las sabinas suele ser escaso, formado por *Rosmarinus officinalis* (romero), *Thymus sp.* (tomillo), *Genista scorpius* (aulaga) y *Juniperus oxycedrus* (enebro).

8) Áreas cultivadas con almendros y cereal (C). Ocupan normalmente las zonas más llanas y los fondos de valle, a altitudes bajas o medias (Figura IV.6.1). También aparecen algunas zonas de olivar pero éstos son muy escasos. El cultivo más abundante es el almendro. Los almendros aparecen a veces en zonas con elevadas pendientes, provocando una intensa erosión del suelo por las labores agrícolas.

Figura IV.6.1. Mapa de distribución espacial del bosque natural, repoblaciones forestales según el año de repoblación, y de las zonas agrícolas y eriales en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez.



IV.6.1. Indicadores físicos y químicos de calidad de los suelos

Los suelos bajo pinar natural y matorral cacuminal manifiestan los niveles más favorables de la mayoría de los indicadores de calidad (Tabla IV.6.1). Presentan un elevado contenido en materia orgánica, alta porosidad total, macroporosidad y estabilidad de los agregados, y los niveles más bajos de erosionabilidad, pH y densidad aparente. La materia orgánica es uno de los indicadores de calidad con mayor importancia en estos suelos, asegurando una fuerte agregación, con un índice de estabilidad estructural cercano a 1 (0.96 en suelos bajo pinar natural y 0.95 en suelos con matorral cacuminal) y contribuye a disminuir el pH del suelo (Smith, et al, 2000; Schoenholtz, 2000; Nambiar, 1997). Los niveles de porosidad total ($0.66 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-1}$ en suelos de pinar natural y matorral cacuminal) y macroporosidad ($0.39 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-1}$ en suelos bajo pinar y $0.36 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-1}$ en suelos con matorral de alta montaña) aseguran además, una buena infiltración del agua, a pesar del elevado contenido de arcilla en estos suelos (32.1% y 38.2% respectivamente). Esta elevada porosidad parece una consecuencia de la formación de agregados estables (Sánchez-Marañón et al., 2002). La materia orgánica reduce también la escorrentía superficial y la erosionabilidad (Factor USLE, 0.02 y 0.01) y aumenta la capacidad de intercambio catiónico junto a la arcilla (Figura IV.6.2).

Los valores más elevados de nitrógeno aparecen en los suelos bajo sabinar (5.6 g kg^{-1}), seguidos de los suelos bajo matorral de cumbre (3.7 g kg^{-1}), encinar (3.5 g kg^{-1}) y pinar natural (2.7 g kg^{-1}). A su vez, los suelos bajo pinar de repoblación entre 60 y 90 años y matorral degradado (2.2 y 1.7 g kg^{-1}), mostraron niveles de nitrógeno total superiores a los suelos de repoblación reciente y suelos agrícolas (1.4 y 1.1 g kg^{-1}). Si bien, los suelos bajo pinar natural y matorral cacuminal presentaron los valores más elevados de la relación C/N (36.9 y 31.3, respectivamente) mientras que dicha relación C/N alcanzó un valor óptimo (entre 15 y 20) en los suelos bajo encinar y pinar de repoblación reciente (Figura IV.6.4). Los suelos bajo sabinar, pinar de repoblación antigua y cultivos, también presentaron una relación C/N equilibrada (13.5, 13.9 y 14.4, respectivamente) aunque algo inferior a los anteriores, y por último, los suelos con matorral degradado mostraron los valores más bajos (C/N = 11.1).

El contenido de materia orgánica, macroporosidad, porosidad total y estabilidad estructural, disminuyen progresivamente desde los suelos bajo pinar natural hasta los suelos con repoblaciones de pinos entre 60 y 90 años y de menos de 60 años (Figuras IV.6.2 y IV.6.4). Todo ello condiciona el paralelo incremento la escorrentía superficial y la erosionabilidad (Factor USLE, 0.13 para los de 60-90 años, y 0.21 para los de menos de 60 años). Asimismo, los suelos de repoblación reciente muestran unos valores elevados de pH y densidad aparente (1.19 y 1.32 g cm^{-3} para la densidad aparente de los suelos con repoblación de pinar antigua y reciente respectivamente), y unos valores bajos de capacidad de intercambio catiónico (23.8 y $17.4 \text{ cmol kg}^{-1}$ respectivamente) y arcilla (32.3% y 21.9%), en relación a los suelos bajo pinar natural (Figura IV.6.2). El porcentaje de material agregado de estos suelos de repoblación antigua y reciente es mayor que en resto de los usos a excepción del matorral cacuminal, debido posiblemente a la mayor cantidad de CaCO_3 (554.0 g kg^{-1} , en suelos con repoblación de pinar antigua, y 625.1 g kg^{-1} en suelos con repoblación reciente de pinos), que actúa como agente cementante de los agregados del suelo. Los suelos de pinar natural (266.6 g kg^{-1}), sabinar (163.5 g kg^{-1}), matorral cacuminal (195.8 g kg^{-1}) y encinar (158.4 g kg^{-1}) presentaron una concentración mucho menor de CaCO_3 (Figura IV.6.5). En el caso del matorral cacuminal, el porcentaje de material agregado es relativamente elevado, sin embargo

presenta bajos contenidos de carbonatos ($195,8 \text{ g kg}^{-1}$), lo cual es indicativo de la existencia de otros mecanismos de agregación. Asimismo, cultivos y matorral degradado presentan elevados contenidos de carbonatos, mientras que los valores de material agregado e índice de estabilidad estructural son más bajos que los de pinares de repoblación antigua y reciente (Tabla IV.6.1).

Los suelos bajo matorral degradado, presentaron unos valores de indicadores físicos y químicos similares a los suelos de repoblación forestal reciente de menos de 60 años; a excepción de la reserva de agua, la textura y porcentaje de material agregado. El contenido en materia orgánica ($17,8 \text{ g kg}^{-1}$) es claramente inferior al de los suelos bajo repoblaciones antiguas de pinos entre 60 y 90 años y a los suelos con vegetación de pinar natural, encinar, matorral cacuminal y sabinar, condicionando una peor estabilidad estructural (Figura IV.6.4). Si bien, el porcentaje de material agregado es superior a los suelos bajo encinar y sabinar, debido a la gran cantidad de CaCO_3 ($617,8 \text{ g kg}^{-1}$), que favorece la cementación de las partículas. La porosidad total y macroporosidad, también presentaron valores inferiores a los de los citados tipos de coberturas vegetales (Figura IV.6.2), ello induce una disminución de la infiltración de agua y aumenta el riesgo de erosión hídrica (Factor USLE 0.23). La capacidad de intercambio catiónico también se reduce con respecto a los suelos de pinar natural y de repoblación antigua, encinar, sabinar y matorral cacuminal, por lo que disminuye la capacidad de los suelos para actuar como un filtro medioambiental ($20,0 \text{ cmol kg}^{-1}$). Si bien, presenta valores superiores a los suelos de repoblación reciente y cultivos ($17,4$ y $17,8 \text{ cmol kg}^{-1}$ respectivamente).

Los suelos cultivados presentan un contenido de nitrógeno y, especialmente, de carbono orgánico muy inferior que el resto de los suelos. Asimismo, la densidad aparente presenta un valor muy elevado ($1,30 \text{ g cm}^{-3}$), lo que unido a unos valores muy bajos de porosidad total ($0,48 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) y macroporosidad ($0,13 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-3}$) condicionan una baja infiltración y elevada erosionabilidad (factor USLE 0.26) (Figuras IV.6.2 y IV.6.3). La escasa materia orgánica repercute asimismo en una baja estabilidad estructural (0.66), y la destrucción de los pedos por arado, con un menor porcentaje de material agregado (106.1%), a pesar del elevado contenido de CaCO_3 que presentan estos suelos ($589,9 \text{ g kg}^{-1}$). De igual forma los elevados contenidos de carbonatos, unido a los bajos contenidos de materia orgánica, determinan un pH superior al resto de las clases de uso y una capacidad de intercambio catiónico inferior (Figura IV.6.3).

Es interesante destacar los bajos niveles de reserva de agua de los suelos bajo matorral cacuminal (10.1 mm), sabinar (16.7 mm), pinar natural (20.3 mm) y encinar (28.8 mm), respecto a los suelos con repoblación de pinos (35.8 y 29.4 mm en suelos con repoblación antigua y reciente, respectivamente), matorral degradado (38.4 mm) y cultivos (37.1 mm). La figura IV.6.3 recoge la disminución progresiva de la reserva de agua en los suelos bajo diferentes usos.

En cuanto a la textura, la figura IV.6.5 recoge la distribución granulométrica de cada uno de los grupos de suelos con diferente cubierta vegetal. Los suelos bajo matorral cacuminal, encinar, sabinar, pinar natural y pinar de repoblación antiguo, presentan los mayores porcentajes de arcilla, indicativo del un mayor grado de evolución. Por el contrario, los suelos bajo pinar de repoblación reciente, matorral degradado y cultivos presentan un porcentaje de arena mayor, lo que es indicativo de suelos más esqueléticos, degradados y con menor grado de evolución.

Tabla IV.6.1. Datos de indicadores (media y desviación estándar) de calidad del suelo bajo distintos tipos de usos del suelo en el Parque Natural de Sierra María - Los Vélez.

INDICADORES	(1) PN [‡]	(2) PRA [‡]	(3) PRR [‡]	(4) E [‡]	(5) MD [‡]	(6) MC [‡]	(7) S [‡]	(8) C [‡]
	n=12	n=12	n=12	n=11	n=9	n=3	n=7	n=11
1- Carbono (g kg⁻¹)	62,4 (32,7)	27,9 (9,0)	18,6 (12,0)	57,1 (66,0)	17,8 (10,0)	73,5 (48,8)	73,9 (49,5)	11,5 (5,8)
2-Nitrogeno total (g kg⁻¹)	2,7 (1,4)	2,2 (1,1)	1,4 (1,0)	3,5 (4,8)	1,7 (0,8)	3,7 (2,6)	5,6 (3,1)	1,1 (0,7)
3- C/N	36,9 (50,3)	13,9 (5,1)	19,5 (22,2)	18,2 (7,9)	11,1 (2,8)	30,4 (33,2)	13,5 (4,8)	13,5 (9,8)
4- % Arena	31,2 (14,6)	32,3 (14,7)	46,5 (12,1)	21,5 (11,8)	34,1 (20,9)	18,7 (4,3)	14,9 (10,9)	29,2 (11,2)
5- % Arcilla	32,1 (13,7)	29,7 (9,8)	21,9 (6,4)	45,7 (15,8)	29,0 (10,8)	38,2 (8,9)	50,3 (12,4)	35,8 (12,2)
6- CaCO₃ (g kg⁻¹)	266,6 (233,2)	554,0 (217,5)	625,1 (305,3)	158,4 (176,2)	617,8 (154,3)	195,8 (165,9)	163,5 (235,9)	589,9 (171,1)
7- pH del agua	8,0 (0,3)	8,4 (0,2)	8,4 (0,3)	8,0 (0,4)	8,3 (0,3)	7,7 (0,2)	8,0 (0,2)	8,5 (0,2)
8- CEC (cmol (+) kg⁻¹)	32,7 (7,9)	23,8 (5,9)	17,4 (7,1)	36,1 (12,7)	20,0 (8,0)	40,4 (16,1)	39,4 (10,49)	17,8 (5,5)
9- Porosidad total (cm₃ cm⁻¹)	0,66 (0,13)	0,50 (0,05)	0,46 (0,05)	0,63 (0,14)	0,48 (0,04)	0,66 (0,20)	0,64 (0,15)	0,48 (0,06)
10- Macroporosidad (cm₃ cm⁻¹)	0,39 (0,19)	0,15 (0,07)	0,15 (0,08)	0,33 (0,23)	0,11 (0,09)	0,36 (0,30)	0,34 (0,24)	0,13 (0,09)
11- Densidad aparente (g cm⁻³)	0,80 (0,30)	1,19 (0,12)	1,32 (0,14)	0,88 (0,35)	1,30 (0,10)	0,79 (0,47)	0,84 (0,36)	1,30 (0,1)
12- Agua disponible (mm)	20,3 (12,7)	35,8 (10,4)	29,4 (20,2)	28,8 (19,6)	38,4 (17,2)	10,1 (8,5)	16,7 (17,7)	37,1 (27,2)
13- Erodibilidad, factor USLE	0,02 (0,13)	0,13 (0,06)	0,21 (0,09)	0,03 (0,27)	0,23 (0,08)	0,01 (0,23)	0,03 (0,10)	0,26 (0,05)
14- Estabilidad estructural	0,96 (0,05)	0,92 (0,07)	0,89 (0,11)	0,92 (0,05)	0,84 (0,11)	0,95 (0,04)	0,95 (0,05)	0,66 (0,12)
15- % Material agregado	132,1 (22,7)	138,0 (28,0)	148,0 (35,4)	115,5 (20,0)	127,3 (30,0)	142,6 (7,6)	119,9 (24,4)	106,1 (23,5)

[‡] (1) PN: Pinar natural; (2) PRA: Pinar de repoblación antigua (entre 60 y 90 años); (3) PRR: Pinar de repoblación reciente (menor de 60 años); (4) E: Encinar; (5) MD: Matorral degradado; (6) MC: Matorral cacuminal; (7) S: Sabinar y (8) C: Cultivos.

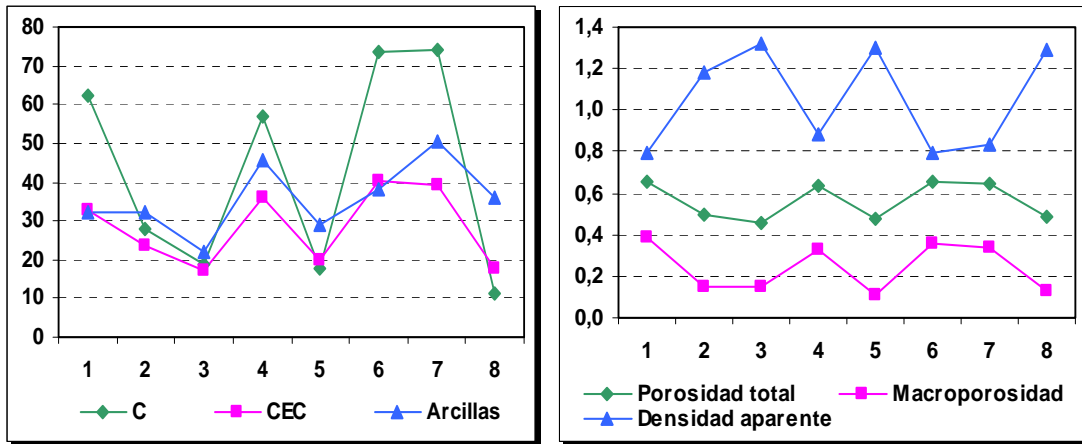


Figura IV.6.2. Variación del contenido en carbono (C), capacidad de intercambio catiónico (CEC) y porcentaje de arcillas (izquierda), en suelos con pinar natural (1), pinar de repoblación antigua (2), pinar repoblación reciente (3), encinar (4), matorral degradado (5), matorral cacuminal (6), sabinar (7), y cultivos (8). Variación de porosidad total, macroporosidad y densidad aparente en cada grupo de suelos (derecha).

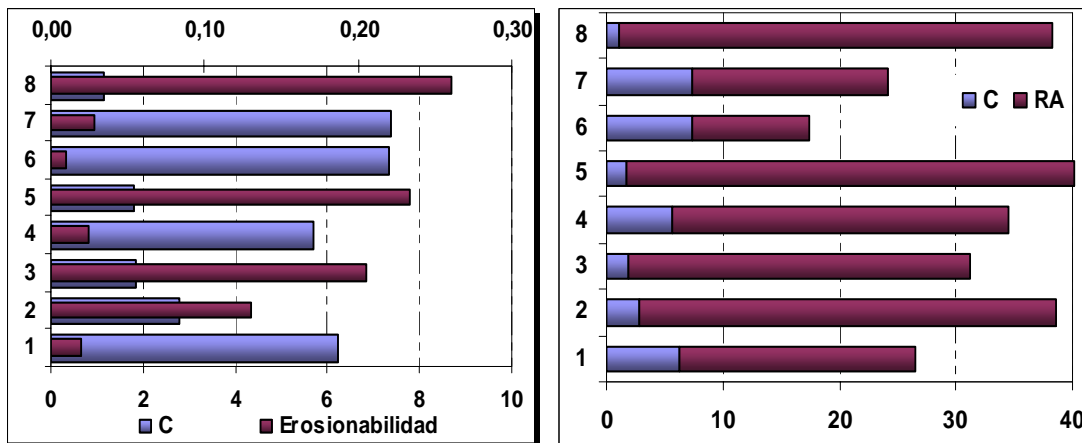


Figura IV.6.3. Variación del carbono y grado de erosionabilidad (izquierda) en suelos con pinar natural (1), pinar de repoblación antigua (2), pinar repoblación reciente (3), encinar (4), matorral degradado (5), matorral cacuminal (6), sabinar (7), y cultivos (8). Distribución de la reserva de agua (RA) y carbono (C) en cada uso del suelo (derecha).

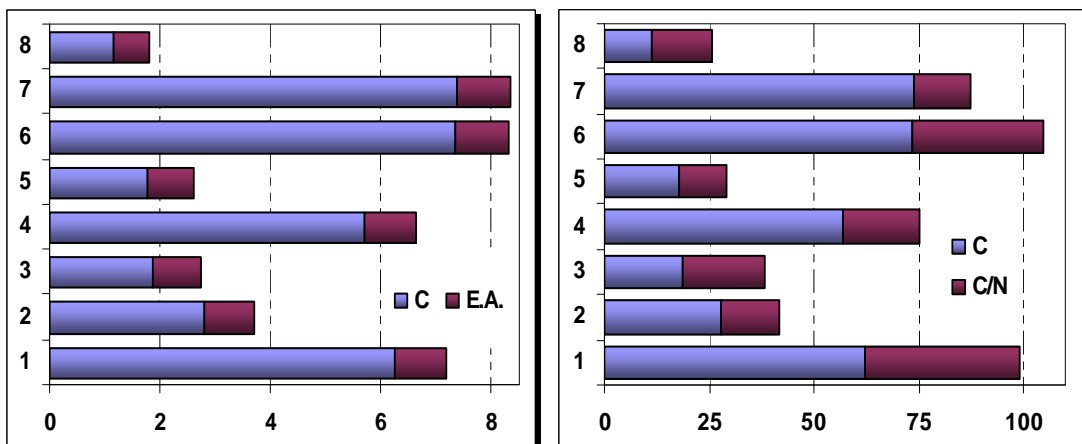


Figura IV.6.4. Variación del carbono y estabilidad de los agregados (izquierda) en suelos con pinar natural (1), pinar de repoblación antigua (2), pinar repoblación reciente (3), encinar (4), matorral degradado (5), matorral cacuminal (6), sabinar (7), y cultivos (8). Cambio del contenido en carbono y la razón C/N en cada uso del suelo (derecha).

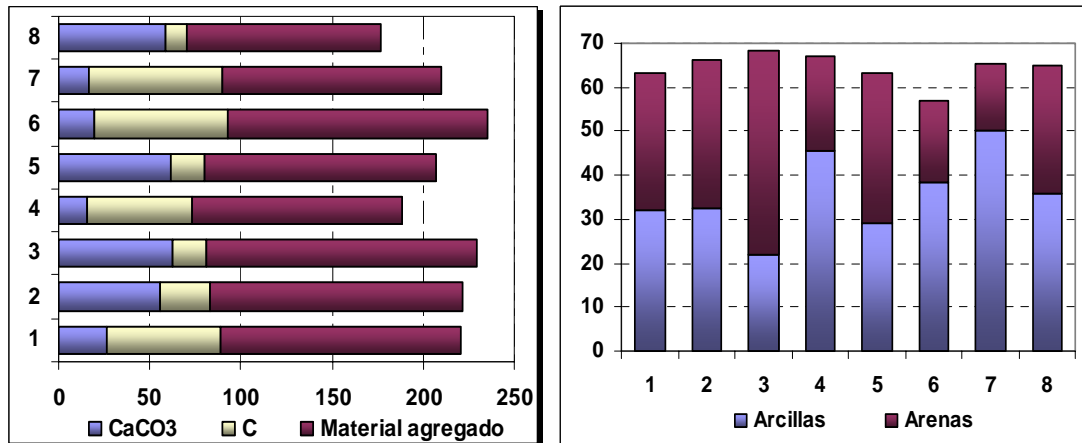


Figura IV.6.5. Variación del contenido en carbono, carbonato cálcico y material agregado (izquierda) en suelos con pinar natural (1), pinar de repoblación antigua (2), pinar repoblación reciente (3), encinar (4), matorral degradado (5), matorral cacuminal (6), sabinar (7), y cultivos (8). Distribución granulométrica (porcentaje de arcillas y arenas) en cada uso del suelo (derecha).

IV.6.2. Análisis de la varianza

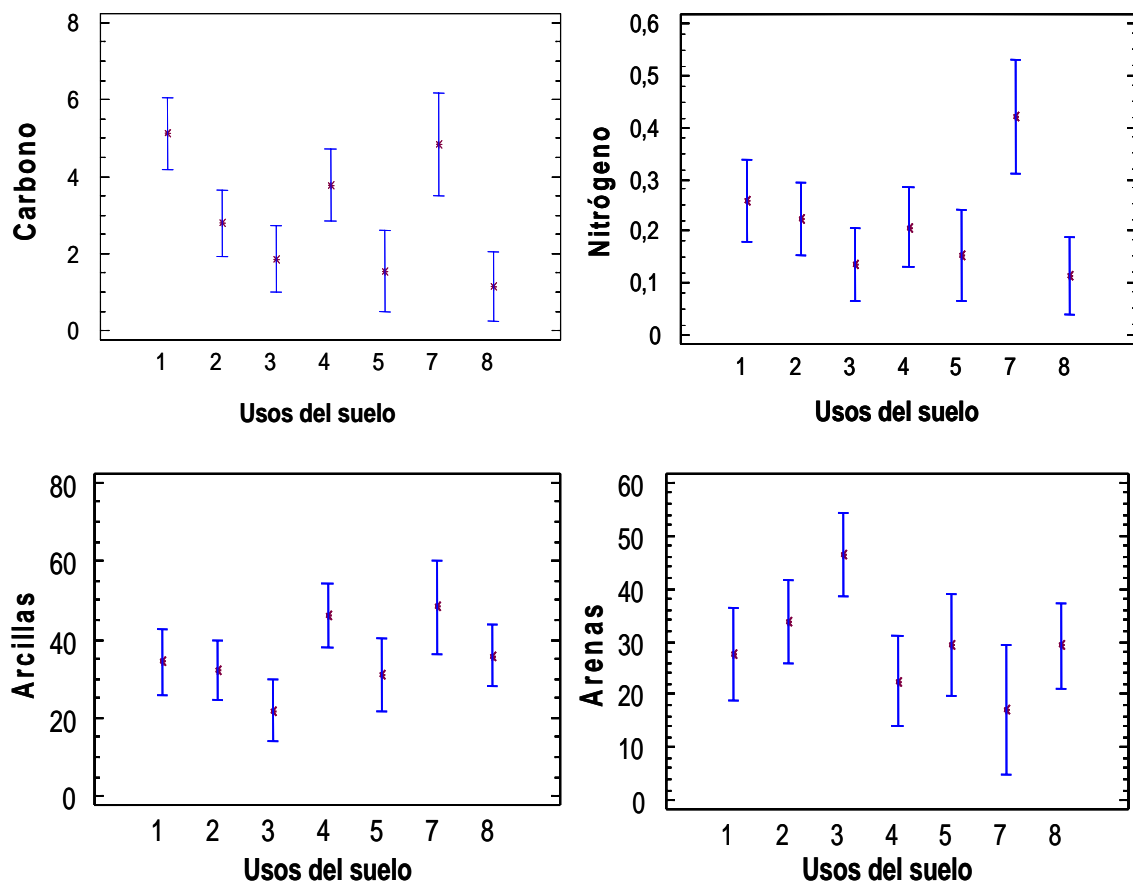
El análisis de la varianza permite cuantificar estadísticamente el efecto del uso del suelo sobre los indicadores de calidad y las variables edáficas estudiadas. La tabla IV.6.2 recoge el análisis de la varianza de una vía y el test del rango múltiple, empleando el uso del suelo como variable de clasificación. Como variables de respuesta se han incluido los indicadores de calidad comentados anteriormente, a los que hemos añadido tres variables edáficas relacionadas: pH KCl, pF a 33 kPa y pF a 1500 kPa. Asimismo, indicar que se ha eliminado el grupo 6 correspondiente a suelos bajo matorral cacuminal por falta de grados de libertad (bajo número de muestras) para dicho uso. También, se han eliminado algunas muestras que resultaron anómalas según el test de detección de datos anómalos.

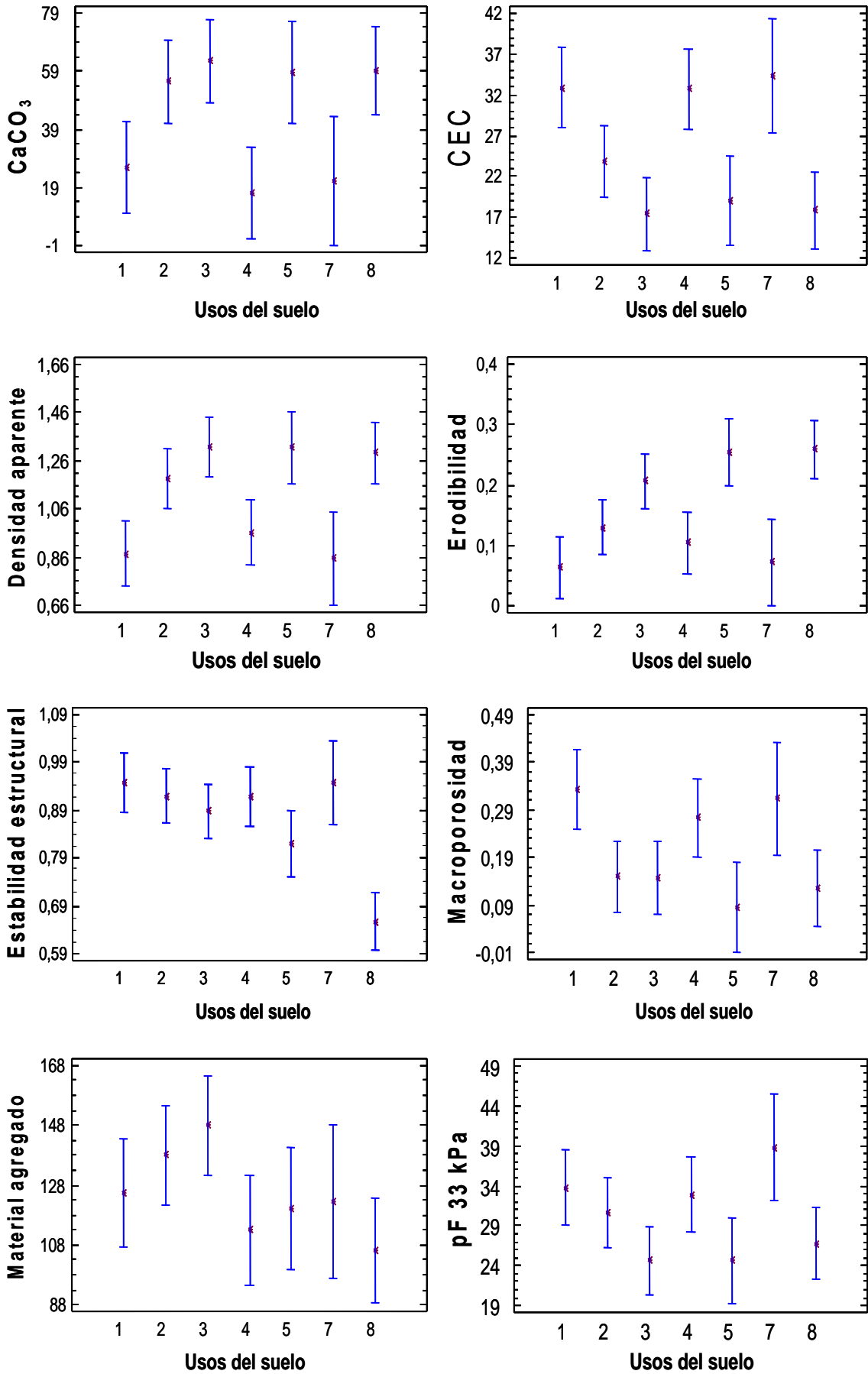
Todas las variables estudiadas, a excepción del agua disponible y la relación C/N presentaron diferencias altamente significativas ($p < 0,005$) entre grupos. La variable que presenta mayor número de diferencias significativas de acuerdo con el test del rango múltiple es el pF a 1500 kPa, seguida de la porosidad total, densidad aparente, erodibilidad, carbono orgánico, CaCO₃, macroporosidad e índice de estabilidad estructural, mientras que el porcentaje de material agregado, pH, pF a 33 kPa y porcentaje de arena y arcilla presentan pocas diferencias significativas.

Los grupos 1, 4 y 7 correspondientes a los pinares naturales, encinares y sabinares presentan diferencias significativas con el resto de los grupos en la mayoría de las variables de respuesta, y apenas presentan diferencias significativas entre ellos. Estos tres grupos se pueden considerar como los niveles de referencia de calidad de los suelos en la zona de estudio para altitudes medias y altas (entre 1400 y 1800 m), ya que presentan los valores más elevados de todos los indicadores de calidad. El grupo 2 (pinares de repoblación antigua, entre 60 y 90 años) también presenta unos niveles favorables en la mayoría de los indicadores de calidad, indicativo de suelos bastante evolucionados, si bien significativamente inferiores en a los grupos 1, 4 y 7. Este grupo 2 presenta diferencias significativas con el grupo 1 en el contenido en carbono, pF a 1500 kPa, porosidad total, macroporosidad y densidad aparente; con el grupo 4 difiere en el contenido en CaCO₃, pH y pF a 1500 kPa, y con el grupo 7 en el contenido en nitrógeno, pF a 1500 kPa, porosidad total y densidad aparente. No se han detectado diferencias significativas entre el grupo 2 (pinar de 60 a 90 años) y el grupo 3 (pinar de

repoblación reciente), y presenta muy pocas diferencias con los grupos 5 y 8 (matorral y cultivos), tan solo en la erodibilidad y el índice de estabilidad estructural. Tampoco existen diferencias significativas entre los grupos 3 y 5, y sólo se observan diferencias significativas entre los grupos 3 y 8, en el porcentaje de material agregado e índice de estabilidad estructural. Sólo se aprecian diferencias significativas entre los suelos con matorral degradado (Grupo 5) y cultivos (Grupo 8) en el índice de estabilidad estructural, si bien este último grupo presenta valores ligeramente inferiores de la mayoría de las variables estudiadas, aunque las diferencias no llegan a ser significativas.

La figura IV.6.6 recoge de forma gráfica el test del rango múltiple para cada uno de los indicadores de calidad y variables edáficas estudiadas. En estos diagramas se representa la media y los intervalos de confianza de la estimación al 95% para cada grupo de usos del suelo: pinar natural (1), pinar de repoblación antigua (2), pinar repoblación reciente (3), encinar (4), matorral degradado (5), sabinar (7), y cultivos (8). El uso correspondiente a matorral cacuminal (6) no se ha incluido en el ANOVA porque tan sólo presentaba 3 muestras.





Usos del suelo: Pinar natural (1), pinar de repoblación antigua (2), pinar repoblación reciente (3), encinar (4), matorral degradado (5), matorral cacuminal (6), sabinar (7), y cultivos (8).

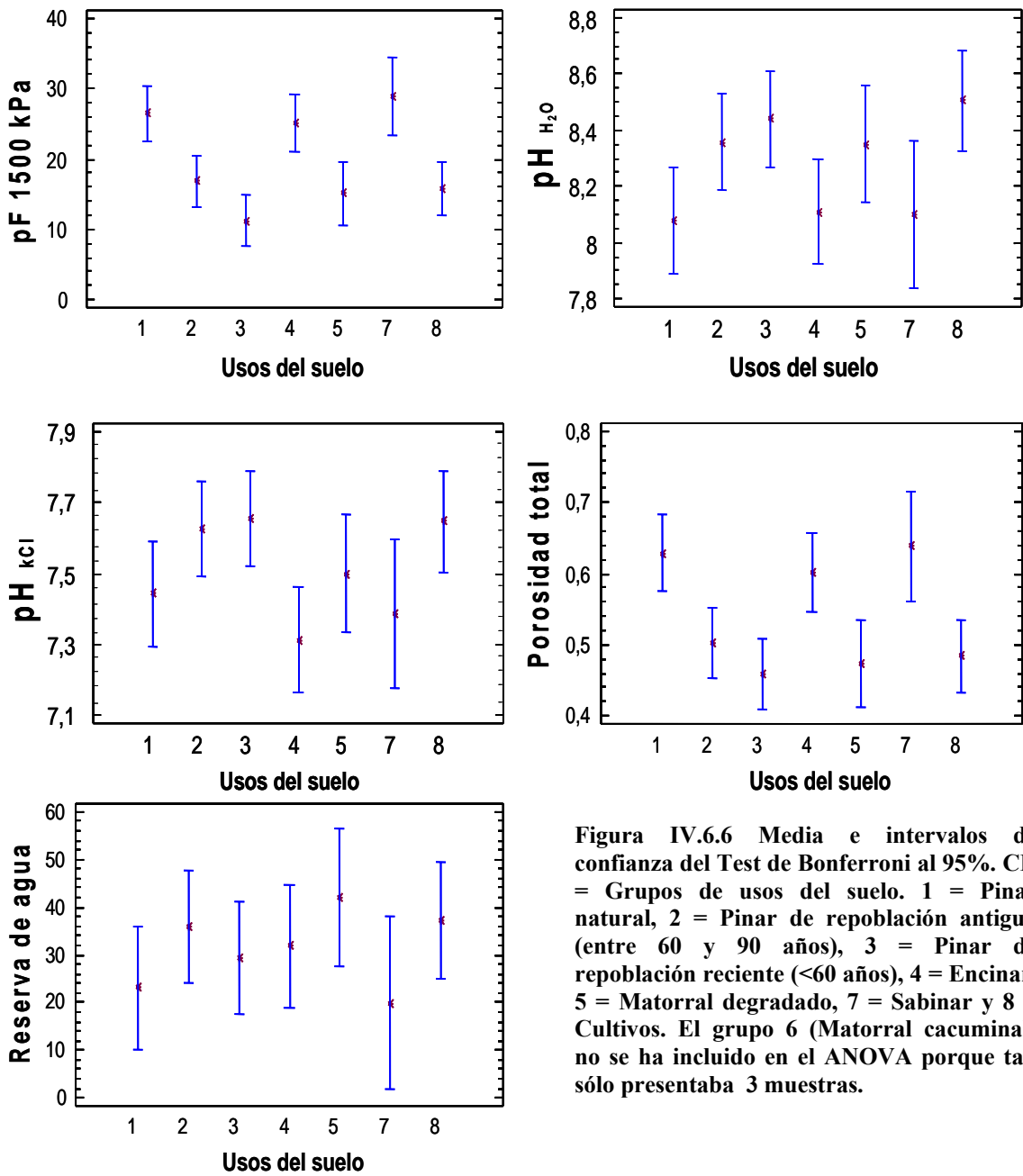


Figura IV.6.6 Media e intervalos de confianza del Test de Bonferroni al 95%. CD = Grupos de usos del suelo. 1 = Pinar natural, 2 = Pinar de repoblación antigua (entre 60 y 90 años), 3 = Pinar de repoblación reciente (<60 años), 4 = Encinar, 5 = Matorral degradado, 7 = Sabinar y 8 = Cultivos. El grupo 6 (Matorral cacuminal) no se ha incluido en el ANOVA porque tan sólo presentaba 3 muestras.

Tabla IV.6.2. ANOVA para los indicadores de calidad y variables edáficas empleando el uso del suelo como variable clasificación.

Variable respuesta	F-ratio	Significación	Media para cada grupo (nivel) [†]							Contraste de niveles ^{††} . Test del rango múltiple.
			Grupo 1	Grupo 2	Grupo 3	Grupo 4	Grupo 5	Grupo 7	Grupo 8	
Carbono (g kg ⁻¹)	12,91	0,0000	51,2	27,9	18,6	37,8	15,4	48,4	11,5	1-2, 1-3, 1-5, 1-8, 3-4, 3-7, 4-5, 4-8, 5-7, 7-8.
Nitrógeno total (g kg ⁻¹)	5,93	0,0001	2,6	2,2	1,4	2,1	1,6	4,2	1,1	2-7, 3-7, 4-7, 5-7, 7-8.
C/N	1,37	0,2391	37,4	13,9	19,5	18,6	10,8	12,6	13,5	-
% Arenas	5,46	0,0001	27,5	33,8	46,5	22,5	29,3	17,1	29,2	1-3, 3-4, 3-7, 3-8.
% Arcillas	5,21	0,0002	34,3	32,3	21,9	46,1	31,0	48,3	35,8	3-4, 3-7.
CaCO ₃ (g kg ⁻¹)	7,71	0,0000	258,8	554,0	625,1	172,4	584,8	212,4	589,9	1-3, 1-8, 2-4, 3-4, 3-7, 4-5, 4-8.
pH agua	4,38	0,0010	8,1	8,4	8,4	8,1	8,3	8,1	8,5	1-3, 1-8.
pH KCl	4,19	0,0014	7,4	7,6	7,7	7,3	7,5	7,4	7,6	2-4, 3-4, 4-8.
CEC (cmol kg ⁻¹)	11,26	0,0000	32,9	23,8	17,4	32,7	19,0	34,3	17,8	1-3, 1-5, 1-8, 3-4, 3-7.
pF a 33 kPa	4,83	0,0004	33,7	30,6	24,6	32,9	24,6	38,7	26,7	1-3, 3-7, 5-7, 7-8.
pF a 1500 kPa	13,01	0,0000	26,5	16,8	11,2	25,1	15,1	28,9	15,7	1-2, 1-3, 1-5, 1-8, 2-4, 2-7, 3-4, 3-7, 4-5, 4-8, 5-7, 7-8.
Porosidad total (cm ³ cm ⁻³)	9,28	0,0000	0,6	0,5	0,5	0,6	0,5	0,6	0,5	1-2, 1-3, 1-5, 1-8, 2-7, 3-4, 3-7, 4-5, 4-8, 5-7, 7-8.
Macroporos (cm ³ cm ⁻³)	6,37	0,0000	0,3	0,1	0,1	0,3	0,1	0,3	0,1	1-2, 1-3, 1-5, 1-8, 4-5, 5-7.
D. aparente (g cm ⁻³)	10,92	0,0000	0,9	1,2	1,3	0,9	1,3	0,9	1,3	1-2, 1-3, 1-5, 1-8, 2-7, 3-4, 3-7, 4-5, 4-8, 5-7, 7-8.
Agua disponible (mm)	1,44	0,2133	23,1	35,8	29,4	31,9	42,0	19,9	37,1	-
Erodib., factor USLE	12,66	0,0000	0,1	0,1	0,2	0,1	0,3	0,1	0,3	1-3, 1-5, 1-8, 2-5, 2-8, 3-4, 3-7, 4-5, 4-8, 5-7, 7-8.
Estabilidad estructural	14,38	0,0000	0,9	0,9	0,9	0,9	0,8	0,9	0,7	1-8, 2-8, 3-8, 4-8, 5-8, 7-8.
% Material agregado	3,56	0,0044	125,4	138,0	148,0	112,9	120,0	122,4	106,1	3-4, 3-8.

[†]Niveles empleados en la variable de clasificación. Usos del suelo: Grupo 1= Pinar natural (n=10); Grupo 2 = Pinar de repoblación antigua, entre 60 y 90 años (n=12); Grupo 3 = Pinar de repoblación reciente, menor de 60 años (n=12); Grupo 4 = Encinar (n=10); Grupo 5 = Matorral degradado (n=8); Grupo 7 = Sabinar (n=5); Grupo 8 = Cultivos (n=11). ^{††}Sólo se muestran las diferencias significativas (P < 0.05) en el test de Bonferroni.

IV.6.3. Efecto del uso del suelo

La pérdida de la vegetación natural altera las propiedades fisicoquímicas de los suelos (Boyle, 1975; Mroz et al., 1985; Spaans et al., 1989) y afecta adversamente al régimen hidrológico, al microclima, al balance energético y a la erodibilidad del suelo (Lal, 1989). Numerosos autores han investigado el deterioro de la calidad del suelo como consecuencia de la deforestación y la transformación de los suelos forestales en suelos agrícolas con la consiguiente pérdida de materia orgánica, nitrógeno y otros nutrientes (Bauer and Black, 1981; Gupta and Germida, 1988; Srivastava and Singh, 1989; Singh and Tripathy, 1992; Jurgensen et al., 1996; Sahani and Behera, 2001). Los ambientes mediterráneos son especialmente sensibles al cambio de uso por sus peculiares condiciones climáticas y la cercanía de los grandes desiertos africanos que hacen que los efectos provocados por el cambio de uso sean más drásticos y más difíciles de corregir (Nardi et al., 1996; Islam et al., 1999). Sin embargo, no existen muchos estudios sobre calidad del suelo en ambientes mediterráneos y sobre el efecto del cambio de uso sobre la calidad de los mismos. Es necesario profundizar en el conocimiento de estos cambios para tener criterios que permitan dilucidar la sostenibilidad de los usos del suelo en dichos ambientes.

De acuerdo con los resultados obtenidos, los suelos forestales naturales (pinar y encinar), el matorral cacuminal y en menor grado el sabinar, presentaron los niveles más elevados de materia orgánica y nitrógeno, los cuales constituyen una fuente de energía y nutrientes para las plantas y edafofauna. Las condiciones más favorables de humedad y temperatura, que prevalecen bajo la cobertura vegetal natural, inducen una mayor actividad biológica, que junto con los mayores contenidos de materia orgánica procedente de los restos vegetales, permiten la formación de agregados estables en dichos suelos (Blackburn and Pierson, 1994; Imeson et al., 1996), incrementando la retención de agua, cationes y aniones, y amortiguando las variaciones del pH del suelo (Smith, et al, 2000; Schoenholtz, 2000; Nambiar, 1997). La formación de agregados estables promueve un aumento de la porosidad total y macroporosidad, mejorando la aireación y la percolación del agua en los suelos, lo cual beneficia el desarrollo del sistema radicular de las plantas. La densa cobertura vegetal de estos suelos y su elevado contenido en materia orgánica, frenan la escorrentía superficial y favorecen la infiltración, disminuyendo la erosionabilidad de los suelos (Bulygin and Lisetsky, 1991). Todo ello es indicativo de un adecuado funcionamiento del biociclo de nutrientes, drenaje, almacenamiento de agua, y resistencia a la erosión hídrica, funciones que repercuten en mejorar la calidad ambiental de los suelos (Rhoton and Lindbo, 1997; Guilley et al., 1997).

También se ha observado un aumento progresivo del contenido en materia orgánica, nitrógeno, porosidad total, macroporosidad y estabilidad estructural, y una disminución de la densidad aparente, erosionabilidad y pH en los suelos con repoblación antigua (entre 60 y 90 años), frente a los suelos de repoblación reciente (menos de 60 años) y matorral degradado, los cuales presentaron valores muy similares en la mayoría de indicadores de calidad.

Los suelos cultivados presentaron los valores más bajos de materia orgánica y nitrógeno, como consecuencia de la pérdida de la cobertura vegetal y las labores agrícolas. El arado condiciona un incremento de oxígeno disponible y, por tanto, la oxidación de la materia orgánica, lo que repercute en una disminución de la estabilidad estructural, (Mullar-Harvey et al., 1985; Girma, 1998; Paustian et al., 1997; Smith, 2000). A su vez, el labrado periódico de los suelos destruye los macroagregados, exponiendo la materia orgánica previamente protegida en los mismos (Nardi et al., 1996). Debido a la compactación producida por las labores agrícolas y al pastoreo, aumenta la densidad aparente y disminuye considerablemente

la porosidad (Islam and Weil, 2000). Esto influye específicamente en la transmisión y el drenaje de los poros, reduciendo la capacidad de infiltración del agua y aumentando el riesgo de erosión del suelo por escorrentía (Doran and Jones, 1996; Islam and Weil, 2000).

Así pues, como era de esperar, los suelos forestales nativos presentaron los valores más favorables en todos los indicadores de calidad frente a los suelos cultivados y con matorral degradado, ya que cuando los suelos son desforestados y utilizados para la producción agrícola, se altera su ciclo biogeoquímico, se incrementa la oxidación del carbono orgánico, y tiende a establecerse un nuevo equilibrio en el contenido de carbono (Lemenih et al., 2005). En la zona de estudio, tan solo aquellos suelos donde existe repoblación antigua de pinos, se aprecia que se comienzan a recuperar los niveles de materia orgánica, mejorando a su vez la aireación y drenaje de los suelos, su capacidad de almacenamiento de agua, y resistencia a la erosión hídrica. No obstante, estos suelos con repoblaciones entre 60 y 90 años, todavía presentan unos valores en los indicadores de calidad inferiores a los encontrados en suelos forestales nativos. Sin embargo, todo sugiere que dichos suelos tienden a recuperar el nivel de calidad inicial, tomando como referencia de calidad los suelos forestales autóctonos de la zona de estudio. Patrones similares han sido descritos por numerosos investigadores en otros ambientes climáticos (Islam and Weil, 2000; Lemenih et al., 2005; Mummey et al., 2002; Nogueira et al., 2006).

Por otro lado, los suelos forestales con encinas y sabinas presentaron valores equilibrados de la relación C/N, lo cual favorece la proliferación de los microorganismos y la descomposición rápida de la materia orgánica, debido posiblemente al tipo de hojarasca y restos vegetales incorporados al suelo, que son fácilmente degradables. En este sentido, las plantas disponen de una fuente rápida y eficaz de nutrientes fácilmente asimilables. Por el contrario, los suelos forestales con pinos presentaron valores muy elevados de la relación C/N, por lo que en este caso, la materia orgánica suministra mucha energía y poco nitrógeno, o es difícilmente degradable por la gran cantidad de ligninas tipo guayacil, muy resistentes a la biodegradación, y con poco nitrógeno (Doerr et al., 1998 y 2000; Fengel and Wegener, 1984). Además, el tiempo transcurrido en estos pinares climáticos, muy poco antropizados, ha permitido la acumulación de gran cantidad de materia orgánica fresca, favoreciendo la formación, en estos suelos, de un horizonte O muy desarrollado. En este caso, los microorganismos no proliferan activamente, y la materia orgánica se descompone con lentitud. Los suelos con repoblaciones recientes y antiguas de pinos presentaron valores equilibrados de la relación C/N, posiblemente por no haber transcurrido el tiempo necesario para la acumulación de este tipo de hojarasca difícilmente biodegradable. Los suelos bajo matorral degradado, mostraron los valores más bajos de la relación C/N, indicando que en muchos de estos suelos, la materia orgánica suministra poca energía y mucho nitrógeno.

Destacan los bajos niveles de la reserva de agua, como se ha mencionado anteriormente, en los suelos forestales y naturales, respecto a los suelos con matorral degradado y cultivos, como consecuencia, posiblemente, de la aparición del fenómeno de hidrofobicidad. Así, los valores más bajos de la reserva de agua, se observaron en los suelos con mayores contenidos de materia orgánica, generalmente con un humus próximo a mor (Sevink et al., 1989; Imeson et al., 1992), y en los suelos como pinares y encinares climáticos, con un horizonte O desarrollado (Scott y Van Wyk, 1990; Crockford et al., 1991). La descomposición de la hojarasca de este tipo de cobertura vegetal, favorece la entrada en el suelo de ciertos compuestos de carácter alifático que se asocian con la hidrofobicidad del mismo. Tal es el caso de ciertas muestras (SM 20, SM11, SM19, SM10, SM9, SM3; donde SM=perfil), cuyos espectros de infrarrojos mostraron una elevada intensidad de la banda a 2920 cm^{-1} (alifaticidad), así como la elevada intensidad de las bandas a 1510, 1460, 1420, 1270, 1230 y

1030 cm^{-1} , que describen el patrón de la lignina (Fengel and Wegener, 1984; Farmer y Morrison, 1960; Yonebayashi y Hattori, 1989), y un baja intensidad a 1130 cm^{-1} , como se esperaba de la lignina tipo guayacil de las gimnospermas (Fengel and Wegener, 1984), la cual es mas resistente a la degradación que las ligninas del tipo siringil, propias de las plantas angiospermas. Así, el test de hidrofobicidad WDPT aplicado a los perfiles dictaminó una resistencia al agua severa en la muestra SM3 (900-3600 seg) (suelo bajo encinar), y ligera en las muestras SM11, SM9, SM10 y SM19 (10-60 seg) (suelos bajo pinares) (Ver capítulo IV.8).

Según Tinoco (2000), estos suelos que presentan una elevada repelencia al agua, plantean una serie de problemas físico-químicos que afectan a los procesos de infiltración y, en el caso de encontrarse en situaciones de acusada pendiente, se manifiestan en fenómenos de erosión, escorrentía superficial, migración de la fertilidad y decapitación de horizontes superficiales (con sus efectos derivados de pérdida de suelo); tal es el caso de las muestras SM3, SM9 y SM10 (45, 61, 40% de pendiente) donde se observaron importantes procesos erosivos, que dieron lugar a la formación de profundas cárcavas y barrancos.

También existe una disminución progresiva del agua disponible en todos los suelos bajo pinar, a medida que aumenta la edad del mismo, este hecho ha sido descrito también por otros autores (Teramura, 1980). La lenta descomposición de los restos de este tipo vegetación, favorece la formación de horizontes O en los pinares climácicos, y por tanto, la acumulación de una mayor cantidad de materia orgánica muy hidrofóbica, pues las acículas de los pinos, al descomponerse, aportan sustancias a los suelos (ceras, resinas, aceites aromáticos, etc.) que repelen el agua (Doerr, 1987; Walter, 2002).

La composición textural reveló notables cambios entre los suelos forestales y aquellos bajo matorral degradado y cultivados. Así, los suelos forestales y naturales presentaron valores más elevados de arcilla y, por el contrario, los suelos con repoblación reciente, matorral y cultivos mostraron porcentajes más elevados de arenas. Esto puede deberse al efecto de la erosión del suelo en ausencia de cobertura vegetal. La erosión hídrica del suelo, que generalmente aumenta con la deforestación y las prácticas agrícolas, conduce al movimiento preferencial o pérdida selectiva de la fracción arcilla durante los meses más húmedos (Lal, 1976 y 1989; Narain et al., 1990; Hassan and Majumder, 1990). De hecho, numerosos investigadores han estudiado la pérdida de la fracción de arcilla debido a la transformación de los suelos forestales a otros usos (Basu and Behera, 1993; Prasad et al., 1994; Hajabbasi et al., 1997). Las partículas de arcilla también están relacionadas con la estabilidad estructural (Gupta and Germida, 1988) ya que actúan como núcleos de adsorción de la materia orgánica (Marshman and Marshall, 1991) y como agentes cementantes de las partículas de esqueleto en los agregados. El aumento de la fracción de arcilla también favorece la estabilidad estructural y por tanto, contribuye a disminuir la denudación de estos suelos (Sahani, 2001). Asimismo, el aumento del contenido de arcilla en suelos con materiales originales y condiciones climáticas similares es un signo de evolución edáfica.

IV.6.4. Estudio de la distribución espacial de los indicadores de calidad mediante geoestadística

La Geoestadística ha sido principalmente desarrollada por geólogos y matemáticos para modelar características espaciales de los depósitos de minerales y proporcionar estimaciones de los contenidos minerales en localizaciones desconocidas. Los métodos geoestadísticos pueden también ser usados para detectar, modelizar, y estimar los patrones espaciales de

diversos tipos de datos, tales como parámetros de suelos (Warrick et al., 1986) o fenómenos ecológicos (Rossi et al., 1992).

La geoestadística está basada en la teoría de variables regionalizadas, que son aquellas cuyos valores dependen de la localización en el espacio. Las técnicas geoestadísticas de interpolación hacen referencia a los métodos de krikeaje (kriging), los cuales, a diferencia de los métodos deterministas, incluyen un modelo estadístico de probabilidad que asocian a las predicciones. Dichas técnicas consideran que el valor de una variable de interés, $Z(s)$, en una localización determinada (s), puede ser descompuesta en una tendencia determinista $\mu(s)$ y en errores aleatorios autocorrelacionados $\varepsilon(s)$, es decir, $Z(s) = \mu(s) + \varepsilon(s)$. El método de krikeaje ordinario se basa en esta ecuación con ligeras modificaciones según la técnica (Cressie, 1993). De esta forma, el método Kriging simple asume el modelo $Z(s) = \mu + \varepsilon(s)$, donde la tendencia μ (media real de los datos) es completamente conocida y constante. El de Kriging ordinario asume el modelo $Z(s) = \mu + \varepsilon(s)$, donde la tendencia μ es una constante desconocida para todas las localizaciones. El método de Kriging universal asume el modelo $Z(s) = \mu(s) + \varepsilon(s)$, donde la tendencia $\mu(s)$ es una función determinista (Ortega, 2006).

Los métodos de krikeaje desempeñan dos funciones diferentes, en primer lugar *cuantifican la estructura espacial de los datos*. Este proceso que recibe el nombre de variografía, nos permite ajustar los datos a un modelo. En segundo lugar, los métodos de krikeaje *producen una predicción* utilizando el modelo ajustado mediante variografía, la configuración espacial de los datos y los valores de las muestras medidas alrededor de la localización que queremos estimar. Así, para predecir el valor de localizaciones desconocidas, los métodos de krikeaje asignan un peso a cada localización conocida basándose en la distancia entre puntos conocidos y no conocidos, y en el ajuste espacial entre las localizaciones muestreadas (Johnston, 2001; Isaaks and Strivastava, 1989; Rossi et al., 1992; David, 1977).

El análisis geoestadístico de las variables edáficas y de los indicadores de calidad medioambiental, mediante krikeaje, nos ha permitido estimar la calidad del suelo en localizaciones no muestreadas de la zona de estudio (Jeffrey, et al., 1993). Hay que destacar el hecho de que la calidad del suelo tiene carácter dinámico, cambiando en el espacio y en el tiempo en función de las actuaciones de manejo y conservación, así como en función de los procesos naturales. La calidad del suelo debe ser estudiada no solo a nivel de pedión o perfil, sino distribuida espacialmente al objeto de extrapolar las conclusiones extraídas a nivel local hasta el nivel cartográfico. Esto es importante a la hora de optimizar la distribución de los usos del suelo a través de los planes directores de los Parques Naturales o zonas protegidas. Es necesario delimitar las zonas de actuación, establecer prioridades, analizar los costes económicos de los cambios de uso según la superficie afectada, y realizar predicciones de la evolución de la calidad tras un cambio de uso.

Se han obtenido cartografías de predicción y de error estándar de la estimación mediante krikeaje ordinario de las siguientes variables: carbono orgánico (C.O.), nitrógeno, textura, conductividad eléctrica, hierro, carbonatos, pH medido en agua y en KCl, capacidad de intercambio catiónico (C.E.C), pF a 33 kPa, pF a 1500 kPa, reserva de agua (R.A.), porosidad total, macroporosidad, densidad aparente, erosionabilidad, índice de estabilidad estructural y material agregado (Figuras IV.6.4.11, IV.6.4.12, IV.6.4.13, IV.6.4.14, IV.6.4.15, IV.6.4.16 y IV.6.4.17). En la tabla IV.6.4.1 se indica el método geoestadístico aplicado para cada variable estudiada y los valores de los estadísticos derivados de los mapas de predicción creados según dichos métodos. Las ecuaciones que definen dichos estadísticos se recogen en la tabla III.2.9.2. del capítulo de material y métodos. Se ha elegido para cada variable el modelo en

que la media estandarizada de los errores de predicción sea más cercana a cero, la raíz de la media de los errores de predicción al cuadrado sea más pequeña, el error estándar medio más cercano al parámetro anterior y la raíz de la media estandarizada de los errores de predicción al cuadrado más cercano a uno.

Tabla IV.6.4.1 Estadísticos derivados de los mapas de predicción.

VARIABLE	MÉTODO	MEP	RMEPC	EEM	MEEP	RMEEPC
C (g kg ⁻¹)	K. Ordinario	0.10	3.81	4.49	0.02	0.91
N (g kg ⁻¹)	K. Ordinario	0.01	0.25	0.32	0.03	0.85
Arena (%)	K. Ordinario	0.07	15.17	21.92	-0.02	0.77
Arcilla (%)	K. Ordinario	0.19	12.47	12.50	0.01	0.99
Limo (%)	K. Ordinario	0.30	10.14	9.94	0.02	1.01
Fe (g kg ⁻¹)	K. Ordinario	-0.06	5.47	5.33	-0.01	1.02
CaCO ₃ (g kg ⁻¹)	K. Ordinario	0.00	25.50	27.70	0.00	0.92
pH H ₂ O	K. Simple	-0.02	0.32	0.27	-0.06	1.20
pH KCl	K. Ordinario	0.00	0.22	0.23	0.01	0.94
CEC (cmol kg ⁻¹)	K. Ordinario	0.14	11.08	12.06	0.01	0.92
pF 33 kPa	K. Ordinario	0.38	10.22	11.37	0.00	0.95
pF 1500 kPa	K. Ordinario	0.51	12.28	12.67	0.00	0.92
P.T. (cm ³ cm ⁻³)	K. Simple	0.00	0.12	0.12	0.03	1.03
Map. (cm ³ cm ⁻³)	K. Simple	0.01	0.18	0.17	0.03	1.03
Da (g cm ⁻³)	K. Ordinario	-0.01	0.29	0.32	-0.02	0.91
Erodibilidad	K. Ordinario	-0.00	0.16	0.21	-0.01	0.74
R.A. (mm)	K. Ordinario	0.13	19.22	18.99	0.01	1.01
I.E.E.	K. Ordinario	0.00	0.16	0.17	0.00	0.96
Mat. Agregado	K. Simple	-0.09	31.59	31.33	-0.00	1.01
C.E. (dS/m)	K. Ordinario	0.02	2.43	2.05	0.00	1.19

C: Carbono; N: Nitrógeno; CEC: Capacidad de intercambio catiónico; P.T.: Porosidad total; Map: Macroporosidad; Da: Densidad aparente; R.A.: Reserva de agua; I.E.E.: Índice de estabilidad estructural; Mat. Agregado: Porcentaje de material agregado; C.E.: Conductividad eléctrica; K: Kriging; MEP: Media de los errores de predicción; RMEPC: Raíz de la Media de los errores de predicción al cuadrado; EEM: Error estándar medio; MEEP: Media estandarizada de los errores de predicción; RMEEPC: Raíz de la media estandarizada de los errores de predicción al cuadrado

Todas las variables estudiadas, excepto el porcentaje de limos y la conductividad eléctrica, presentan una buena autocorrelación espacial. Sin embargo, los errores estándar medios de estimación son moderados o elevados en la mayoría de las variables analizadas (Tabla IV.6.4.1), sugiriendo la necesidad de incrementar la densidad de muestreo para estas variables. No obstante, incluso con estos errores elevados de estimación, estos mapas resultan de especial interés para el análisis de tendencias espaciales. Las variables pH medido en agua y en cloruro potásico, densidad aparente, capacidad de intercambio catiónico, porosidad total y porcentaje de material agregado presentan unos errores estándar medios generalmente bajos, en relación con el valor medio del mapa de predicción (pH H₂O = 8.26; pH KCl = 7.50; Da = 1.20; CEC = 25.53; P.T. = 0.60 y Mat. Agregado = 125.95), lo que nos permite obtener unas buenas estimaciones de dichos parámetros (Figuras IV.6.4.16 y IV.6.4.17).

Según la raíz de la media estandarizada de los errores de predicción al cuadrado (RMEEPC), las predicciones obtenidas para las variables: conductividad eléctrica, porcentaje de material agregado, reserva de agua, porosidad total, macroporosidad, pH medido en agua, concentración de hierro y porcentaje de limos, subestiman los valores reales. Si bien, para el resto de las variables, los valores reales son sobreestimados (Tabla IV.6.4.1).

El patrón de distribución espacial del contenido de materia orgánica en el Parque Natural de Sierra María-los Vélez (Figura IV.6.4.11), alcanza los valores más elevados en las zonas de mayor altitud del núcleo central de la Sierra de María, donde nos encontramos suelos con mayor grado de desarrollo, debido a las mayores precipitaciones, que favorecen la cubierta vegetal, constituida principalmente por pinar natural y repoblaciones antiguas de pinos, encinar y matorral denso, así como la acumulación de materia orgánica debido a las bajas temperaturas (Smith et al., 2000). Por el contrario, los niveles de materia orgánica disminuyen progresivamente en zonas de menor altitud, hacia el este y oeste del Parque, donde imperan suelos con menor grado de desarrollo, e influenciados por el factor antrópico. También se observa un aumento del contenido de materia orgánica en las sierras del Mahimón y Gabar, y hacia el Noereste del Parque (Sierra Larga, Morra Grande, Cerro de la Sima, y las zonas más inaccesibles de las Muelas), con suelos establecidos bajo pinar natural, encinar y pinar antiguo de repoblación.

Se ha realizado el análisis de tendencia del contenido en materia orgánica de los suelos con objeto de conocer la distribución espacial de dicha variable en la zona de estudio (Figura IV.6.4.1). El análisis de tendencia es una técnica de los métodos de kriging que nos permite hacer una visualización previa de los datos con una perspectiva tridimensional. Así, las localizaciones de los puntos muestreados se representan en el plano x,y y el valor de la variable en dichos puntos se muestra sobre el eje z. Estos valores pueden ser proyectados sobre los planos x,z e y,z como nubes de puntos a los que se les pueden ajustar polinomios sobre los planos proyectados. Estos polinomios nos indican la tendencia de los datos en las direcciones norte-sur y este-oeste (Johnston et al., 2001). Observamos en la figura IV.6.4.1 que el contenido en materia orgánica aumenta ligeramente hacia el este (ejes ZX) y hacia el sur (ejes YZ).

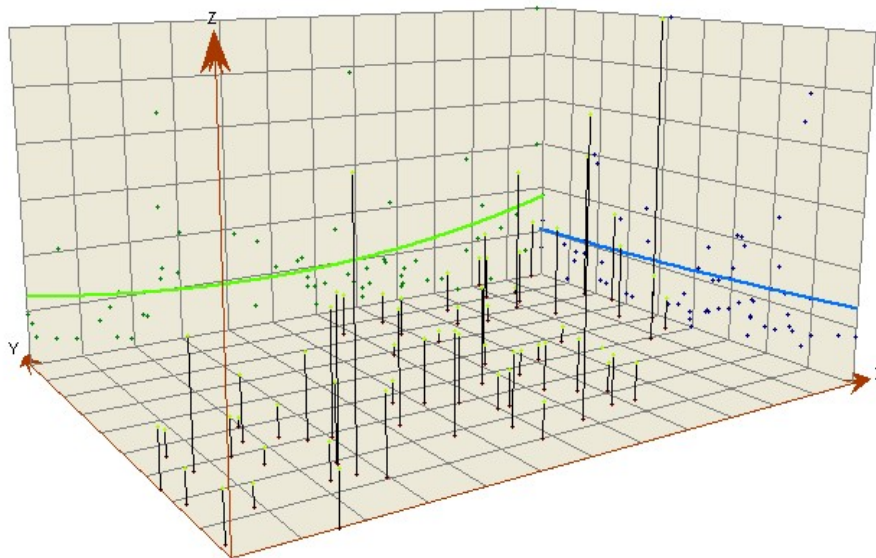


Figura IV.6.4.1. Análisis de tendencia de Materia orgánica en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez.

El cálculo del semivariograma empírico nos permite visualizar gráficamente la autocorrelación espacial, según el cual, los parámetros que están más cercanos entre sí, son más parecidos que aquellos que se encuentran más alejados (Tobler, 1970). Para cuantificar la autocorrelación espacial de las variables es necesario que se cumplan los principios de *estacionaridad de segundo orden para la covarianza*, que asume que la covarianza depende de la distancia entre dos valores y no de su localización, y de *estacionaridad intrínseca para*

los *semivariogramas*, según el cual la varianza de la diferencia es la misma entre dos puntos cualesquiera que estén a la misma distancia y dirección.

El semivariograma, por tanto, proporciona información de la autocorrelación espacial del conjunto de datos. Sin embargo, no proporciona información para todas las posibles direcciones y distancias. Por esta razón, y para asegurar que las predicciones de krikeage tengan varianzas positivas, es necesario ajustar el semivariograma a un modelo circular, esférico, tetraesférico, pentaesférico, exponencial, gaussiano, etc. El semivariograma de la variable materia orgánica se ajusta al modelo esférico:

$$0,40108*\text{Spherical}(7002,4)+0,4569*\text{Nugget}$$

El modelo esférico (Spherical) queda definido por la siguiente función:

$$\gamma(\mathbf{h}) = \begin{cases} \theta_s \left[\frac{3}{2} \frac{h}{\theta_r} - \frac{1}{2} \left(\frac{h}{\theta_r} \right)^3 \right] & \text{for } 0 \leq h \leq \theta_r \\ \theta_s & \text{for } \theta_r < h \end{cases}$$

Donde θ_s = es el valor umbral.

h = Es la distancia entre dos localizaciones.

θ_r = Es el rango del modelo.

El modelo esférico muestra un progresivo decrecimiento de la autocorrelación espacial (un progresivo incremento de la semivarianza), hasta una cierta distancia, a partir de la cual el modelo se hace plano (autocorrelación = 0). A esta distancia se le denomina **rango**. Todos los puntos que se encuentran separados por una distancia inferior al rango, se encuentran espacialmente correlacionados. Por el contrario, no presentan autocorrelación espacial, aquellos puntos que se encuentran separados por distancias superiores a dicho rango.

Teóricamente, a una distancia de separación nula entre dos localizaciones, el valor del semivariograma debe de ser 0. Sin embargo, a una distancia infinitesimalmente pequeña, las diferencias entre los valores no tienden a cero. Este fenómeno recibe el nombre de **efecto pepita (nugget)**. El efecto pepita será igual al valor que toma el semivariograma sobre el eje y, donde la curva intercepta a dicho eje. El efecto pepita puede ser atribuido por un lado, a errores en las medidas o a una variabilidad en distancias más pequeñas que la distancia de muestreo, y por tanto, no cuantificada, o a ambos fenómenos. Respecto a los errores en las medidas, estos son inherentes a las técnicas de muestreo. Por otro lado, los fenómenos naturales pueden variar espacialmente a lo largo de distintas escalas. Las variaciones a nivel de escalas más pequeñas que las distancias de muestreo aparecerán como parte del efecto pepita. El valor del rango proyectado sobre el eje y del semivariograma se llama **valor umbral**, definiéndose a su vez el valor umbral parcial como el valor umbral menos el valor del efecto pepita.

En el semivariograma de la materia orgánica (Figura IV.6.4.2) muestra el valor umbral (sill = 0,40108), el valor del efecto pepita (nugget = 0,4569) y el rango (range = 7002,4).

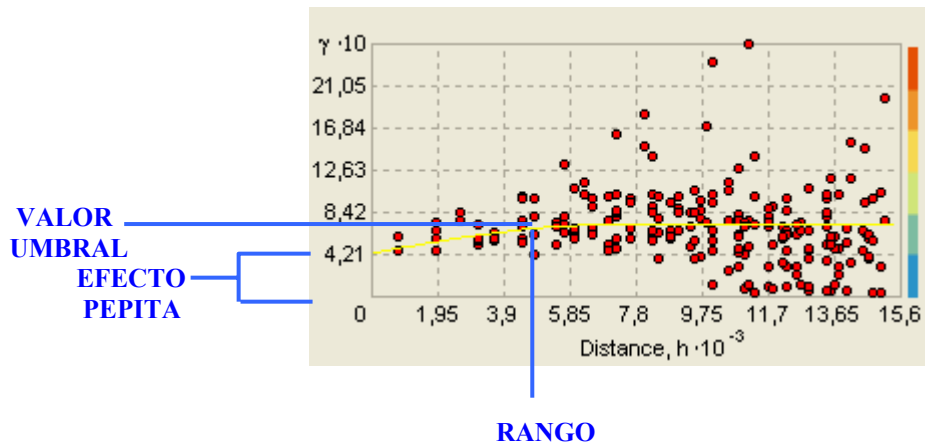


Figura IV.6.4.2. Semivariograma de la variable materia orgánica.

Referente a los patrones de distribución espacial de la textura, los suelos más arcillosos se localizan al este de la parte norte del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez (Figura IV.6.4.11), en torno a Sierra Larga, Los Enebrales, Morra Grande, Cerro de la Sima y parte de la Muela Chica, coincidiendo con el modelo de distribución espacial de la materia orgánica y del hierro. Esto es debido a la correlación positiva existente entre dichas variables (Tabla IV.7.1 del capítulo IV.7), característica de los suelos más evolucionados. En la parte sur del Parque Natural, el contenido de arcillas disminuye desde las zonas cacuminales de la Sierra de María en dirección norte, acumulándose los porcentajes más elevados en las cotas más bajas, en torno a la Umbría de la Virgen. Esto es debido al arrastre, por erosión hídrica, de los materiales más finos a zonas de menor altitud. Sin embargo, los mayores porcentajes de arenas se encuentran en la solana de la Sierra de María, en suelos menos evolucionados y más esqueléticos, que reciben las mayores tasas de insolación, y que se encuentran bajo una cubierta vegetal de matorral abierto y degradado principalmente, y bajo suelos de cultivo ó repoblaciones recientes. En la figura IV.6.4.3, se observa la tendencia del porcentaje de arcilla, que aumenta de oeste a este en la parte norte de la zona de estudio, y hacia la Umbría en la parte sur del Parque Natural. Por el contrario, el porcentaje de arena aumenta hacia la Solana en la Sierra de María, y en la parte norte del Parque, aumenta hacia el oeste.

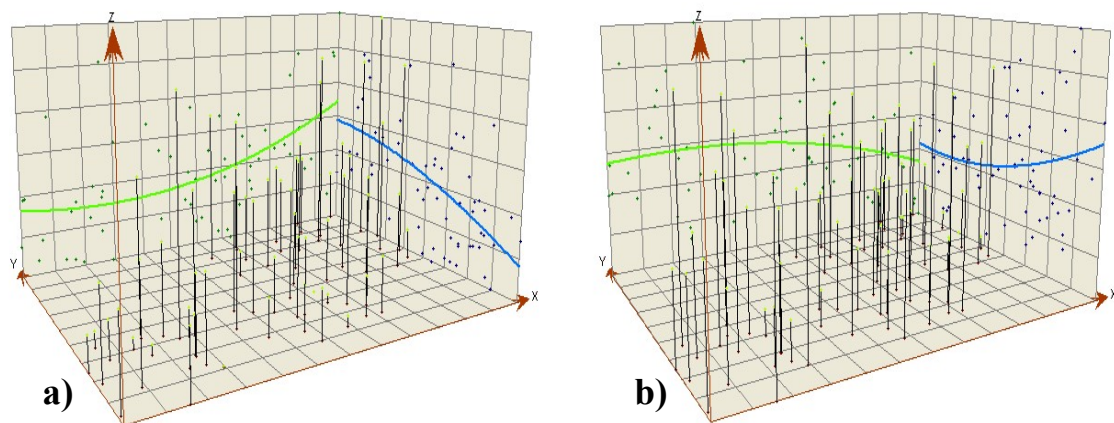


Gráfico IV.6.4.3. Análisis de tendencia del porcentaje de arcillas (a) y arenas (b).

Los modelos a los que se ajustan el semivariograma de los porcentajes de arenas y arcillas son: $0,1671 * \text{Spherical} (23742) + 0,26831 * \text{Nugget}$ y $0,091434 * \text{Spherical} (23742) + 0,12622 * \text{Nugget}$, respectivamente.

El contenido de nitrógeno sigue un patrón de distribución espacial paralelo al que presenta la materia orgánica, aumentando en las cotas más altas de las Sierras de María, Mahimón, Gabar, Sierra Larga, Morra Grande, Cerro de la Sima, y las Muelas, donde la vegetación es muy densa y está constituida principalmente por pinar natural, encinar y matorral denso (Figuras IV.6.4.4 y IV.6.4.11). Dicho comportamiento se explica por la elevada correlación positiva existente entre el nitrógeno y la materia orgánica (0.902) (Ver tabla IV.7.1 del capítulo IV.7). En la tabla IV.7.2 de correlación de Pearson (Capítulo IV.7) se comprueba la correlación positiva (0.436) existente entre la altitud y el contenido en nitrógeno. El contenido de hierro también presenta unas pautas de distribución espacial similares a las de materia orgánica, y especialmente al porcentaje de arcilla, aumentando progresivamente hacia el oeste de la parte norte Parque, aunque también presenta valores elevados en torno a la Sierra del Gabar (Figuras IV.6.4.4 y IV.6.4.11). En la parte sur de la zona de estudio, la cantidad de hierro disponible aumenta gradualmente hacia el oeste, encontrándose los valores más elevados principalmente en suelos evolucionados bajo pinar natural y encinar, en torno a la Dehesa de la Alfahuara y parte de la Umbría de la Virgen. Por el contrario, el modelo de distribución espacial de los carbonatos es similar al que presenta el porcentaje de arenas. Esta conducta también es debida a la correlación positiva entre ambas variables (0.471), como se puede observar en la tabla IV.7.1 de correlación de Pearson (Capítulo IV.7). De esta forma, el porcentaje de carbonato cálcico equivalente aumenta progresivamente hacia el sureste en la parte sur del Parque Natural Sierra María-Los Vélez, y hacia el sur-suroeste en la parte norte del Parque (Figuras IV.6.4.4 y IV.6.4.11), en torno a suelos menos evolucionados, bajo matorral degradado, repoblaciones recientes de pinos ó cultivos, y donde los procesos erosivos son más importantes. La escorrentía superficial es responsable de la disminución de las fracciones finas del suelo y el aumento del porcentaje de arenas.

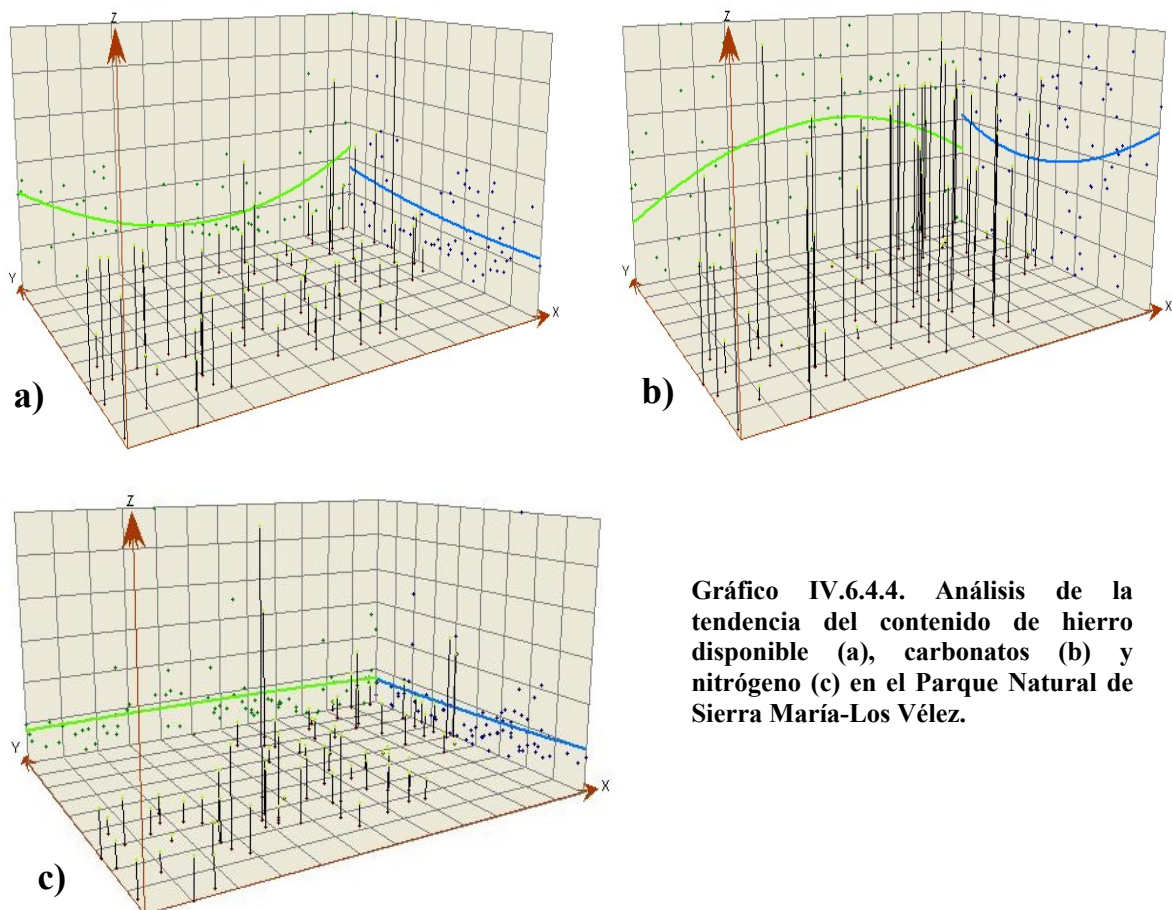


Gráfico IV.6.4.4. Análisis de la tendencia del contenido de hierro disponible (a), carbonatos (b) y nitrógeno (c) en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez.

Los semivariogramas del contenido de nitrógeno, hierro y carbonatos se ajustan a los modelos: $0,31803 * \text{Spherical}(6380,6) + 0,57335 * \text{Nugget}$; $21,29 * \text{Spherical}(23742) + 23,598 * \text{Nugget}$ y $258,56 * \text{Spherical}(7588,4) + 606 * \text{Nugget}$, respectivamente.

La distribución espacial de la macroporosidad y porosidad total siguen un patrón muy similar al de la materia orgánica (Figura IV.6.4.14). Este comportamiento se puede explicar por la correlación positiva, con alto grado de significación (0.808 y 0.803, respectivamente), que existe entre el contenido de materia orgánica y ambos indicadores de calidad, como se puede observar en el análisis de correlación de Pearson (Tabla IV.7.1. Capítulo IV.7). Así, los suelos de mayor porosidad total y de transmisión, los encontraríamos en torno al núcleo central de Sierra de María, disminuyendo progresivamente hacia el este y oeste. La parte del norte del Parque Natural, presentaría un aumento de ambos indicadores hacia el este. Este comportamiento se ratifica en el análisis de tendencias que presentan los dos indicadores (Figura IV.6.4.5).

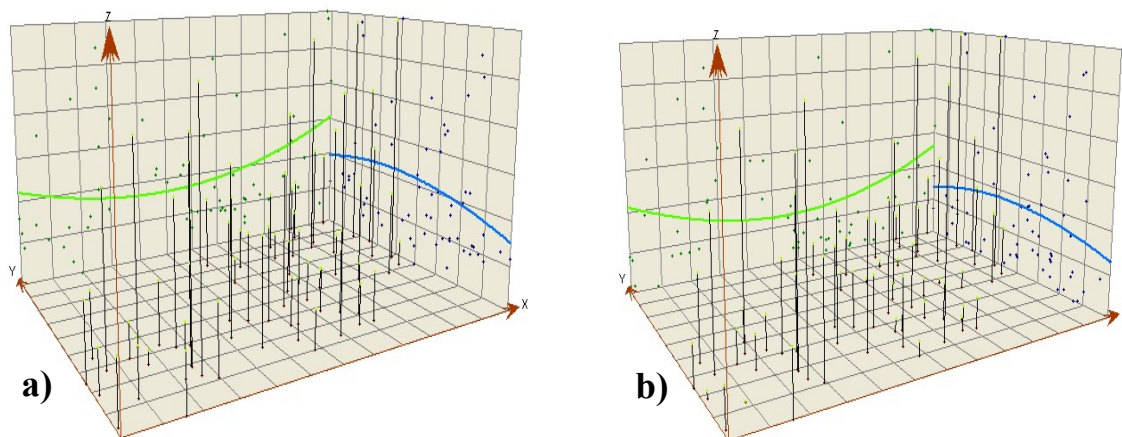


Gráfico IV.6.4.5. Análisis de tendencia de la porosidad total (a) y la macroporosidad (b) en la zona de estudio.

El semivariograma de la porosidad total se ajusta al modelo esférico: $0,0053254 * \text{Spherical}(6275,7) + 0,010628 * \text{Nugget}$ y el semivariograma de la macroporosidad se ajusta al modelo: $0,010084 * \text{Spherical}(6673,9) + 0,024641 * \text{Nugget}$.

La materia orgánica también presenta una elevada correlación positiva con la capacidad de intercambio catiónico (0.801), con el pF a 33 kPa (0.831) y pF a 1500 kPa (0.894), de ahí que dichos indicadores de calidad manifiesten una distribución en el espacio similar al contenido de materia orgánica de los suelos (Tabla IV.7.1 del capítulo IV.7), aumentando progresivamente hacia el este en la parte norte del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, donde los suelos soportan una densa cobertura vegetal de pinar natural y encinar. Los valores más bajos de estos parámetros se localizan en torno a Sierra del Mahimón, al este de la parte sur del Parque y alrededor de Loma de Casa Blanca al Oeste (Figuras IV.6.4.6 y IV.6.4.13), en suelos poco evolucionados, cultivados principalmente, bajo matorral degradado ó con repoblaciones recientes, y con un elevado porcentaje de arenas y carbonatos, de ahí la correlación inversa existente entre la CEC, pF a 33 kPa y pF a 1500 kPa, con el porcentaje de arenas y carbonatos (Tabla IV.7.1. Capítulo IV.7).

Los semivariogramas de la capacidad de intercambio catiónico, pF a 33 kPa y pF a 1500 kPa se ajustan a los modelos: $14,506 * \text{Spherical}(8168,3) + 129,52 * \text{Nugget}$; $0,036931 * \text{Spherical}(4188,2) + 0,090117 * \text{Nugget}$, y $0,073045 * \text{Spherical}(2361,2) + 0,19241 * \text{Nugget}$, respectivamente.

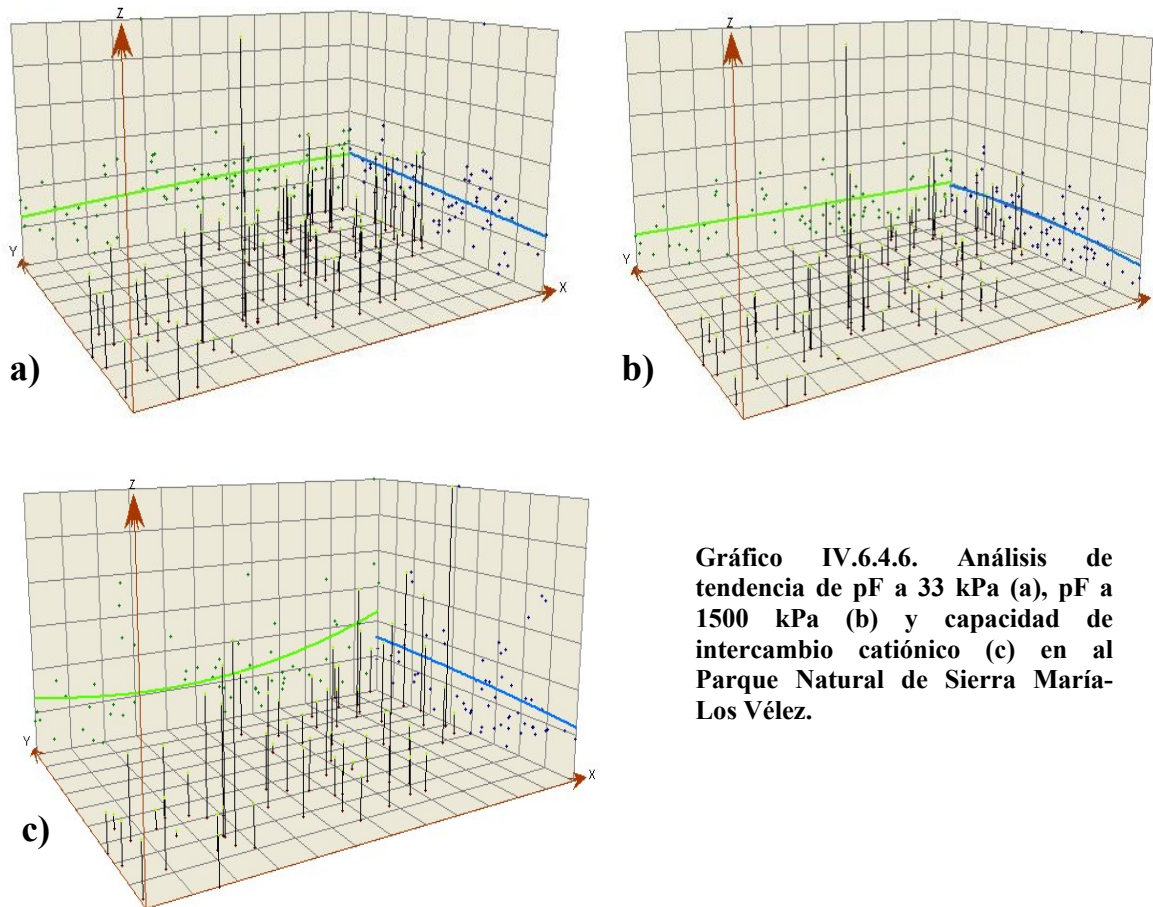


Gráfico IV.6.4.6. Análisis de tendencia de pF a 33 kPa (a), pF a 1500 kPa (b) y capacidad de intercambio catiónico (c) en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez.

Por el contrario, el modelo de distribución espacial de la materia orgánica es opuesto a las pautas que siguen los indicadores de calidad de pH medido en agua y KCl, densidad aparente, erosionabilidad y reserva de agua (Figuras IV.6.4.13 y IV.6.4.14). Este comportamiento se explica también, por la correlación negativa existente entre estas variables y el contenido de materia orgánica (Tabla IV.7.1. Capítulo IV.7). Así los suelos más esqueléticos, cultivados y degradados, que se encuentran en torno a la Serrata Alta, Hoya de las Vacas, Las Almohallas, parte de la Sierra del Mahimón, y en torno al Cerro de los Faces y Loma de Casa Blanca, presentan mayor densidad aparente y susceptibilidad a la erosión. Los valores más bajos de pH medido en agua y KCl se localizan principalmente, en torno a las zonas de mayor altitud de la Sierra de María y hacia el este, en la parte norte de la zona de estudio. Dicho comportamiento se explica por el elevado contenido de materia orgánica, que presenta una gran capacidad amortiguadora de pH (Smith, et al, 2000; Schoenholtz, 2000), y por las bajas temperaturas y elevadas precipitaciones de las zonas de mayor altitud, responsables del lixiviado de los suelos (En la tabla IV.7.2 del capítulo IV.7, podemos observar la correlación inversa existente entre el pH medido en agua (-0.449) y pH medido en KCl (-0.351) con la altitud). La figura IV.6.4.7 presenta la tendencia a disminuir que siguen dichos indicadores de calidad hacia las zonas ubicadas al este del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, donde nos encontrábamos los valores más elevados de materia orgánica. La erosionabilidad y pH disminuyen también hacia el sur, siguiendo un patrón opuesto al de la materia orgánica.

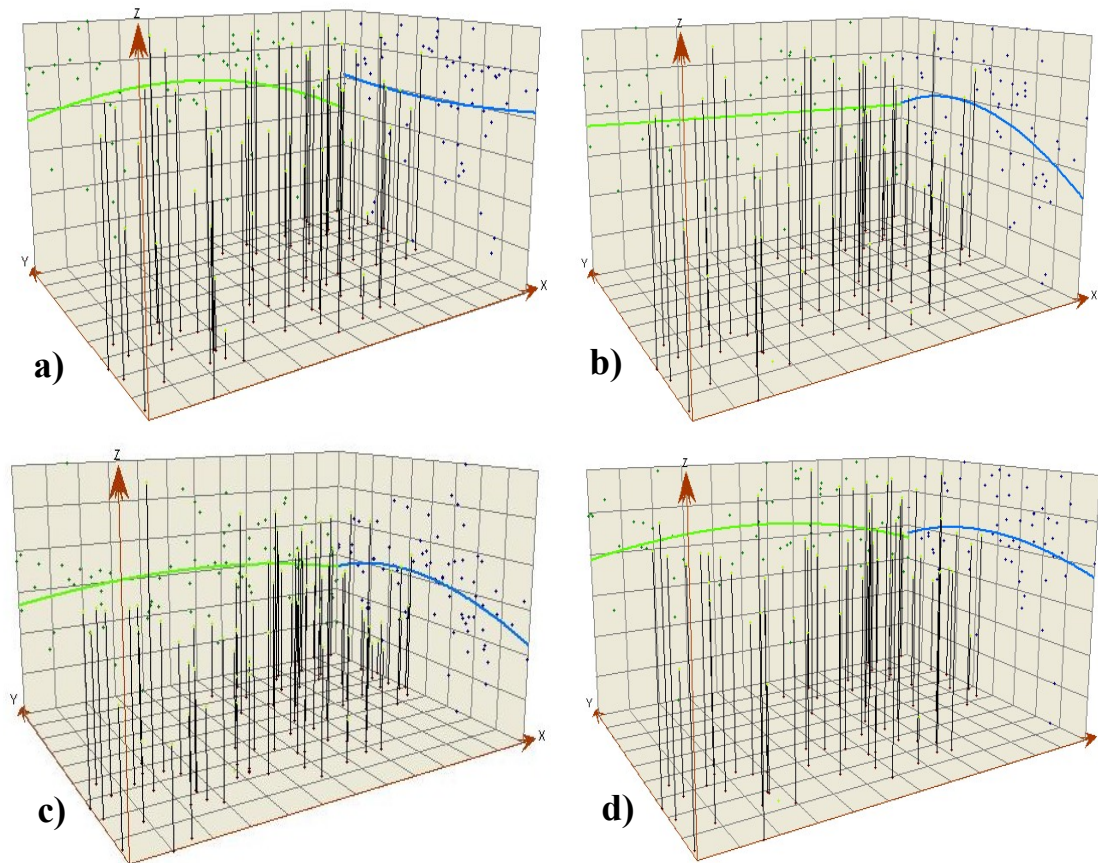


Figura IV.6.4.7. Análisis de tendencia de la densidad aparente (a), pH medido en agua (b), pH medido en KCl (c) y erosionabilidad (d) en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez.

Los semivariogramas de la densidad aparente, pH medido en agua, pH medido en KCl y erosionabilidad se ajustan al modelo esférico y son: $0,019913 * \text{Spherical}(8481,5) + 0,090276 * \text{Nugget}$; $0,096282 * \text{Spherical}(4778,3) + 0,025323 * \text{Nugget}$; $0,05158 * \text{Spherical}(3343,5) + 0,01792 * \text{Nugget}$ y $0,042849 * \text{Spherical}(806,02) + 0,00055173 * \text{Nugget}$, respectivamente.

La distribución espacial de la reserva de agua (Figura IV.6.4.13), que disminuye progresivamente en los suelos que presentan las mayores coberturas de vegetación, mayor grado de evolución y altos porcentajes de materia orgánica, se explicaría por la hidrofobicidad del suelo causada por compuestos orgánicos como resinas, ceras, aceites aromáticos, derivados de la descomposición de las plantas (Neinhuis and Barthlott, 1997; Doerr et al., 2000) y por los microorganismos edáficos responsables de las estructuras fúngicas (micelios, hifas, ect.), las cuales impiden o dificultan la infiltración del agua (Bayliss, 1911; Doerr et al., 2000). El semivariograma de la reserva de agua se ajusta al modelo: $116,86 * \text{Spherical}(7512,4) + 286,14 * \text{Nugget}$.

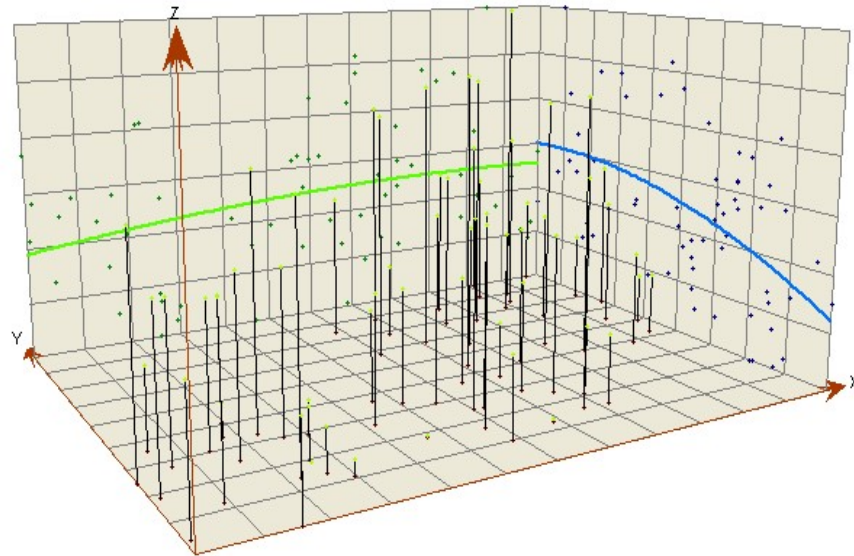


Figura IV.6.4.8. Análisis de tendencia de la reserva de agua en la zona de estudio.

Respecto al patrón de distribución espacial que sigue el índice de estabilidad estructural, los valores más elevados se alcanzan en las zonas de mayor altitud de las Sierras de María, Mahimón, Gabar, Sierra Larga, Morra Grande, Cerro de la Sima, y las Muelas (Figura IV.6.4.14), donde el contenido en materia orgánica es más elevado, dada la densa cobertura vegetal, las elevadas precipitaciones y las bajas temperaturas. Lógicamente, la materia orgánica favorece la estructuración del suelo, como podemos observar en la correlación positiva (0.403) existente entre ambas variables (Tabla IV.7.1 del capítulo IV.7). La tabla IV.7.2 (Capítulo IV.7) muestra la correlación positiva existente entre la altitud y el índice de estabilidad estructural (0.357). Por el contrario, el porcentaje de material agregado aumenta hacia el sur-sureste de la parte sur del Parque, coincidiendo con la solana de Sierra de María y Sierra del Mahimón, y hacia la periferia en la parte norte del Parque, en aquellas zonas donde los suelos presentaban matorral degradado, repoblaciones recientes o cultivos. Dichas zonas se caracterizaban por presentar los mayores porcentajes de arenas y carbonatos. En este caso, los carbonatos actuarían como importantes agentes cementantes en la zona de estudio, favoreciendo la formación de agregados. De ahí la correlación positiva (0.396) existente entre el porcentaje de material agregado y la cantidad de carbonatos (Tabla IV.7.1. Capítulo IV.7). La figura IV.6.4.9 muestra el análisis de tendencia que siguen ambos indicadores de calidad.

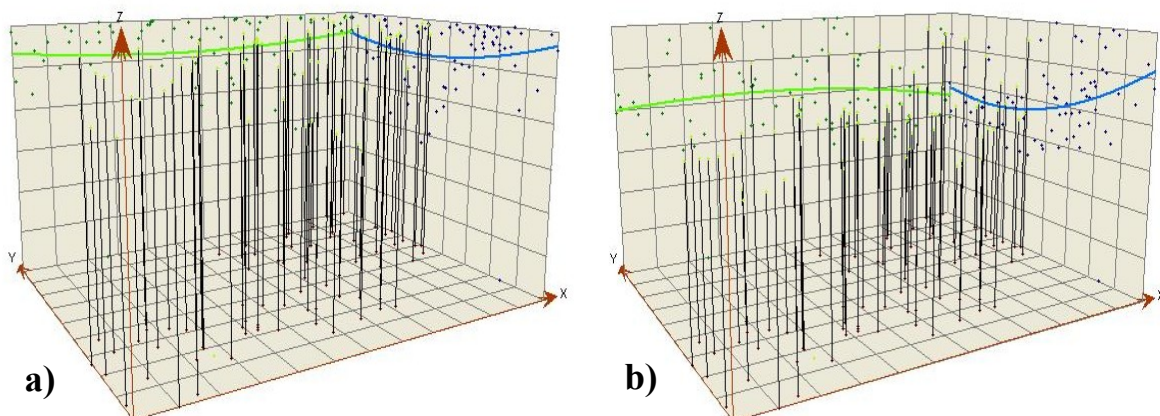


Figura IV.6.4.9. Análisis de tendencia del índice de estabilidad estructural (a) y porcentaje de material agregado (b) en la zona de estudio.

Las variables conductividad y porcentaje de limos, no presentan una buena autocorrelación espacial (Figura IV.6.4.11), debido a la elevada variabilidad que manifiestan dichos parámetros en la zona de estudio. Para solventar este problema, habría que intensificar el muestreo en las zonas de mayores contrastes. El análisis de tendencia (Figura IV.6.4.10) muestra un ligero aumento de la conductividad y el porcentaje de limos hacia el Sur, y una disminución del porcentaje de limos hacia el Este.

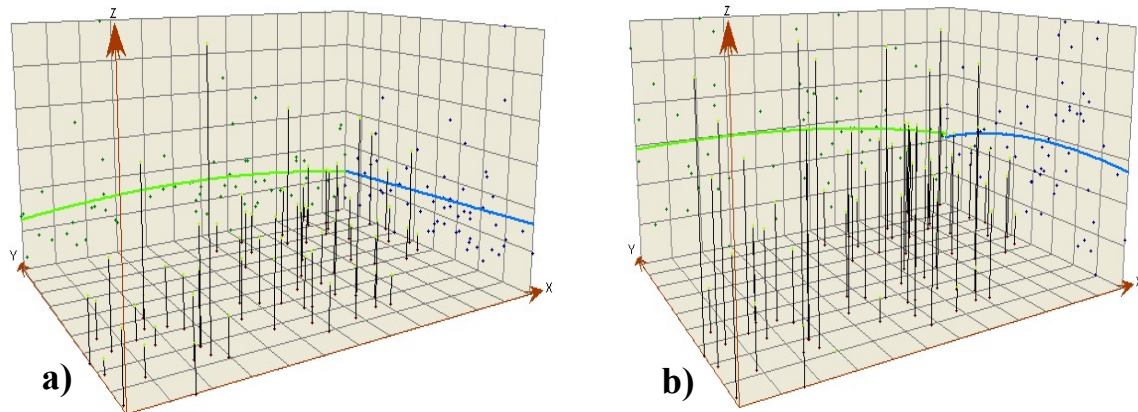


Figura IV.6.4.10. Análisis de tendencia de la conductividad (a) y porcentaje de limos (b) en la zona de estudio.

Atendiendo a la regionalización que presentan los indicadores de calidad en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, podemos determinar las zonas que presentan suelos con mayor calidad ambiental. Estos suelos deben tener los niveles más altos de los indicadores de materia orgánica, nitrógeno, porosidad total, macroporosidad, estabilidad estructural, pFs a 33 kPa y a 1500 kPa, hierro, arcillas y capacidad de intercambio catiónico, y los valores más bajos de erosionabilidad, pH, carbonatos, arenas, porcentaje de material agregado y densidad aparente. Así, los suelos de mayor calidad ambiental se encuentran en las zonas de vegetación natural densas como son las partes altas de las laderas y zonas cacuminales de Sierra de María, y en torno a Sierra Larga, Morra Grande, Cerro la Sima y parte de la Muela Chica. El resto de la zona de estudio ha sido roturada y cultivada originando un grave deterioro en todos los indicadores de calidad. Las zonas de repoblación reciente se encuentran en vías de recuperación, si bien la lentitud de los procesos edafogénicos en zonas semiáridas explica que la calidad de los suelos diste aun mucho de los más evolucionados bajo vegetación natural o repoblaciones antiguas.

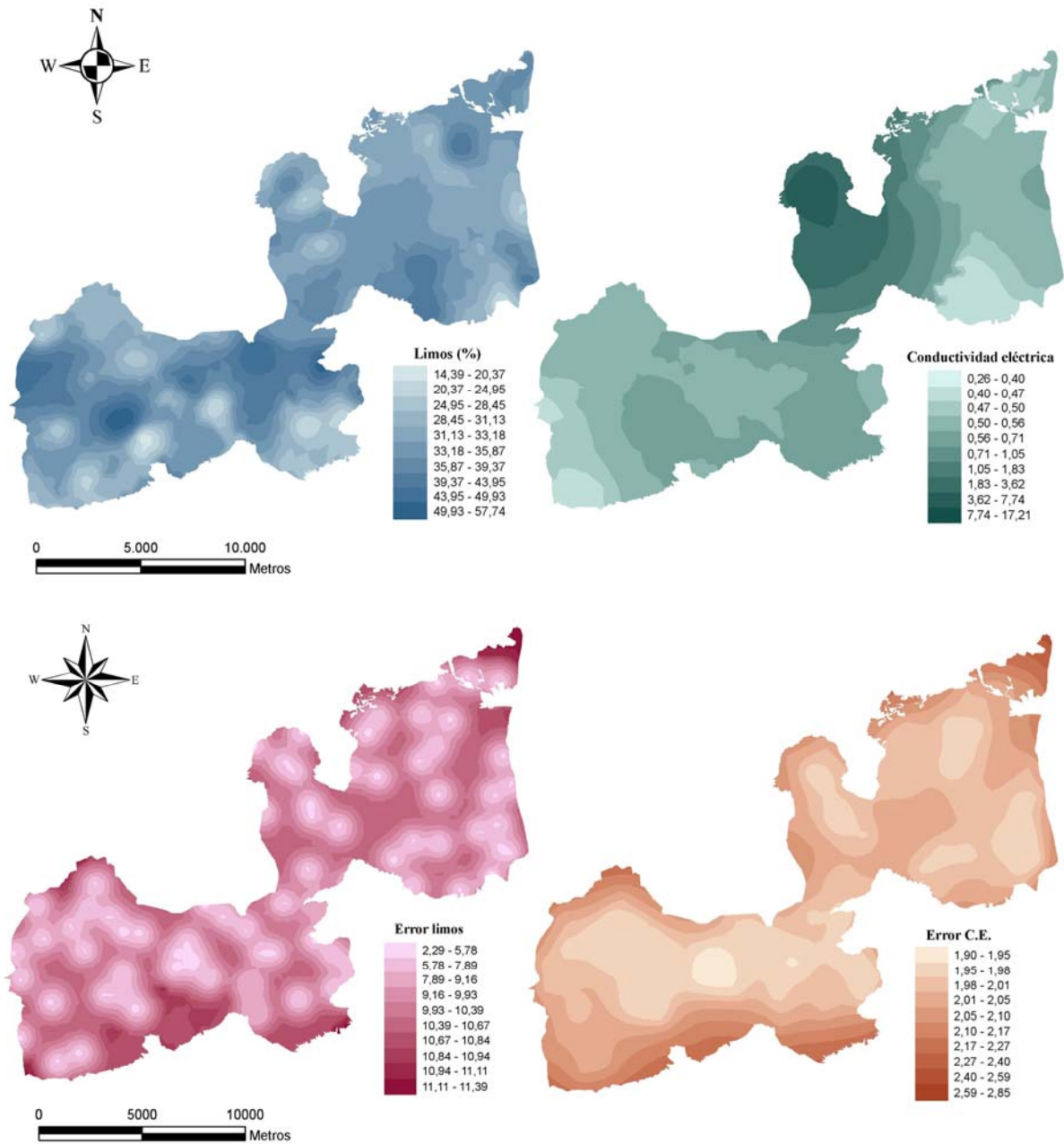


Figura IV.6.4.11. Mapas de predicción (a) y error estándar de la predicción (b) del porcentaje de limos y conductividad eléctrica (C.E.).

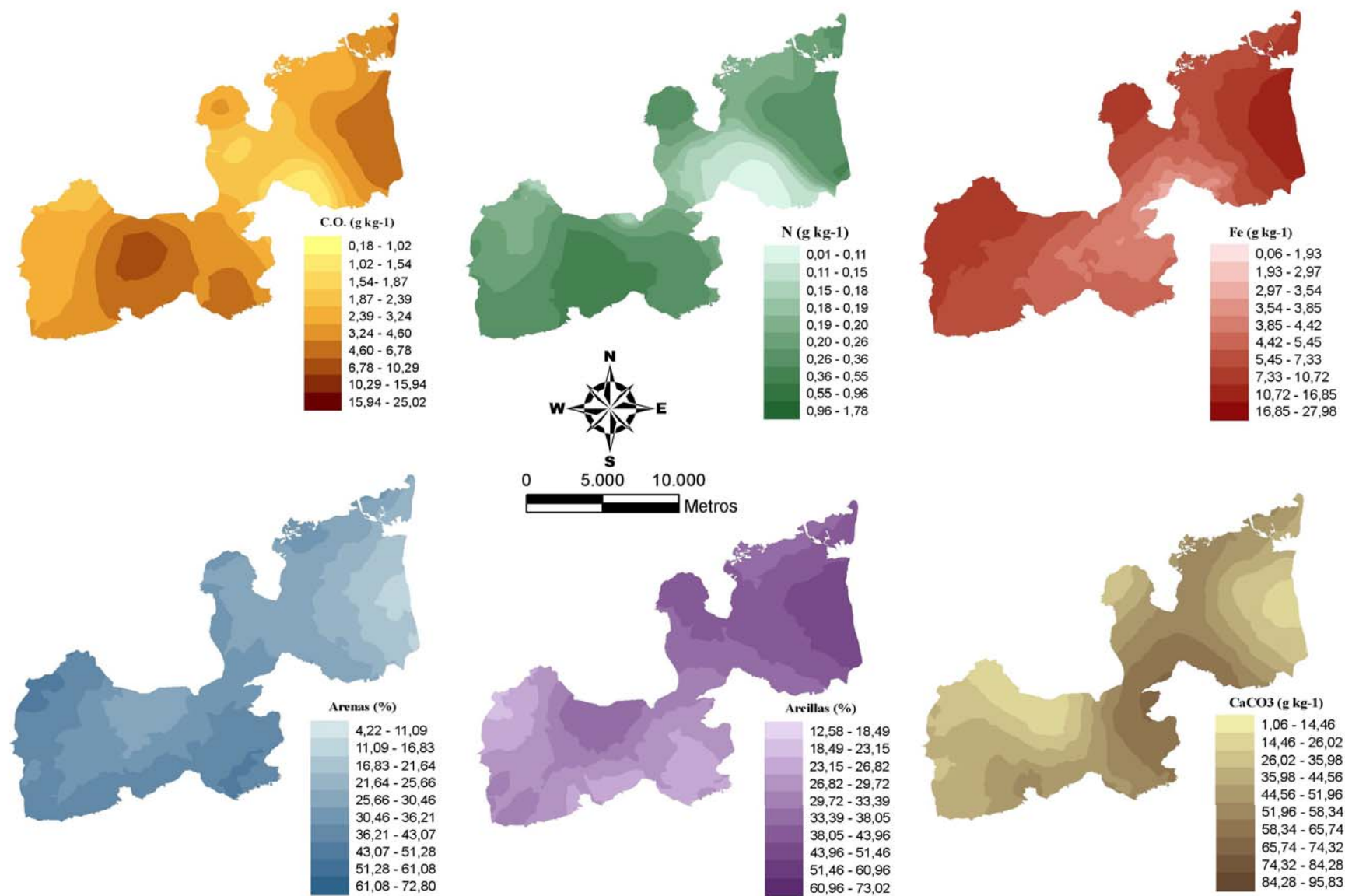


Figura IV.6.4.12. Mapa de predicción de la distribución espacial de las variables carbono orgánico (C.O.), nitrógeno (N), hierro (Fe), porcentaje de arenas, porcentaje de arcillas y concentración de carbonato cálcico.

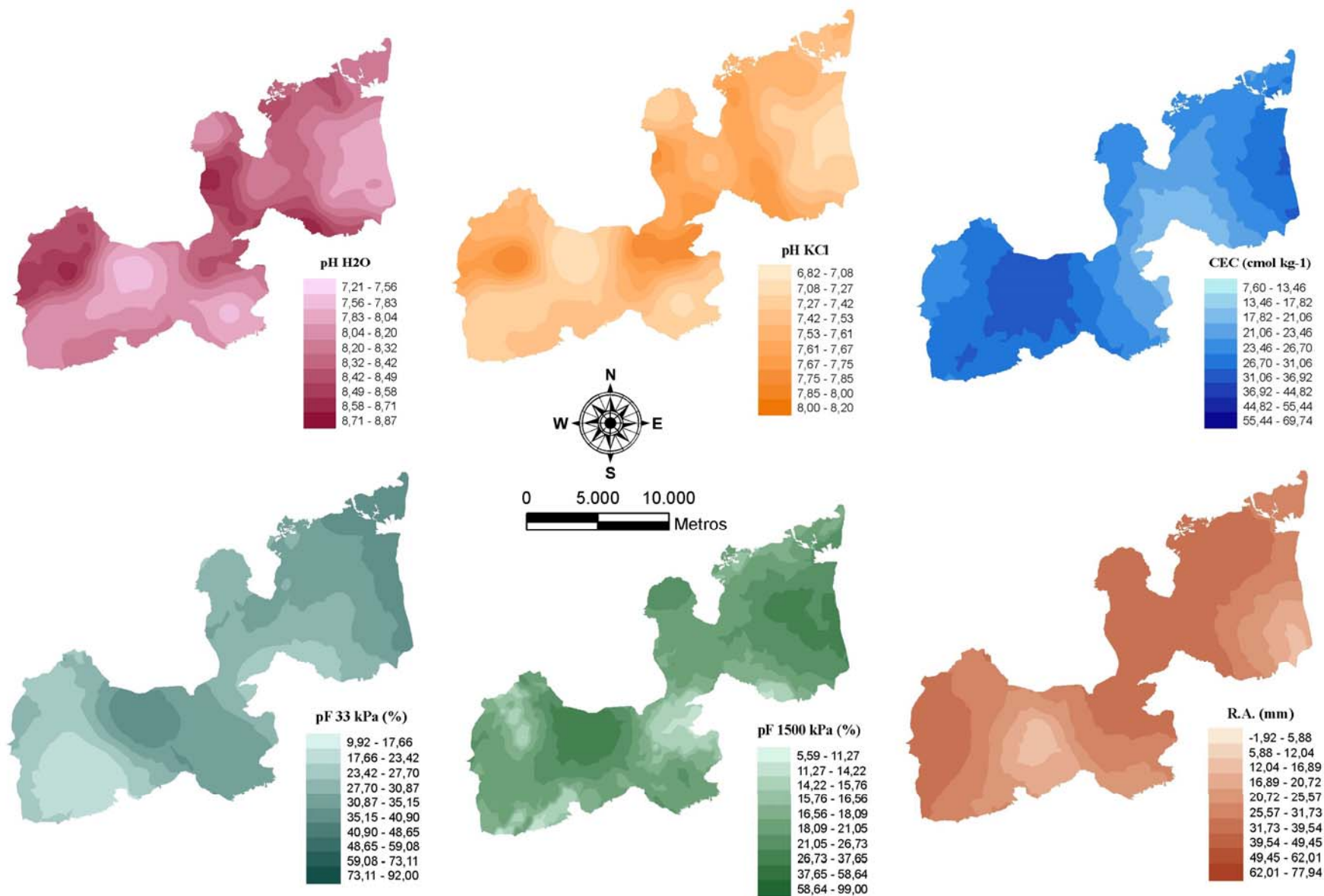


Figura IV.6.4.13. Mapa de predicción de la distribución espacial de las variables pH medido en H₂O, pH medido en KCl, capacidad de intercambio catiónico, pF a 33 kPa, pF a 1500 kPa y reserva de agua (R.A.).

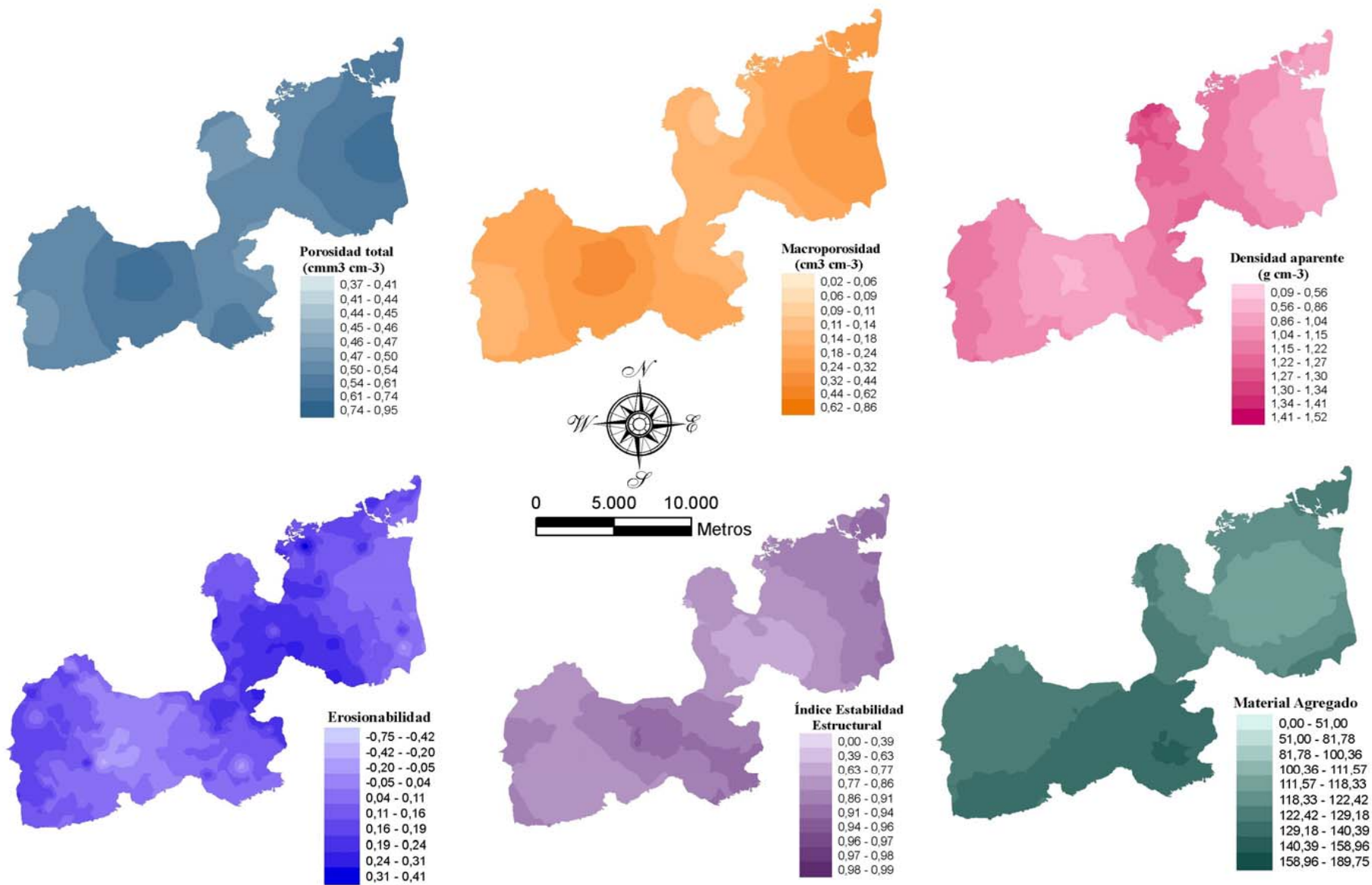


Figura IV.6.4.14. Mapa de predicción de la distribución espacial de las variables porosidad total, macroporosidad, densidad aparente, erosionabilidad, índice de estabilidad estructural y porcentaje de material agregado.

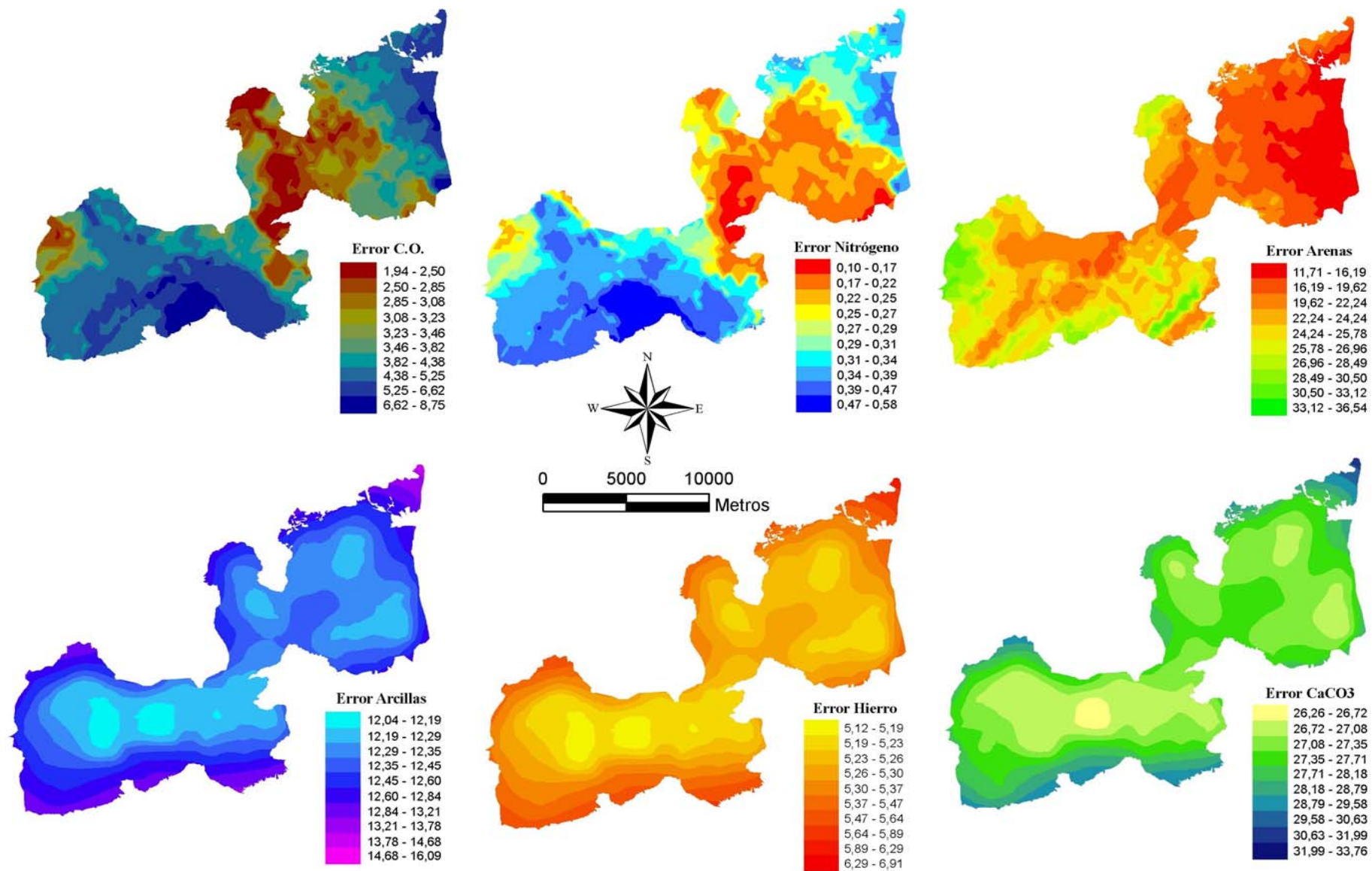


Figura IV.6.4.15. Mapa de error estándar de predicción de la distribución espacial de las variables carbono orgánico (C.O.), nitrógeno (N), hierro (Fe), porcentaje de arenas, porcentaje de arcillas y concentración de carbonato cálcico.

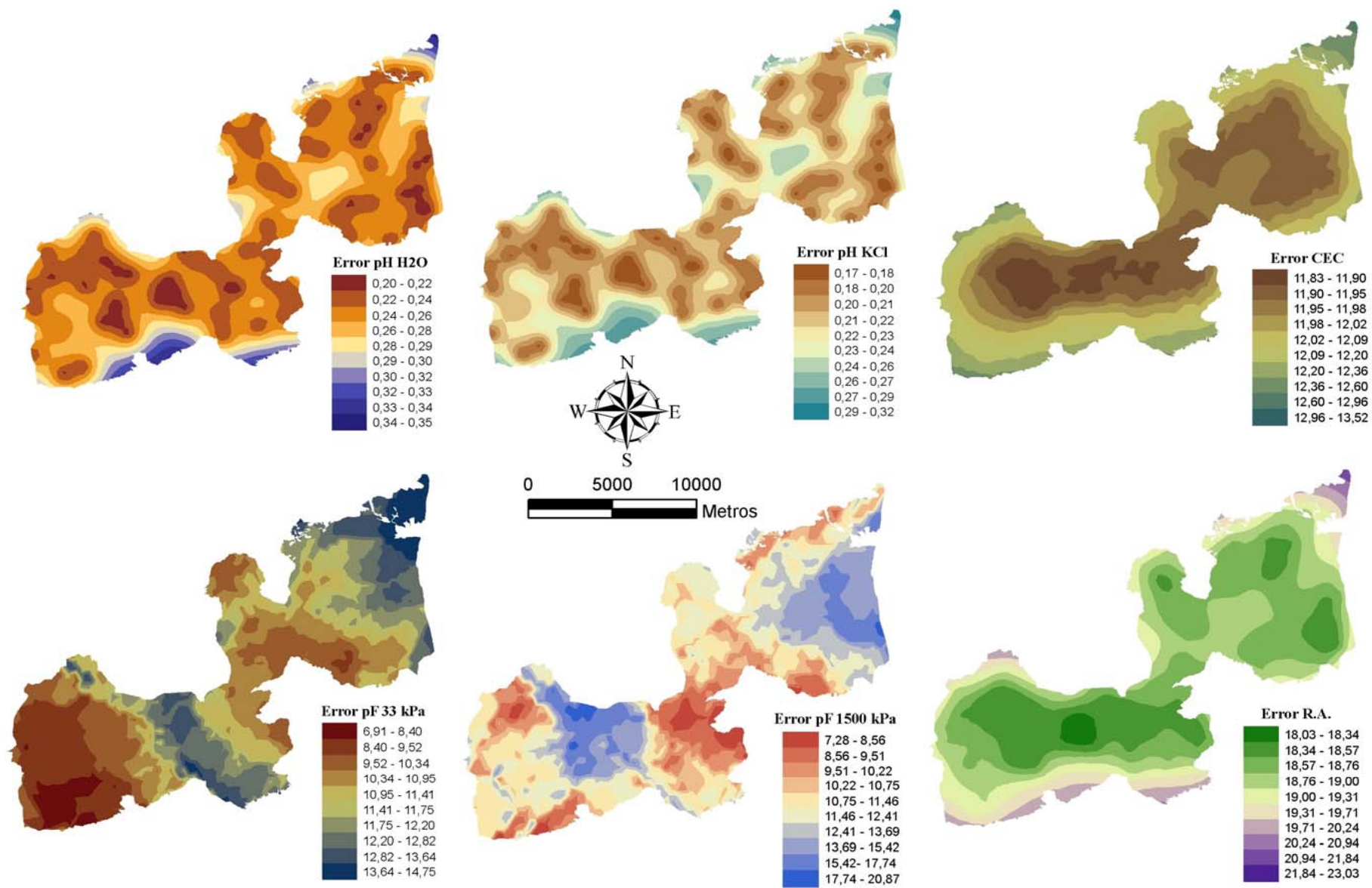


Figura IV.6.4.16. Mapa de error estándar de predicción de la distribución espacial de las variables pH medido en H₂O, pH medido en KCl, capacidad de intercambio catiónico, pF a 33 kPa, pF a 1500 kPa y reserva de agua (R.A.).

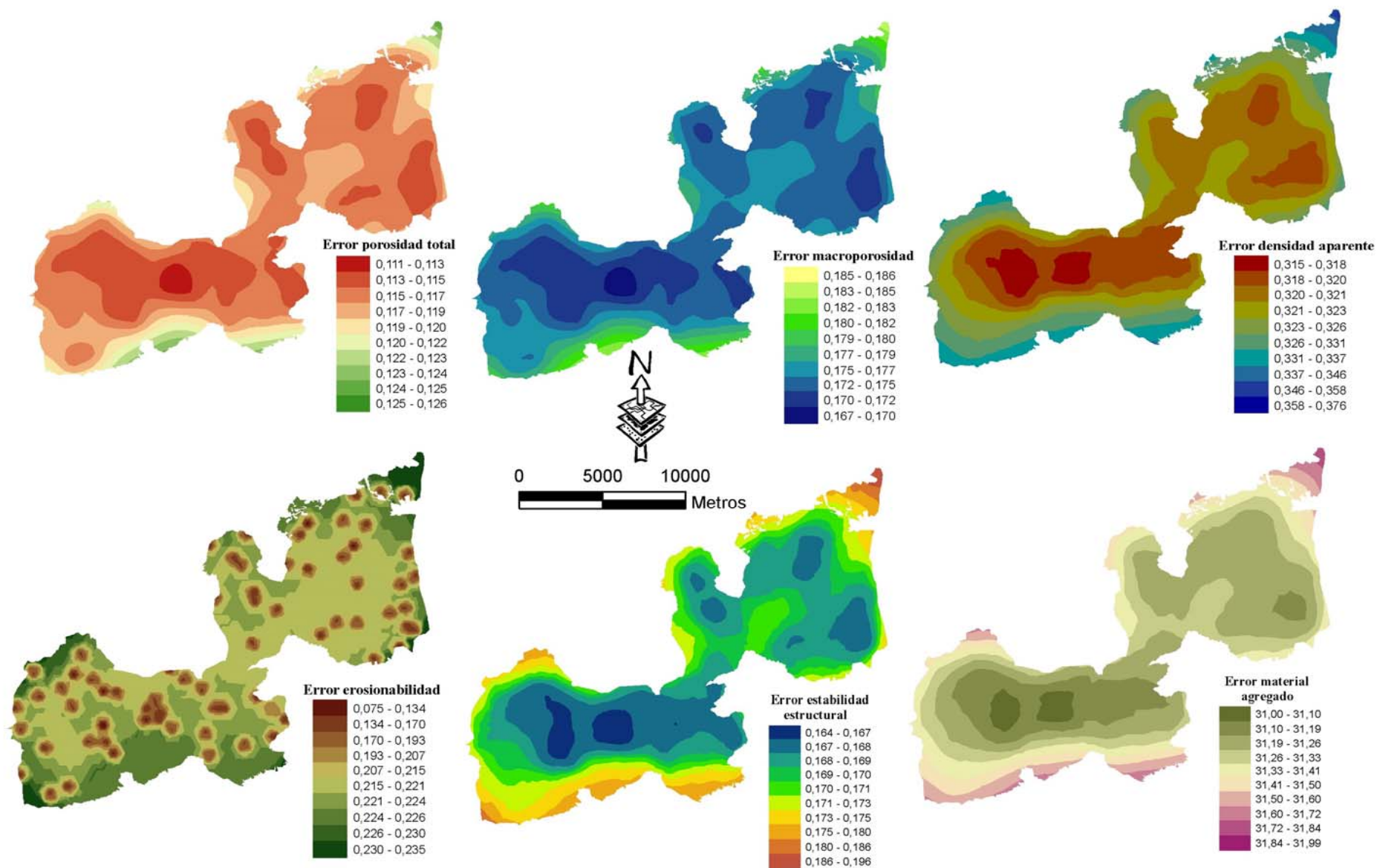


Figura IV.6.4.17. Mapa de error estándar de predicción de la distribución espacial de las variables porosidad total, macroporosidad, densidad aparente, erosiónabilidad, índice de estabilidad estructural y porcentaje de material agregado.

IV.7. RELACIONES ENTRE VARIABLES

Para el estudio de las relaciones existentes entre variables se ha empleado análisis de correlación de Pearson, análisis factorial de componentes principales y análisis de regresión, utilizándose las muestras de capa arable y los perfiles ponderados a los 30 centímetros superficiales (Ver capítulo III.2.8). Las variables empleadas han sido: Carbono orgánico, nitrógeno, textura, hierro, CaCO_3 , pH en H_2O y KCl, CEC, pF a 33 kPa y a 1500 kPa, porosidad total, macroporosidad, densidad aparente, reserva de agua, erodibilidad, índice de estabilidad estructural, material agregado, altitud, pendiente, curvatura transversal a la pendiente, curvatura longitudinal a la pendiente, distancia a los cauces, índice de transporte potencial de sedimentos (LSF), Wetness index (W), y radiación solar directa y global en el solsticio de invierno. Debido al elevado número de variables estudiadas y para una exposición más clara de los resultados, la matriz de correlación se ha dividido en dos tablas, exponiendo de forma separada las correlaciones entre variables edáficas y entre variables topográficas y edáficas.

IV.7.1. Relaciones entre las propiedades físicas y químicas de los suelos

La Tabla IV.7.1 recoge los resultados obtenidos para el análisis de correlación de Pearson entre variables edáficas. En primer lugar, se aprecia la existencia de gran número de correlaciones significativas entre las variables edáficas. Las variables carbono orgánico, nitrógeno y capacidad de intercambio catiónico son las que presentan índices de correlación más elevados. Así, la materia orgánica presenta correlaciones superiores a 0.8 con el nitrógeno, porosidad total, macroporosidad, densidad aparente, erodibilidad, pF a 33 kPa y pF a 1500 kPa (Tabla IV.7.1). Estas correlaciones expresan el hecho de que la materia orgánica favorece la formación y estabilización de la estructura del suelo, mejorando la aireación y la estabilidad de los agregados, de forma que al aumentar el contenido en carbono orgánico aumenta la porosidad total y la porosidad de transmisión (macroporosidad), aumentando la infiltración y disminuyendo el riesgo de erosión hídrica del suelo. Asimismo, al aumentar la proporción de materia orgánica disminuye la densidad aparente, debido fundamentalmente al aumento de la porosidad del suelo. Esto confirma el papel fundamental que la materia orgánica desempeña en el mantenimiento y mejora de las propiedades físicas, químicas y biológicas en los ecosistemas mediterráneos (Stevenson, 1994, 1986; Sánchez-Marañón, 2002).

La materia orgánica presenta asimismo correlación negativa con el pH medido en agua, pH en KCl ($r = -0.67$; $r = -0.54$), y el contenido de carbonato cálcico equivalente ($r = -0.42$), y positiva con la capacidad de intercambio catiónico ($r = -0.80$). Esto se explica por su capacidad para amortiguar los cambios de pH, así, a medida que aumenta el contenido de materia orgánica, disminuye el pH de los suelos estudiados, los cuales están desarrollados en todos los casos sobre materiales de carácter básico. También se incrementa la capacidad de intercambio catiónico, ya que la materia orgánica es el componente con mayor poder de fijación de iones en el suelo. La correlación negativa con el contenido de carbonato cálcico equivalente podría interpretarse como indicativa de evolución del suelo, ya que la erosión es menos intensa e impide el lavado de carbonatos en los horizontes superficiales, los cuales presumiblemente se acumularían en profundidad, como podemos observar en los análisis de los perfiles completos (perfiles 1, 3, 5, 6, 9, 10 y 15). La correlación negativa existente entre el contenido de

materia orgánica y la reserva de agua podría deberse al carácter hidrofóbico de la materia orgánica generada por la descomposición de las acículas de los pinos (los pinares son el tipo de vegetación mayoritario en la zona), que puede afectar a las propiedades de retención de agua del suelo (Doerr, 1987; Walter, 2002).

Los contenidos de arcilla, nitrógeno e hierro libre presentan un patrón de correlaciones similar al de la materia orgánica. El aumento paralelo de estas variables es un signo indicativo de alteración y de evolución de los suelos.

El contenido de carbonato cálcico equivalente se relaciona positivamente con el contenido de arena, pH, densidad aparente, erosionabilidad y material agregado, y de forma negativa con el contenido de materia orgánica, nitrógeno, arcilla, hierro, porosidad total, macroporosidad, pF a 33 kPa y pF a 1500 kPa. Hay que hacer constar que en todos casos, los suelos estudiados son carbonatados. No obstante, los suelos con contenidos más altos de carbonatos, y de acuerdo con las relaciones anteriores, serían más esqueléticos y menos evolucionados, con menores contenidos de materia orgánica, menor porosidad y mayor densidad aparente, siendo por tanto más susceptibles a la erosión, al disminuir la infiltración y favorecerse la escorrentía superficial. Ello implica disminución de las fracciones finas por erosión y el aumento del contenido de arenas. Al disminuir el contenido en arcillas y materia orgánica, también disminuye la capacidad de intercambio catiónico y la retención de agua. La relación positiva con el pH se explica por el carácter básico del carbonato cálcico que presenta un pH de hidrólisis teórico de 8.2.

El patrón de correlaciones observado para el pH del suelo está relacionado de una forma directa o indirecta con las relaciones que presenta esta variable con el contenido de materia orgánica y de carbonatos, comentadas anteriormente. Las correlaciones observadas entre pF a 33 kPa, pF a 1500 kPa, porosidad total, macroporosidad, densidad aparente, erosionabilidad, retención de agua y estabilidad estructural del suelo se adaptan también a los comentarios realizados con anterioridad.

Se ha observado la existencia de una correlación positiva entre el porcentaje de material agregado y el contenido de arena y carbonatos, y negativa con el contenido en arcilla e hierro. Boix-Fayos et al. (2001) encontraron que los agregados con tamaños comprendidos entre 2-0.105 mm se relacionan positivamente con la arena fina y muy fina, mientras que los agregados con tamaños inferiores a 0.105 mm se relacionan positivamente con el contenido de arcilla y materia orgánica. Hay que tener en cuenta que el método experimental que hemos empleado para la determinación del porcentaje de material agregado, ha sido mediante tamizado en húmedo con un tamiz de 0,250 mm (tamaños de material agregado entre 2 y 0.250 mm; ver capítulo III.2.7.2). Así pues, las relaciones encontradas en nuestro caso se adaptan bien a lo descrito en la bibliografía, de tal forma que el material agregado, de acuerdo con el método empleado, estaría constituido por agregados con tamaños comprendidos entre 2 y 0,250 mm formados principalmente por partículas de arena cementadas por carbonato cálcico. Estos extremos han sido confirmados directamente mediante el estudio de la ultramicrofábrica de las muestras mediante SEM-EDX, (Capítulo III.2.7.1) encontrando en las muestras correspondientes a los perfiles 2, 5 y 8 (suelos bajo matorral, cultivo y pinar reciente), donde los agregados están formados mayoritariamente por la unión de granos de esqueleto, siendo el carbonato cálcico el principal agente cementante. Además, como se ha comentado anteriormente, en los suelos estudiados, aquellos con mayor contenido en

arena, presentan también elevados porcentajes de carbonatos y bajo contenido de materia orgánica. El porcentaje de material agregado también se relaciona negativamente con la retención de agua y positivamente con la estabilidad estructural (Tabla IV.7.1).

IV.7.2. Relaciones entre las propiedades físicas y químicas y las características topográficas de los suelos

En términos generales, se aprecia que las variables topográficas presentan menor número de correlaciones significativas con el resto de las variables estudiadas. Esto puede deberse a que su efecto sobre las variables edáficas es complejo y puede estar influenciado por múltiples factores (Uset and Borroto, 2001; Miralles, 2002). Podemos destacar la correlación positiva entre la altitud y los contenidos de materia orgánica y nitrógeno. Así, las zonas de mayor altitud presentan cantidades más elevadas de materia orgánica y nitrógeno, debido principalmente a la concentración en dichas zonas de las principales zonas boscosas del Parque Natural de Sierra María- Los Vélez, al aumento de precipitaciones y a las bajas temperaturas que frenan la mineralización de la materia orgánica (Tabla IV.7.2). El aumento de materia orgánica con la altitud implica una mayor capacidad de intercambio catiónico ($r= 0.42$, $p<0.001$), mayor retención de agua en el suelo a 1500 kPa ($r= 0.32$, $p<0.01$), y mayor estabilidad estructural (Tabla IV.7.2). Esto favorece la infiltración de agua y disminuye la erosionabilidad ($r= 0.40$, $p<0.001$). La correlación inversa entre altitud, carbonato cálcico equivalente y pH (Tabla IV.7.2) se debe a que a menores altitudes se localizan preferentemente los suelos más degradados, cultivados y desforestados, con menores porcentajes de materia orgánica y mayores cantidades de CaCO_3 . A su vez, el clima presenta una clara gradación altitudinal, aumentando las precipitaciones con la altitud, lo que implica lavado de carbonatos y bases de cambio, y la consecuente disminución del pH. La relación inversa entre altitud y reserva de agua ($r= -0.26$, $p<0.05$), se puede explicar por los fenómenos de hidrofobicidad producidos por la mayor cantidad de materia orgánica a elevadas altitudes y el tipo de materia orgánica, procedente de la descomposición de las acículas de los pinos.

En cuanto a las relaciones entre la pendiente y el resto de variables edáficas hay que destacar que los mayores valores de carbono orgánico, nitrógeno, CEC, estabilidad de los agregados y porcentaje de material agregado aparecen en zonas de elevada pendiente (Tabla IV.7.2), que generalmente se encuentran a mayores altitudes, y donde existe mayor densidad de cobertura vegetal. En general, las zonas con menores pendientes y altitud han sido roturadas y cultivadas, degradándose sus propiedades originales. A pesar de las elevadas pendientes, la mayor cobertura vegetal y cantidad de materia orgánica en los suelos, favorecen la infiltración, frenan la escorrentía superficial, y por tanto disminuyen la erosionabilidad de los suelos ($r= -0.29$, $p<0.02$).

Se observa la existencia de una correlación significativa entre la curvatura longitudinal a la pendiente y el contenido de carbono orgánico, nitrógeno y pF a 33 kPa (Tabla IV.7.2), de tal forma que cuanto más cóncavo es el punto en dirección longitudinal a la pendiente, mayores son los contenidos de dichas variables. De esta forma, en la zona de estudio los puntos más estables desde el punto de vista geomorfológico son las áreas cóncavas, en dichas zonas se encontrarían los suelos más evolucionados, con mayores contenidos en carbono orgánico y nitrógeno (Walter, 2002).

	C.O.	N	Arena	Arcilla	Limo	Fe	CaCO ₃	pH H ₂ O	pH kCl	CEC	pF 33	pF 1500	P. T.	Mp.	Da	R.A.	Erod.	I.E.E.
N	0,902																	
Arena	-0,315‡	-0,314‡																
Arcilla	0,257*	0,207	-0,801															
Limo	0,110	0,187	-0,374	-0,255*														
Fe	0,129	0,117	-0,434	0,532	-0,123													
CaCO ₃	-0,423	-0,401	0,471	-0,598	0,165	-0,605												
pH H ₂ O	-0,675	-0,641	0,435	-0,510	0,088	-0,266*	0,565											
pH kCl	-0,542	-0,493	0,375	-0,576	0,288#	-0,384	0,685	0,827										
C.E.	-0,045	-0,034	-0,206	0,286#	-0,110	0,097	-0,010	-0,002	0,002									
CEC	0,801	0,735	-0,501	0,536	-0,022	0,435	-0,728	-0,752	-0,693									
pF 33	0,831	0,801	-0,430	0,354‡	0,146	0,174	-0,405	-0,613	-0,482	0,731								
pF 1500	0,894	0,849	-0,518	0,496	0,068	0,217	-0,600	-0,716	-0,655	0,849	0,784							
P. T.	0,803	0,634	-0,516	0,505	0,051	0,290#	-0,507	-0,666	-0,555	0,767	0,694	0,758						
Mp.	0,808	0,615	-0,240*	0,285#	-0,054	0,173	-0,396	-0,583	-0,472	0,676	0,623	0,692	0,939					
Da	-0,831	-0,667	0,455	-0,470	-0,006	-0,302#	0,527	0,731	0,599	-0,815	-0,706	-0,767	-0,976	-0,940				
R.A.	-0,372	-0,334	-0,047	-0,099	0,228	-0,174	0,141	0,500	0,400	-0,321‡	-0,294#	-0,308‡	-0,416	-0,529	0,489			
Erod.	-0,914	-0,826	0,277#	-0,356‡	0,105	-0,195	0,556	0,635	0,561	-0,834	-0,768	-0,862	-0,700	-0,692	0,746	0,313‡		
I.E.E.	0,403	0,334	-0,007	0,024	-0,025	0,150	-0,173	-0,442	-0,299#	0,423	0,277#	0,277#	0,359‡	0,363‡	-0,463	-0,328‡	-0,433	
M. Ag.	0,118	0,143	0,604	-0,545	-0,131	-0,319‡	0,396	-0,066	0,127	-0,067	-0,051	-0,144	-0,142	0,045	0,022	-0,324	-0,089	0,524

Tabla IV.7.1. Los valores sombreados representan las correlaciones significativas para $p < 0,001$, los valores con ‡ representan correlaciones significativas para $p < 0,01$, los valores con # representan correlaciones significativas para $p < 0,02$, y los valores con * representan correlaciones significativas para $p < 0,05$.

C.O.: Carbono orgánico; CEC: Capacidad de intercambio catiónico; P.T.: Porosidad total; Mp.: Macroporosidad; Da: Densidad aparente; R.A.: Reserva de agua; Erod: Erodibilidad; I.E.E.: Índice de estabilidad estructural; M. Ag.: Material agregado.

	Altura	Pendiente	Curv. transv.	Curv. longit.	Dist. cauces	LSF	W	Rad. directa	Rad. global
C. O.	0,357‡	0,272*	0,014	-0,243*	0,091	0,103	-0,196	-0,223	-0,212
N	0,436	0,252*	-0,010	-0,310‡	0,244*	0,065	-0,198	-0,179	-0,166
Arena	-0,034	-0,096	0,120	-0,140	-0,054	0,044	0,186	0,244*	0,246*
Arcilla	-0,030	-0,020	-0,084	0,161	0,057	-0,154	-0,139	-0,081	-0,087
Limo	0,102	0,186	-0,064	-0,023	0,000	0,167	-0,086	-0,268*	-0,263*
Fe	-0,003	-0,056	-0,143	0,246*	-0,034	-0,092	-0,115	-0,003	-0,001
CaCO ₃	-0,247*	0,038	0,083	-0,015	-0,001	0,173	0,161	0,049	0,040
pH H ₂ O	-0,449	-0,180	0,040	0,103	-0,261*	0,060	0,326‡	0,016	0,006
pH kCl	-0,351‡	-0,083	0,070	0,085	-0,212	0,039	0,190	-0,054	-0,059
C.E.	-0,080	-0,098	-0,061	0,055	-0,009	-0,117	-0,081	-0,044	-0,039
CEC	0,420	0,261*	0,016	-0,134	0,050	0,087	-0,217	-0,255*	-0,246*
pF 33	0,170	0,145	0,012	-0,245*	0,057	0,042	-0,207	-0,321‡	-0,310‡
pF 1500	0,325‡	0,150	-0,073	-0,214	0,111	-0,024	-0,118	-0,233	-0,221
P. T.	0,110	0,183	-0,002	-0,059	-0,047	-0,014	-0,262*	-0,223	-0,220
Mp.	0,106	0,138	0,043	-0,102	-0,069	-0,004	-0,195	-0,182	-0,176
Da	-0,201	-0,226	0,001	0,057	0,002	-0,028	0,269*	0,205	0,201
R.A.	-0,258*	-0,111	0,043	-0,048	-0,277#	-0,005	0,210	-0,018	-0,033
Erod.	-0,396	-0,285#	0,007	0,225	-0,075	-0,106	0,165	0,180	0,172
I.E.E.	0,357‡	0,449	-0,004	-0,044	0,097	0,358‡	-0,233	-0,080	-0,084
M. Ag.	0,332‡	0,240*	0,090	-0,108	0,113	0,264*	0,005	0,116	0,122

Tabla IV.7.2. Los valores sombreados representan las correlaciones significativas para $p < 0,001$, los valores con ‡ representan correlaciones significativas para $p < 0,01$, los valores con # representan correlaciones significativas para $p < 0,02$, y los valores con * representan correlaciones significativas para $p < 0,05$.

C.O.: Carbono orgánico; CEC: Capacidad de intercambio catiónico; P.T.: Porosidad total; Mp.: Macroporosidad; Da: Densidad aparente; R.A.: Reserva de agua; Erod: Erodibilidad; I.E.E.: Índice de estabilidad estructural; M. Ag.: Material agregado; Curv. transv.: Curvatura transversal a la pendiente; Curv. longit.: Curvatura longitudinal a la pendiente; Dist. cauces: Distancia a los cauces; LSF: Índice de transporte potencial de sedimentos (Length Slope Factor); W: Índice topográfico (Wetness index); Rad. directa: Radiación solar directa en el solsticio de invierno; Rad. global: Radiación solar global en el solsticio de invierno.

Existe una correlación significativa entre la radiación directa y global y los contenidos de arenas y limos (Tabla IV.7.2). De acuerdo con los correspondientes coeficientes de correlación, el aumento de radiación implica un aumento del contenido de arena y disminución del limo. Esto podría indicar que los suelos con mayor insolación presentan texturas más gruesas, que de acuerdo con el conjunto de correlaciones comentadas anteriormente, sería indicativo de una menor evolución del suelo. Estos suelos con menor grado de evolución y más degradados suelen presentar bajos contenidos de materia orgánica, y por tanto, menor capacidad de intercambio catiónico ($r = -0.26$, $p < 0.05$). A su vez, la evaporación causada por exposición directa de la superficie del suelo a la radiación incidente, explicaría la menor capacidad de retención de agua a una presión de 33 kPa (Lal, 1989).

Se observa asimismo que el índice W se correlaciona positivamente con la densidad aparente y negativamente con la porosidad total (Tabla IV.7.2), indicando la existencia de compactación en las zonas de acumulación de agua de escorrentía. La existencia de una correlación positiva significativa ($r = 0.33$, $p < 0.01$) entre el pH y el índice W podría ser indicativa de que las aguas de escorrentía superficial estarían saturadas en carbonatos, que podrían concentrarse en las zonas del relieve con tendencia a la acumulación de agua (mayores valores de W).

Se observa además que aquellos suelos próximos a los cauces acumulan mayor cantidad de nitrógeno, y presentan valores más bajos de reserva de agua y pH (Tabla IV.7.2). Por otro lado, de forma contraria a lo que cabría esperar, los suelos que presentan valores más elevados del índice LSF (índice de transporte potencial de sedimentos), poseen mayor estabilidad estructural y mayor porcentaje de material agregado (Tabla IV.7.2). Esto se podría explicar por el hecho ya comentado de que las zonas de bosque con suelos más evolucionados se sitúan en las posiciones topográficas más desfavorables, ya que las zonas de menores pendientes han sido desforestadas y cultivadas.

IV.7.3. Análisis factorial

Para simplificar y elucidar los patrones complejos de correlaciones existentes entre las variables, se ha empleado análisis factorial de componentes principales, que es una técnica estadística de análisis multivariante que permite reducir la complejidad de las relaciones entre un elevado número de variables, agrupándolas en torno a un reducido conjunto de factores, los cuales son combinación lineal de dichas variables (Johnson, 1992).

Las variables se han agrupado en tres factores principales que explican el 81.70% de la varianza de las muestras (Tabla IV.7.3). Se han seleccionado las variables con mayores comunales y que resultan en mayores porcentajes de varianza explicada por el modelo. Se han eliminado de la Matriz factorial los pesos de las variables que sean inferiores a 0.2500. El primer Factor se ha denominado “factor materia orgánica” y explica el 45.4 % de la variabilidad de las muestras, incluyendo nueve variables con elevado peso (>0.800 , Tabla IV.7.3) y tres con pesos menores. El contenido de carbono orgánico es la variable principal de este factor (peso 0.9526) relacionada de forma directa con el nitrógeno, arcilla, capacidad de intercambio catiónico, pF a 33 kPa, pF a 1500 kPa y porosidad total, y de forma inversa con el contenido de carbonato cálcico equivalente, arena, pH, densidad aparente y erodibilidad. Esto indica que la materia

orgánica es la variable con mayor influencia en las propiedades de los suelos de la zona de estudio, especialmente aquellas relacionadas con la calidad como son, nitrógeno, pH, capacidad de intercambio catiónico, porosidad, densidad aparente y erosionabilidad, cuyos pesos en este factor son superiores a 0.8000.

Tabla IV.7.3. Matriz factorial tras rotación Varimax (n =70).

	Factor 1 (45.4%)	Factor 2 (16.6%)	Factor 3 (13.7%)
Pendiente	-	0,4063	0,6133
LSF	-	0,4804	0,6753
Rad directa	-	-	-0,9137
Rad global	-	-	-0,9274
Carbono	0,9526	-	-
Nitrógeno	0,8420	-	-
Arena	-0,3006	0,8050	-0,2500
Arcilla	0,3505	-0,7994	-
Hierro	-	-0,5972	-
CaCO₃	-0,5704	0,5933	-
pH en agua	-0,8357	-	-
CEC	0,8789	-0,3000	-
pF 33 kPa	0,7983	-	-
pF 1500 kPa	0,8867	-0,2670	-
Porosidad Total	0,8344	-	-
Densidad aparente	-0,8794	-	-
Erodibilidad	-0,9323	-	-
Material agregado	-	0,8553	-
Varianza explicada	45,3953	16,5818	13,7236
Varianza acumulada	45,3953	61,9771	75,7007

El Factor 2, denominado “factor textural”, explica el 16.6% de la varianza de las muestras, e incluye siete variables edáficas y dos topográficas. Las variables de mayor peso (>0,6000) son el contenido de arena, arcilla, hierro, carbonato cálcico equivalente y porcentaje de material agregado, aunque también aparecen con menor peso las variables CEC, pF a 1500 kPa, índice LSF y pendiente. El contenido de arcilla se asocia directamente con el hierro libre, capacidad de intercambio catiónico, pF a 1500 kPa, índice LSF y pendiente, e inversamente con el contenido de arena, carbonato cálcico equivalente y porcentaje de material agregado. Estas relaciones estadísticas indican un efecto contrapuesto entre arena y arcilla; de forma que el contenido de arcilla e hierro libre son signos de alteración y evolución del suelo, mientras que la arena y los carbonatos son indicativos de poco desarrollo edáfico (los suelos están en todos los casos sobre materiales carbonatados). Así, los suelos con mayor contenido de arena son menos desarrollados, y presentan un elevado porcentaje de material agregado cementado por CaCO₃. Por el contrario, en la zona de estudio, los suelos más desarrollados se encuentran a mayores altitudes y bajo pendientes pronunciadas donde, a pesar de que los procesos erosivos son importantes, la densa cobertura vegetal favorece la acumulación de materia orgánica, que permite a su vez una mayor capacidad de intercambio catiónico y un mayor desarrollo del suelo.

El Factor 3 se ha denominado “factor topográfico”, explica el 13.7 de la variabilidad de las muestras, e incluye cuatro variables topográficas (Radiación solar directa y global

en el solsticio de invierno, pendiente e índice LSF) y una edáfica (porcentaje de arenas). La radiación solar incidente parece ejercer un efecto notable sobre este factor, de forma que las zonas con mayor insolación, presentan suelos con menor grado de desarrollo, y por tanto, con mayor porcentaje de arena. La causa podría ser la falta de recursos hídricos, pues el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez se encuentra en una zona semiárida donde la humedad es el principal limitante del desarrollo vegetal e indirectamente de los suelos. Por el contrario, en la zona de estudio, los suelos forestales más evolucionados se encuentran principalmente en zonas de mayor altitud y con elevadas pendientes. Dichos suelos presentan mayor cantidad carbono orgánico y suelen ir acompañados de altos contenidos de arcilla.

La adscripción de las variables a cada factor se muestra gráficamente en la Figura 1, la cual representa las proyecciones en dos dimensiones de la Matriz Factorial que es de tridimensional en nuestro caso (tres factores). El nivel de adscripción a cada factor en esta figura se define por la distancia euclídea al correspondiente eje (factor). Asimismo, la proximidad entre variables es indicativa de un comportamiento similar (variables positivamente correlacionadas) y al contrario, variables del mismo factor en posiciones distantes indican comportamiento opuesto (variables negativamente correlacionadas). En primer lugar, se aprecia la existencia de varios grupos de variables claramente definidos y que presentarían un comportamiento similar (Figura IV.7.1, Factor 1 frente a Factor 2, el eje del Factor 3 estaría situado perpendicularmente a los otros dos). Así, la arcilla se asocia con el hierro; la arena con los carbonatos; el carbono con porosidad total, capacidad de intercambio catiónico, nitrógeno, pF a 33 kPa y pF a 1500 kPa; la densidad aparente con pH y erodibilidad; la radiación directa con la global y la pendiente con el índice LSF. Las variables topográficas y el porcentaje del material agregado se agrupan en el centro del diagrama. La materia orgánica, el pF a 1500 kPa y la erodibilidad, que son las variables de mayor peso del Factor 1, se sitúan muy próximas al eje correspondiente a dicho Factor (eje horizontal), y la arena y el porcentaje de material agregado al eje del Factor 2. Se observa asimismo, como hierro y arcilla se encuentran próximas al eje correspondiente al Factor 2 al que pertenecen (eje vertical), pero en posición opuesta a carbonatos y arena, lo que implica un efecto contrario a estos. Como ya se ha comentado, hierro y arcilla son signos de alteración mientras que arena y carbonatos lo son de escaso desarrollo. La figura IV.7.2 muestra la proyección del Factor 1 frente al Factor 3 (podría idealizarse como un corte transversal (según el eje Z) de la figura IV.7.1), se aprecia como las variables topográficas que en la anterior figura se encontraban próximas al centro del diagrama, se distribuyen realmente en la tercera dimensión, a lo largo del eje correspondiente al Factor 3 (eje Z). Se observa como el índice LSF y la pendiente se encuentran próximas al Factor 3, aunque en posiciones opuestas a la radiación global y directa, indicativo de alineación negativa entre ellas. Asimismo, el porcentaje de material agregado en esta proyección se encuentra próximo al Factor 3 y a la variable arena, de forma que realmente está en tres dimensiones. Los carbonatos están equidistantes de los ejes correspondientes a los factores 1 y 2 como se comprueba con los pesos similares que presentan en dichos factores (Tabla IV.7.3). Igual ocurre con la pendiente y el índice LSF para los factores 2 y 3, aunque presentan un peso algo superior en el factor 3 (menor distancia euclídea).

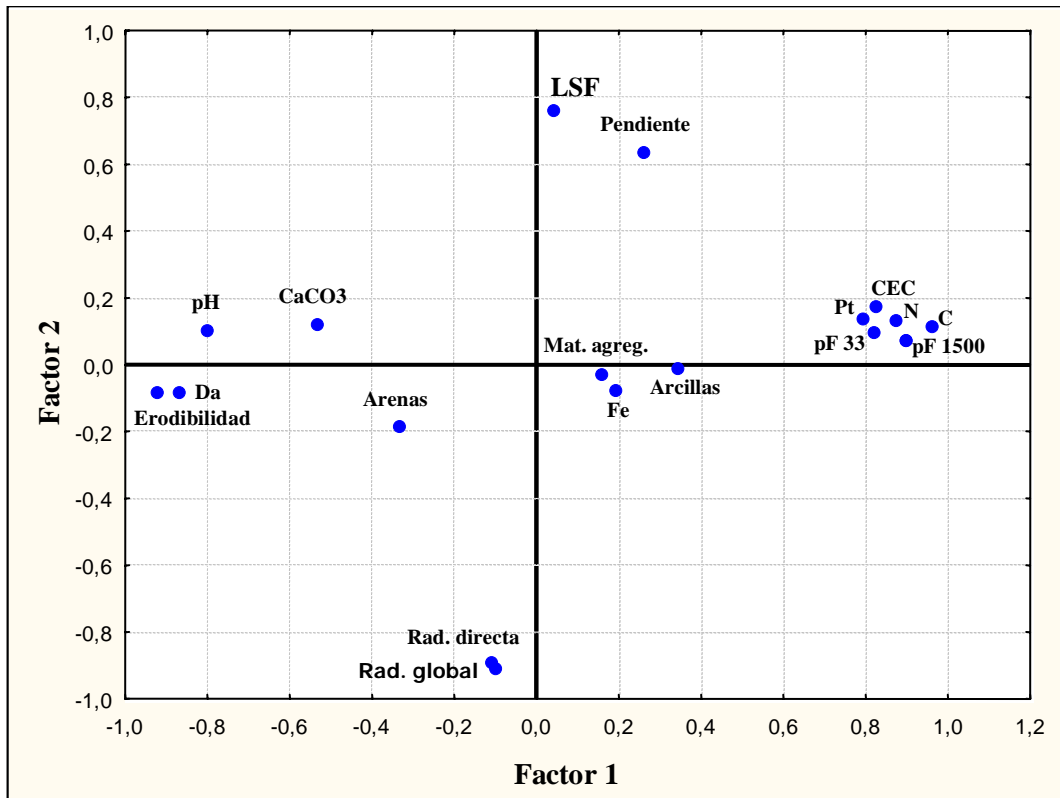


Figura IV.7.1. Proyección en dos dimensiones de la Matriz Factorial.

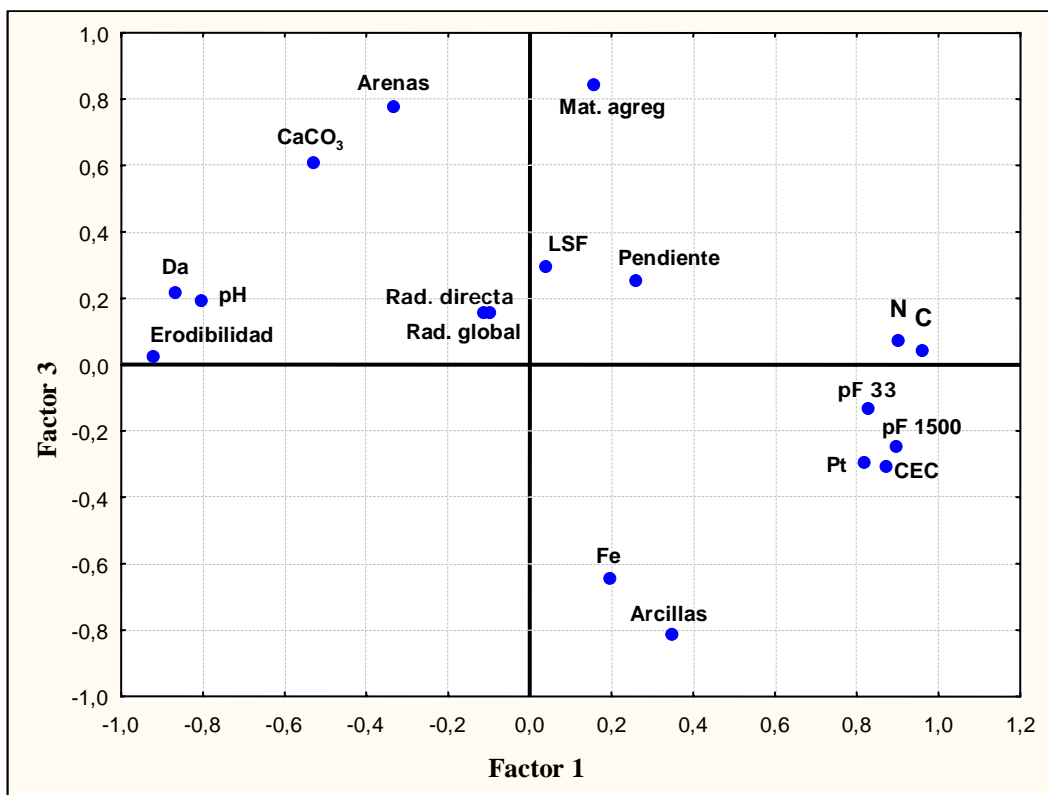


Figura IV.7.2. Proyección en dos dimensiones de la Matriz Factorial.

IV.7.4. Análisis de regresión

Las relaciones encontradas entre las variables, permiten realizar estimaciones de variables edáficas, incluyendo los indicadores de calidad del suelo, a partir del resto de las variables, mediante la obtención de funciones de pedotransferencia, utilizando modelos de regresión (Tabla IV.7.4). Se han desarrollado dos grupos de modelos, el primer grupo incluye los modelos para la estimación de variables edáficas a partir de otras variables edáficas y el segundo grupo incluye los modelos para la estimación de variables edáficas a partir de variables topográficas. La varianza explicada (R^2) por los modelos del primer grupo (modelos 1 al 11) es superior al 50% en todos los casos a excepción de la reserva de agua (modelo 5), siendo especialmente destacables la capacidad de intercambio catiónico, densidad aparente y pF 1500 kPa con coeficientes de determinación superiores al 80 % (modelos 2, 4 y 9). En general, el contenido de carbono orgánico, la arcilla y el contenido de carbonato cálcico equivalente son las variables independientes con mayor significación en los modelos estimados, apareciendo en la mayoría de ellos.

Los modelos del segundo grupo (modelos 12 al 20), estimados con variables topográficas, presentan unos coeficientes de determinación mucho más bajos, siendo en general la altitud, la variable independiente con mayor significación y la que aparece en el mayor número de modelos.

Tabla IV.7.4. Modelos de regresión y funciones de pedotransferencia (n= 70).

	MODELOS	F-Ratio	R ²	E.E.E.
Variables edáficas				
[1]	pHw = 8,7519 - 0,0591 C - 0,0082 ARCILLA	45,65	56,77	0,21
[2]	CEC = 21,3395 + 1,9950 C + 0,1197 ARCILLA - 0,1475 CaCO ₃	114,67	83,38	4,45
[3]	POROS T = 0,3475 + 0,0392 C + 0,0021 ARCILLA	118,82	77,86	0,05
[4]	Da = 1,5933 - 0,1139 C - 0,0038 ARCILLA	217,26	86,58	0,09
[5]	RA = -219,413 + 30,5475 pHw	30,80	32,834	14,69
[6]	MACROPOROSIDAD = 0,0155 + 0,0615 C	218,35	77,601	0,06
[7]	MICROPORSIDAD = 0,4584 - 0,0161 C - 0,0024 ARENA	47,65	57,84	0,03
[8]	ARCILLA = 60,1784 - 0,6359 ARENA - 0,1393 CaCO ₃	78,15	69,41	7,64
[9]	PF1500 = 7,1892 + 2,9865 C + 0,1841 ARCILLA - 0,0652 CaCO ₃	171,76	88,28	4,29
[10]	PF33 = 26,7025 + 2,5342 C - 0,1378 ARENA	85,79	71,38	5,75
[11]	FE = 4,66431 + 22,5951/CaCO ₃	72,60	52,38	4,15
Variables edáficas-Variables topográficas				
[12]	C = -20,2283 + 0,2740 slope - 166,434 curv_long - 0,0367 LSF - 0,0380*Radinvdir + 0,0366 Radinvglb	6,33	28,18	2,78
[13]	N = -0,2006 + 0,0004 ALTITUD + 0,0115 slope - 12,4078 curv_long - 0,0034 LSF - 0,0001 Radinvdir	8,43	35,33	0,19

[14]	$\text{pHw} = 8,76096 - 0,0008 \text{ ALTITUD} + 0,0021 \text{ LSF} + 0,0366 \text{ W}$	11,30	31,57	0,27
[15]	$\text{CEC} = -1,0072 + 0,0285 \text{ ALTITUD} + 0,4478 \text{ slope} - 0,1306 \text{ LSF} - 0,0047 \text{ Radinvglb}$	9,04	32,76	9,02
[16]	$\text{PF0,33} = -12,8011 - 734,086 \text{ curv_trans} - 960,051 \text{ curv_long} - 1,2998 \text{ W} - 0,1122 \text{ Radinvdir} + 0,1039 \text{ Radinvglb}$	8,72	36,89	8,39
[17]	$\text{PF1500} = -5,3657 + 0,0322 \text{ ALTITUD} - 1132,67 \text{ curv_trans} - 920,79 \text{ curv_long} - 0,0962 \text{ LSF} - 0,0094 \text{ Radinvdir}$	9,62	40,24	9,67
[18]	$\text{ESTAB} = 0,7432 + 0,0088 \text{ slope}$	28,64	31,25	0,11
[19]	$\text{MAGREG} = -68,4654 + 0,3874 \text{ LSF} - 0,2367 \text{ Radinvdir} + 0,2562 \text{ Radinvglb}$	8,18	24,88	22,91
[20]	$\text{CaCO}_3 = 96,9425 - 0,0540 \text{ ALTITUD} + 0,2856 \text{ LSF}$	9,39	20,52	24,38

⁴Las abreviaturas se explican en la Tabla 1. Todos los modelos fueron significativos con $P < 0.001$ excepto 2, 4 y 16 donde fueron significativos con $P < 0.01$.

R^2 : Coeficiente de determinación ajustado a los grados de libertad.

E.E.E.: Error estándar de la estimación.

F-ratio: Valor F del test de significación por análisis de la varianza de la regresión.

IV.8. ESTUDIO DE LA MATERIA ORGÁNICA

La materia orgánica ha sido considerada como un factor clave de calidad de los suelos, de hecho, Larson and Pierce (1991) sugirieron que la materia orgánica es el indicador más importante de calidad y productividad de los suelos, ya que influye de forma decisiva en la mayor parte de sus propiedades, incluidas aquellas que afectan directamente a su calidad, como la porosidad, erodibilidad, estabilidad estructural y población microbiana de los suelos. No obstante, y pese a la gran importancia de este indicador, existen pocos estudios profundos sobre las relaciones entre la composición y tipo de materia orgánica y la calidad del suelo. Es por ello por lo que hemos considerado importante en la presente tesis la realización de un apartado específico dedicado al estudio de la materia orgánica de los suelos, y su relación con otros indicadores de calidad y factores locales, tales como topografía, vegetación, clima, material original y actuación antrópica.

IV.8.1. Fracción humus del suelo

Se ha realizado un fraccionamiento cuantitativo de la materia orgánica a partir de muestras de los horizontes superficiales de ocho perfiles representativos, muestreados bajo diferentes usos del suelo, en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, para separar la materia orgánica libre (MOL), los ácidos húmicos (AH), los ácidos fúlvicos (AF) y AF extraídos con ácido fosfórico (AFP), del residuo correspondiente a la humina de insolubilización no extraíble (HNE). También se realizó un fraccionamiento cualitativo de la materia orgánica a los doce perfiles restantes muestreados en la zona de estudio, para cuantificar el contenido de materia orgánica libre y AH, así como para llevar a cabo la caracterización molecular de los AH.

En términos generales, el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, presenta los valores más altos de carbono orgánico total a un rango de altitudes intermedias (aproximadamente entre los 1400 y 1700 m), y tiende a disminuir por encima y por debajo de dicho límite (cita trabajo Galicia). Esta variación en el contenido de carbono orgánico de los suelos de la zona de estudio, puede deberse a los cambios en la cobertura vegetal que, a su vez, varía con la altitud y, consecuentemente, con el clima, e incluso con la actividad antrópica. De esta forma, se establecerían los cambios del contenido en carbono orgánico en función de los distintos pisos bioclimáticos: Mesomediterráneo, a una altitud inferior a 1400 m, en el que los suelos tienden a presentar valores muy bajos de C orgánico total (Tablas IV.8.1 y IV.8.2), como consecuencia de la influencia antrópica: roturación agrícola, pastoreo, graves procesos de erosión, etc (SM5, SM12, SM17 y SM18). Las zonas de matorral degradado (SM2 y SM7), y aquellas donde se han llevado a cabo recientemente algunas repoblaciones de *Pinus halepensis* (SM1, SM8 y SM13), también presentan bajos porcentajes de C orgánico, salvo aquellos lugares ubicados en la reserva del Parque, donde todavía permanecen algunos restos de vegetación natural, adaptados a suelos degradados y a la sequía, que se componen de restos de encinar y sabinar (SM6, SM14 y SM15), y algunos pinares relicticos de *Pinus halepensis* (SM19). En el piso Supramediterráneo, entre 1400-1750 m, donde se desarrollan grandes extensiones de pinar de repoblación (*Pinus halepensis*), y junto a ellas, en aquellas zonas donde la influencia antrópica es muy escasa, también se extienden gran parte de bosques esclerófilos de encina (*Quercus ilex*) y abundantes restos del pinar (*Pinus nigra*) y sabinar (SM3, SM9, SM10, SM11 y SM16), se encuentran los valores más elevados de carbono orgánico (Tablas IV.8.1 y IV.8.2). En los pisos Oromediterráneo (entre 1750 y 1800 m), donde imperan escasos bosques esclerófilos de encina, y algunos restos dispersos de pinar y sabinar, y en piso crioromediterráneo (> de 1800 m), en el que las bajas temperaturas solo

permiten el desarrollo de matorral natural cacuminal (SM 20), se encuentran los porcentajes más bajos de carbono orgánico.

En general, los porcentajes de MOL son bajos ($0,01 - 0,78 \text{ g C } 100 \text{ g suelo}^{-1}$) en todas las muestras analizadas. No obstante, los suelos que presentaron mayor porcentaje de C en forma de MOL fueron los encinares (SM3, SM14) y sabinares (SM15, SM11 Y SM16), seguidas de las muestras tomadas de bosques climácicos de pinos (SM9, SM10). Los suelos de cultivo, matorral y pinar de repoblación reciente, presentaron los contenidos más bajos de MOL, debiéndose estas diferencias principalmente, a la distinta velocidad con que se desarrollan los ciclos biogeoquímicos de cada ambiente geoclimático, así como al tipo de cubierta vegetal sobre la que se ha desarrollado cada suelo. De tal forma, los suelos de encinar, sabinar y pinar climácico presentan una vegetación leñosa acidificante, que aporta restos de lenta descomposición, y los suelos de matorral y cultivos poseen una vegetación herbácea que facilita los procesos de biodegradación de los restos vegetales. La muestra SM19, también bajo pinar climácico, presentó la mayor cantidad de MOL (0,78), aunque estos suelos presentaban un horizonte orgánico muy desarrollado, con acículas y restos vegetales apenas descompuestos.

Los AH y AF se asocian con las arcillas y los óxidos metálicos del suelo mediante enlaces estables, y son las fracciones mayoritarias en los suelos más evolucionados (Duchaufour, 1984). Los suelos con mayor contenido de AH y fúlvicos se muestrearon en pinares climácicos (SM19, SM9, SM10) y en encinar (SM3), seguidos de suelos bajo sabinar (SM15), matorral (SM2, SM20) y cultivos (SM5).

El elevado contenido en fracciones de humina de insolubilización no extraíble (HNE), suele considerarse indicador de suelos con humus muy evolucionado (Duchaufour, 1984), siendo mayor en suelos bajo pinar (SM19, SM9, SM10) y, encinar y sabinar (SM3, SM15).

La tabla IV.8.1 muestra la concentración de las diferentes formas de C orgánico (AH, AF y HNE), mientras que en la figura IV.8.1 los valores son calculados como porcentaje de C total, y las muestras fueron clasificadas en función de la altitud de los lugares muestreados. La tabla IV.8.2 muestra la concentración de C orgánico, MOL y AH en los horizontes en que se realizó un fraccionamiento cualitativo.

En general, la transformación, casi completa, de los residuos de las plantas tras su incorporación al suelo, esta determinada principalmente por los bajos porcentajes de materia orgánica libre, y no por el tipo de vegetación. Respecto a la fracción coloidal, el suelo presenta unos valores comparativamente más altos de AF, extraídos directamente del suelo a pH ácido, o separados del extracto húmico total a través de tratamientos alcalinos, como se observa en los valores inferiores a 1, obtenidos en la relación de los AH entre AF.

Los valores más elevados de AF que de AH, así como la cantidad relativamente alta de humina, podrían ser debidos a la retención física de las fracciones particuladas y al efecto de insolubilización de las fracciones solubles, característicos, ambos procesos, de sustratos calizos (Duchaufour, 1977).

Tabla IV.8.1. Distribución del carbono del suelo en sus distintas fracciones orgánicas.

	CO	MOL	EHT	AH	AFP	FA	HNE	HA/FA
	g kg ⁻¹	/ g C (100 g suelo) ⁻¹						
SM2	21,73	0,02	1,44	0,67	0,36	0,76	1,34	0,88
SM3	95,01	0,23	4,67	2,07	0,55	2,59	2,67	0,80
SM5	16,99	0,08	0,50	0,23	0,14	0,27	1,04	0,83
SM9	99,91	0,14	4,03	0,86	0,49	3,17	3,89	0,27
SM10	87,03	0,07	2,80	0,72	0,66	2,08	3,28	0,34
SM15	57,35	0,21	2,51	0,74	0,41	1,77	2,95	0,42
SM19	228,52	0,78	7,11	2,63	1,02	4,48	10,62	0,59
SM20	29,23	0,06	1,44	0,29	0,29	1,14	2,17	0,25

CO: carbono orgánico; MOL: materia orgánica libre; EHT: extracto húmico total; AH: ácidos húmicos; AFP: ácidos fúlvicos extraídos de H₃PO₄; AF: ácidos fúlvicos extraídos de NaOH; HNE: humina de insolubilización no extraíble; SM: perfil (SM2=perfil 2, SM3=perfil 3; SM5=perfil 5; SM9=perfil 9; SM10=perfil 10; SM15=perfil 15; SM19=perfil 19; SM20=perfil 20)

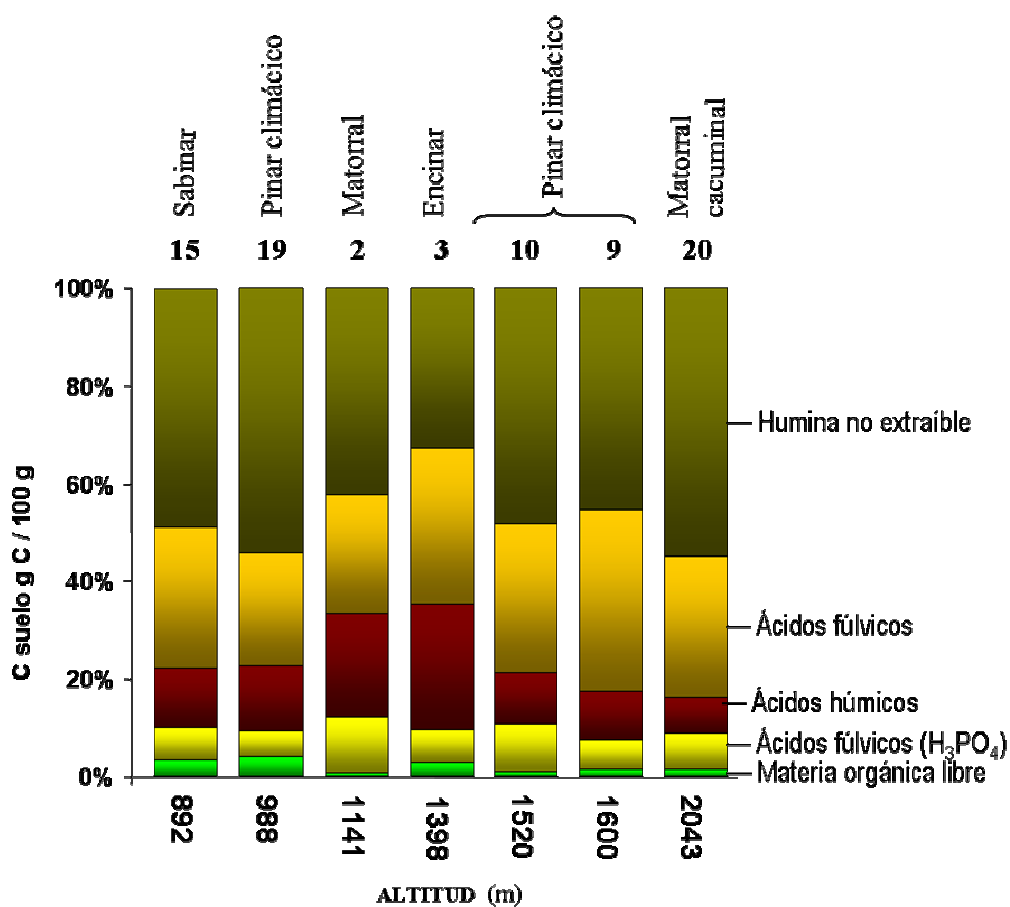


Figura IV.8.1. Distribución cuantitativa del C total del suelo en las diferentes fracciones de materia orgánica. Clasificación de las muestras según el gradiente altitudinal y los tipos de vegetación.

Tabla IV.8.2. Concentración de materia orgánica libre y ácidos húmicos en los horizontes superficiales de doce perfiles muestreados en la zona de estudio.

PERFILES	CO	MOL	AH
	g kg ⁻¹	/ g C (100 g suelo) ⁻¹	
SM1	27,10	0,03	0,78
SM4	36,63	0,21	2,39
SM6	37,73	0,02	1,75
SM7	15,48	0,27	0,76
SM8	15,44	0,03	0,69
SM11	125,64	0,70	9,59
SM12	8,12	0,01	0,44
SM13	22,24	0,01	0,44
SM14	58,88	0,22	1,20
SM16	61,92	0,07	0,14
SM17	27,39	0,04	0,88
SM18	6,88	0,02	0,52

CO: carbono orgánico; MOL: materia orgánica libre; AH: ácidos húmicos; SM: perfil

IV.8.2. Propiedades ópticas

IV.8.2.1. Estudios espectroscópicos

IV.8.2.1.1. Espectroscopía visible

Uno de los métodos no degradativos usados para la caracterización de las sustancias húmicas es la espectrofotometría en el rango de radiación ultravioleta (UV) y el de la región visible (Ganuza, 2002). El estudio de los AH mediante espectroscopía visible permite obtener información estructural sobre su grado de condensación y aromaticidad (Stevenson, 1982).

En la tabla IV.8.3 se muestran los valores de extinción específica a 465 nm (E_4) y 665 nm (E_6), la relación entre ambas (denominada E_4/E_6) y la intensidad de los valles a 570 y 620 nm en la segunda derivada del espectro.

Tabla IV.8.3 Parámetros espectroscópicos de ácidos húmicos en el rango visible.

AH	Densidad óptica. Valores en el rango visible			Intensidad de los picos en la segunda derivada*	
	E ₄	E ₆	E ₄ /E ₆	620 nm	570 nm
SM1	0,70	0,15	4,69	0,0020	0,0007
SM2	1,23	0,03	4,02	0,0024	0,0011
SM3	0,56	0,10	5,51	0,0016	0,0006
SM4	1,16	0,26	4,45	0,0027	0,0012
SM5	0,66	0,15	4,47	0,0018	0,0006
SM6	0,71	0,14	5,17	0,0019	0,0007
SM7	0,97	0,21	4,72	0,0018	0,0008
SM8	0,63	0,11	5,81	0,0021	0,0007
SM9	0,86	0,18	4,74	0,0020	0,0008
SM10	0,73	0,16	4,71	0,0019	0,0007
SM11	0,84	0,18	4,60	0,0020	0,0007
SM12	1,26	0,27	4,63	0,0020	0,0009
SM13	0,59	0,09	6,63	0,0018	0,0010
SM14	0,62	0,13	4,70	0,0009	0,0004
SM15	0,95	0,19	4,95	0,0021	0,0008
SM16	1,10	0,25	4,43	0,0019	0,0011
SM17	0,87	0,18	4,80	0,0021	0,0009
SM18	0,30	0,04	7,20	0,0013	0,0003
SM19	0,52	0,08	6,40	0,0015	0,0004
SM20	0,64	0,13	4,92	0,0028	0,0011

*unidades de absorción; E₄= extinción a 465 nm [0,2 mg C mL⁻¹]; E₆= extinción a 665 nm [0,2 mg C mL⁻¹]. Para obtener la segunda derivada de los espectros visibles de los AH (donde se midieron la intensidad de los valles a 620 y 570 nm) se utilizó una concentración de 0,1 mg C mL⁻¹. SM:perfil.

En la figura IV.8.2 se muestran los espectros visibles de los 20 AH estudiados. Son curvas de absorción monótonas, sin máximos ni mínimos marcados (excepcionalmente puede haber máximos poco marcados, especialmente en los AH que pueden contener algún tipo de cromóforo), donde la densidad óptica disminuye al aumentar la longitud de onda (Schnitzer, 1978).

El color de las sustancias húmicas procede de los denominados grupos cromóforos y de otros grupos denominados auxócromos potenciadores del color, muy relacionados con los radicales libres estables (RLE) con un alto grado de resonancia. Empíricamente, la intensidad del color se relaciona con la aromaticidad (Traina et al., 1990), aumentando con la madurez de las sustancias húmicas. En este sentido, la espectroscopía visible de los AH, presentó espectros prácticamente monótonos, aunque la extinción específica variaba entre 0.3 y 1.2 (E₄), y el rango de la relación E₄/E₆ variaba entre 4 y 7 (Tabla IV.8.3).

Kononova (1982) propuso que un valor elevado del cociente E₄/E₆, era indicativo de una alta proporción de estructuras alifáticas y un bajo grado de condensación aromática, y por el contrario, un valor bajo de la relación E₄/E₆ reflejaba un alto grado de aromaticidad. La

relación E_4/E_6 puede considerarse como un indicador de los procesos de humificación en relación con las condiciones ambientales, pues se relaciona negativamente con el tamaño, el peso molecular y el grado de asociación entre las moléculas de las sustancias húmicas (Chen et al., 1978; Anderson, 1979). Así, los valores relativamente altos de E_4/E_6 de las muestras SM18 (7,20), SM19 (6,40), SM13 (6,63), SM8 (5,81) y SM3 (5,51) indican tamaños de partícula pequeños, propios de los AF (la relación E_4/E_6 típica para un AF se encuentra comprendida entre 6 y 11,5, y para un AH es menor de 5), reflejando un menor grado de condensación inter- e intramolecular, y pesos moleculares inferiores al resto de las muestras que presentan valores de E_4/E_6 entre 4 y 5, con tamaños de partícula grandes, mas típicos de los AH (Stevenson, 1982; Clapp y Hayes, 1999; Leenheer, 1980).

La solución de AH presentó altas densidades ópticas durante su medida y, obedeciendo a la ley de Lambert-Beer's, las medidas fueron realizadas a partir de soluciones tres veces diluidas, en lugar de lo que requería la concentración estándar propuesta por Kononova (1961). Esto podría ser interpretado, desde un primer punto de vista, como la presencia de formas aromáticas dominantes en las macromoléculas de AH de las muestras, como consecuencia, probablemente, de las condiciones climáticas y la intensa actividad biogeoquímica en la zona de estudio.

La inspección detallada del espectro visible (Figura IV.8.2) sugirió algunos picos poco marcados en algunas de las muestras, que fueron claramente resueltos en la segunda derivada del espectro, mostrando algunos valles en la intensidad de las variables, por ejemplo a 465, 530, 570 y 620 nm. Este es un patrón típico de los pigmentos de suelos (fracciones Pg) citados por Kumada y Hurst (1967) como "AH verdes" y considerados como productos fúngicos que contienen pigmentos perelenquinónicos obtenidos durante la síntesis de melaninas derivadas de hidroxinaftaleno (Bell y Wheeler, 1986). Estos pigmentos tienden a concentrarse en las fracciones húmicas mas establemente asociadas a la fracción mineral del suelo, ligándose de forma irreversible a las arcillas y a los óxidos de hierro y aluminio (Almendros & Dorado, 1985).

La presencia de estos máximos espectroscópicos, no es general en todos los tipos de AH (Oyonarte et al., 1994; Almendros et al., 2005). De hecho, en los suelos de los diferentes ecosistemas españoles, solo se han encontrado en sitios concretos como ocurre en el Macizo de Ayllón, donde su abundancia parece estar relacionada con los estados más avanzados de degradación del suelo, de acuerdo con la presencia de micorrizas en ecosistemas de condiciones más desfavorables (Almendros et al., 1982b). También se han encontrado en hayedos del Puerto de la Quesera del Macizo Central (Almendros et al., 1982a), en ecosistemas montañosos de la Sierra de Urbasa en Navarra (Almendros et al., 1982a), Sierra de Gádor en Almería (Oyonarte, 1994), etc. La presencia de estos pigmentos se interpreta a menudo como un biomarcador subrogado, válido para identificar la actividad fúngica, que desempeña un papel apreciable en la acumulación de formas estables de C en los suelos. De hecho, estos pigmentos son muy reactivos, por lo que poseen, además, gran interés desde el punto de vista de la agregación y la formación de complejos organominerales, desempeñando un importante papel en las propiedades fisicoquímicas del suelo. Así, estas fracciones verdes de los AH obtenidas por cromatografía poseen una elevada capacidad de intercambio catiónico, bajo peso molecular, elevada resistencia a la degradación térmica y biológica, bajo contenido en N y menor contenido de constituyentes alifáticos (Kumada y Sato, 1980; Almendros et al., 1982b). Estas características hacen suponer que desempeñarán una función mejorante en los suelos, favoreciendo los procesos de agregación e intercambio catiónico en mayor medida que los AH de diferente origen (Kumada y Sato, 1967; Almendros et al., 1982ab; Almendros y Dorado, 1984; Oyonarte et al., 1994).

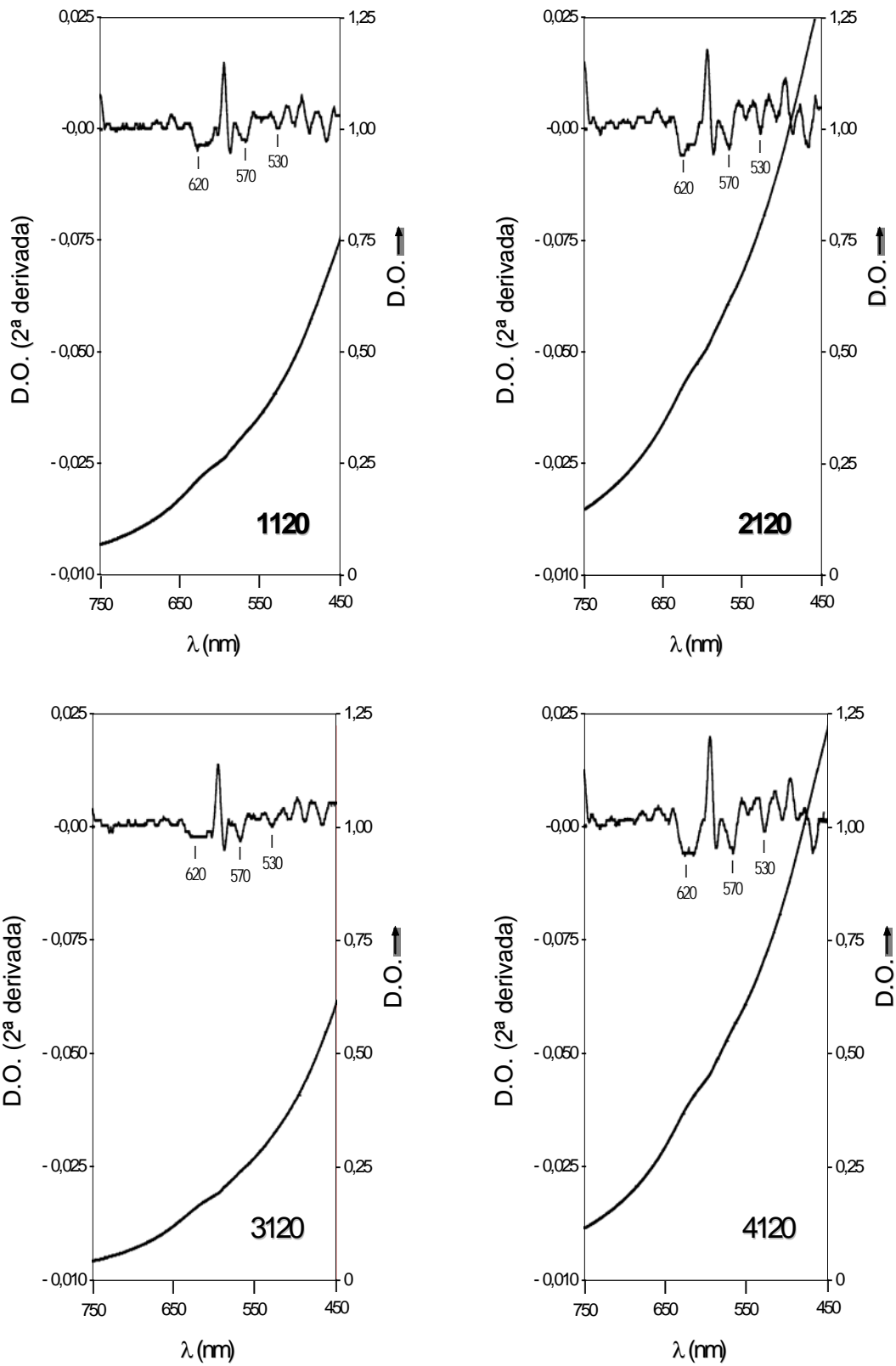


Figura IV.8.2. Segundas derivadas de los espectros visibles de los ácidos húmicos de las muestras estudiadas, a partir de las cuales puede medirse la intensidad de los máximos espectrales en el rango visible, relacionados con la presencia de pigmentos perilenquinónicos.

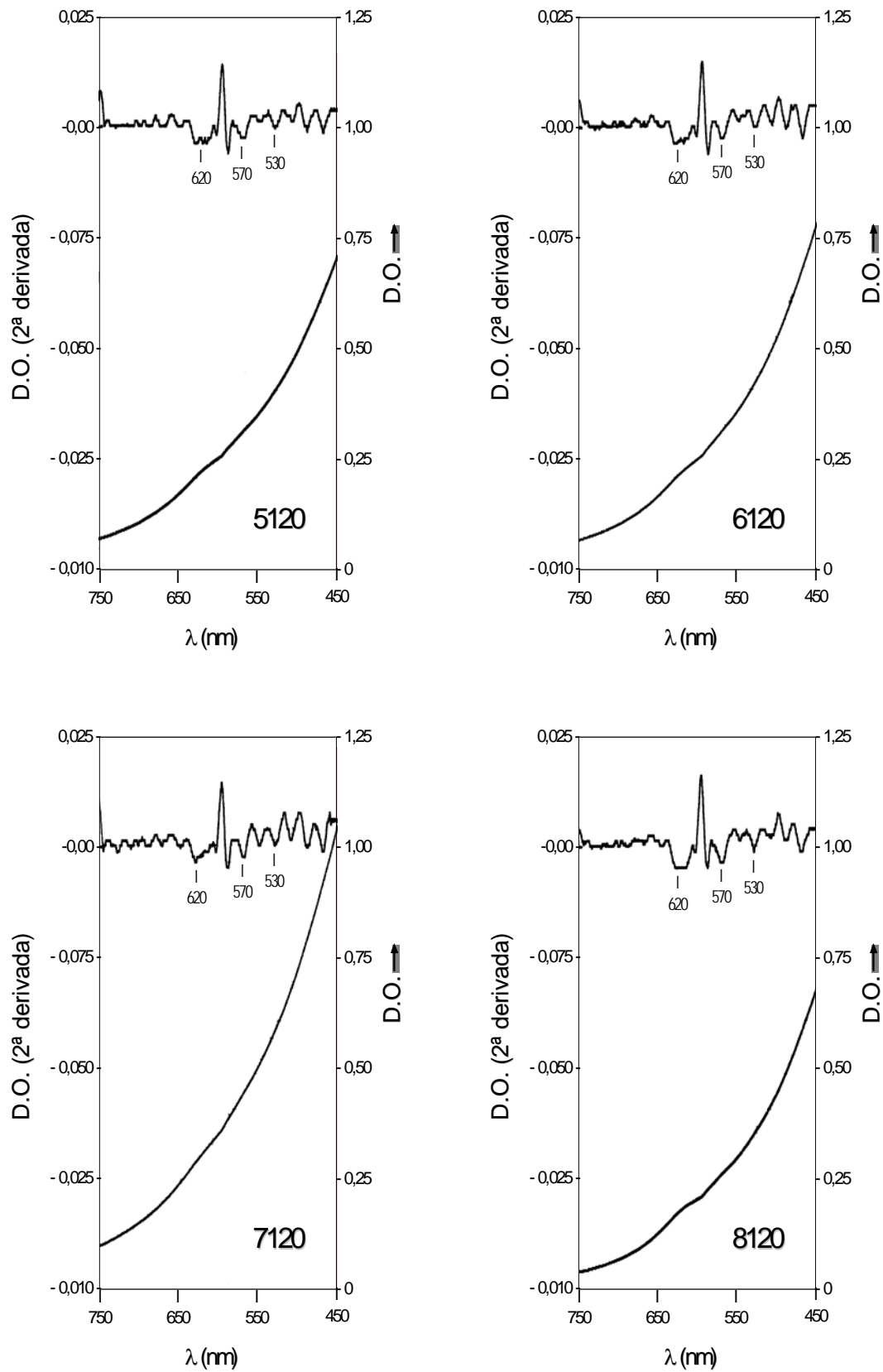


Figura IV.8.2. Segundas derivadas de los espectros visibles de los ácidos húmicos de las muestras estudiadas, a partir de las cuales puede medirse la intensidad de los máximos espectrales en el rango visible, relacionados con la presencia de pigmentos perilenquinónicos. *Continuación.*

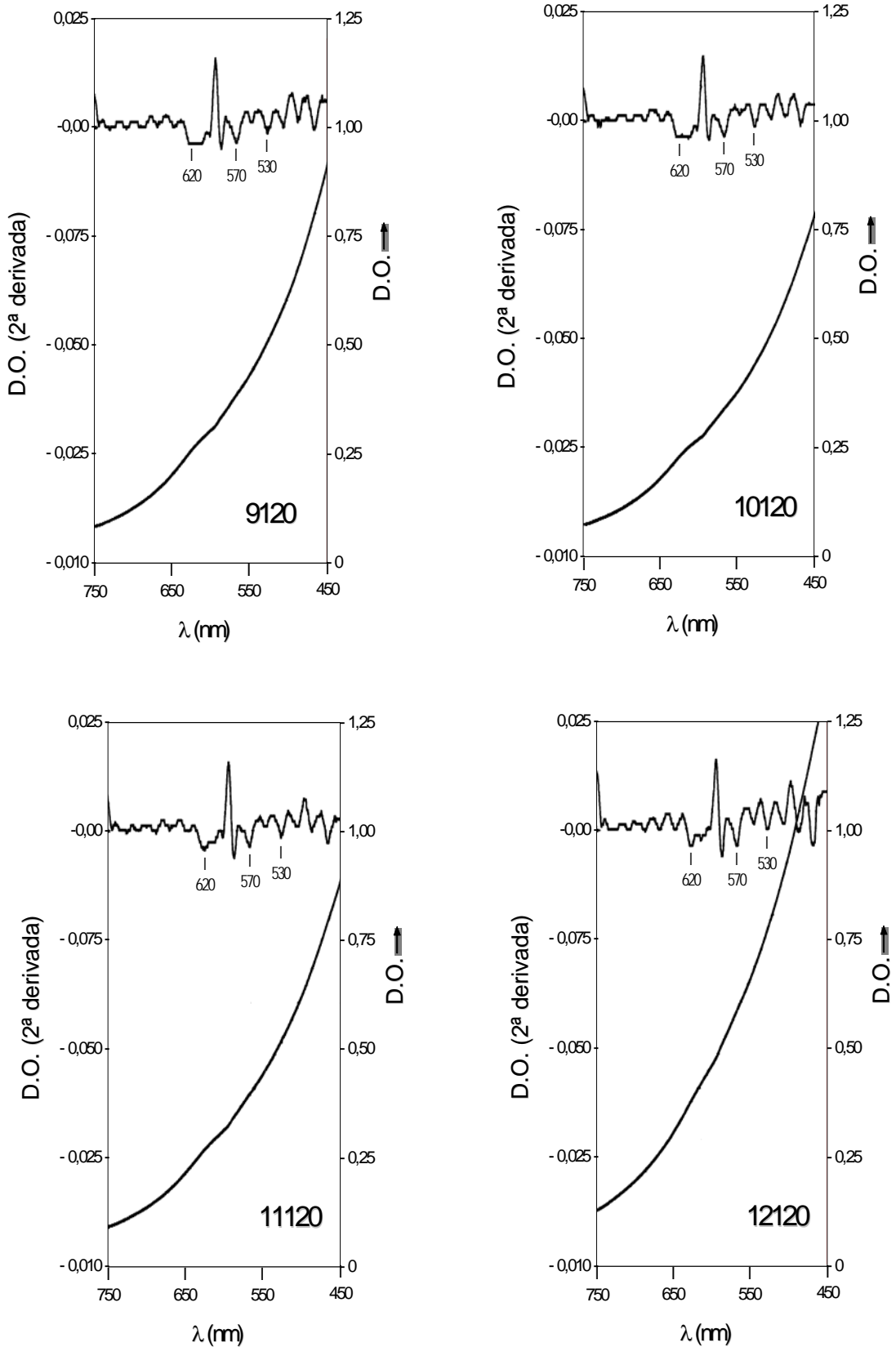


Figura IV.8.2. Segundas derivadas de los espectros visibles de los ácidos húmicos de las muestras estudiadas, a partir de las cuales puede medirse la intensidad de los máximos espectrales en el rango visible, relacionados con la presencia de pigmentos perilenquinónicos. *Continuación.*

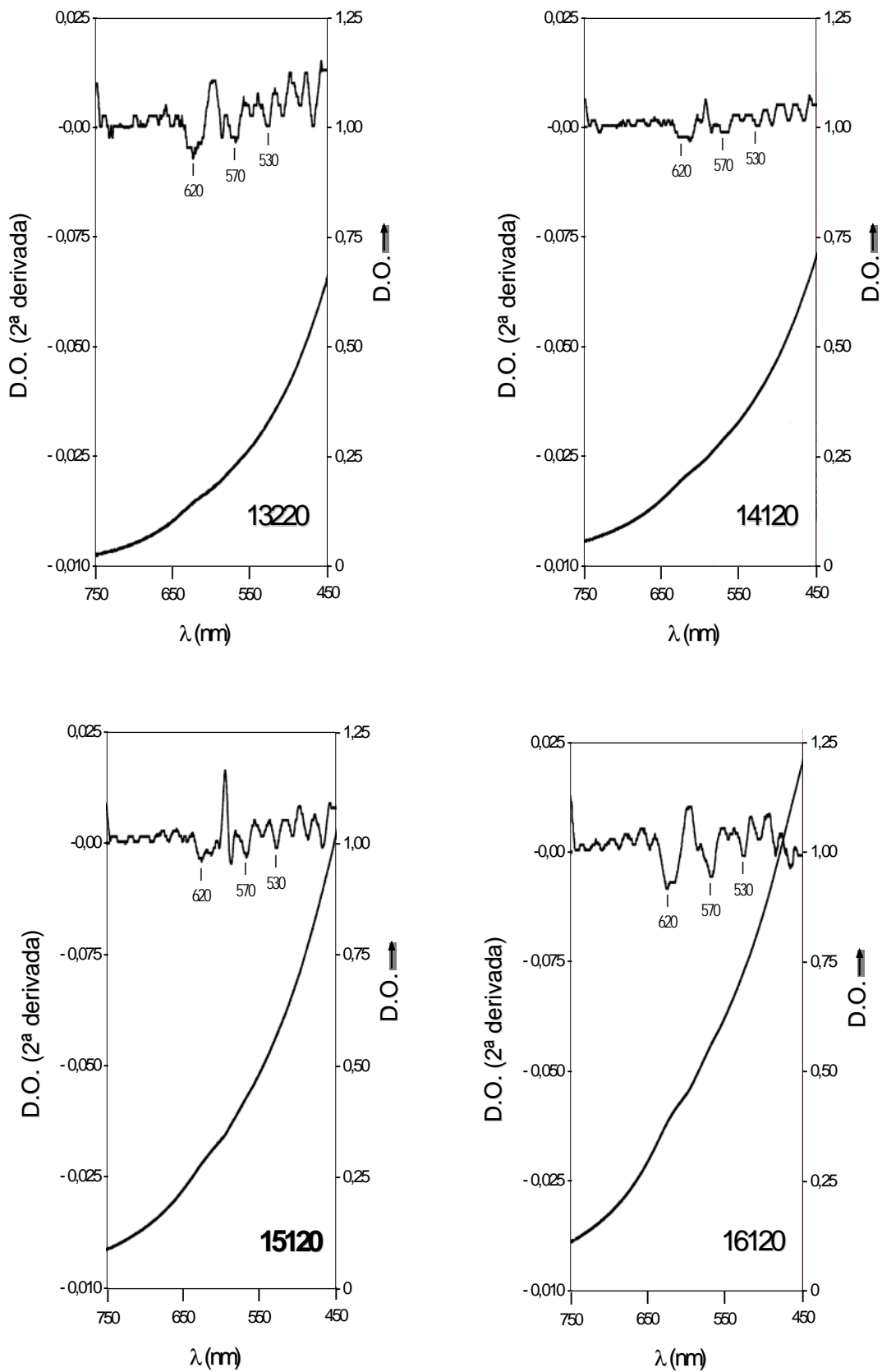


Figura IV.8.2. Segundas derivadas de los espectros visibles de los ácidos húmicos de las muestras estudiadas, a partir de las cuales puede medirse la intensidad de los máximos espectrales en el rango visible, relacionados con la presencia de pigmentos perilenquinónicos. *Continuación.*

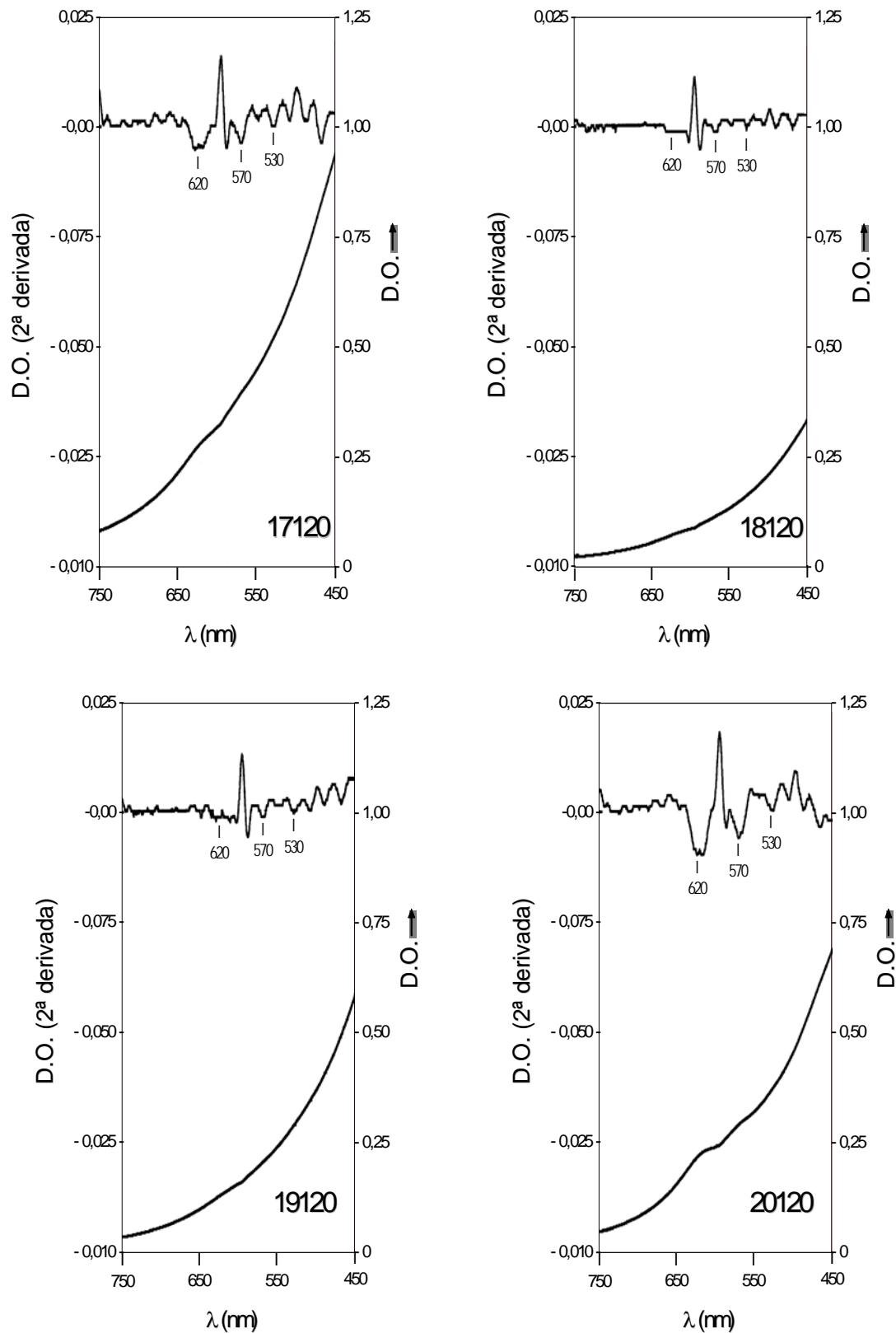


Figura IV.8.2. Segundas derivadas de los espectros visibles de los ácidos húmicos de las muestras estudiadas, a partir de las cuales puede medirse la intensidad de los máximos espectrales en el rango visible, relacionados con la presencia de pigmentos porfirínicos. *Continuación.*

IV.8.2.1.2. Espectroscopia infrarroja

La espectroscopía FT-IR permite la caracterización de los elementos estructurales químicos que componen los materiales húmicos de suelos y sedimentos (Stevenson, 1982; MacCarthy y Rice, 1985), y permite obtener información acerca de la naturaleza de los grupos funcionales, así como reconocer la presencia de restos de proteínas, ligninas, hidratos de carbono y material inorgánico.

La tabla IV.8.4 presenta las densidades ópticas de las diferentes bandas de los espectros de IR de las muestras de AH que son más significativas, y aquellas de resolución aumentada para la zona considerada “diagnóstica”, en ambos casos normalizada en intensidad en el máximo a 1620 cm^{-1} . En la “zona diagnóstica” ($2000\text{--}700\text{ cm}^{-1}$) se incluyen las bandas que aportan una información muy valiosa sobre la calidad y cantidad de diferencias estructurales de los AH. Para un óptimo reconocimiento de dichas bandas espectrales, se emplean los espectros de resolución aumentada (Figura IV.8.3). La figura IV.8.4 recoge los espectros IR completos originales.

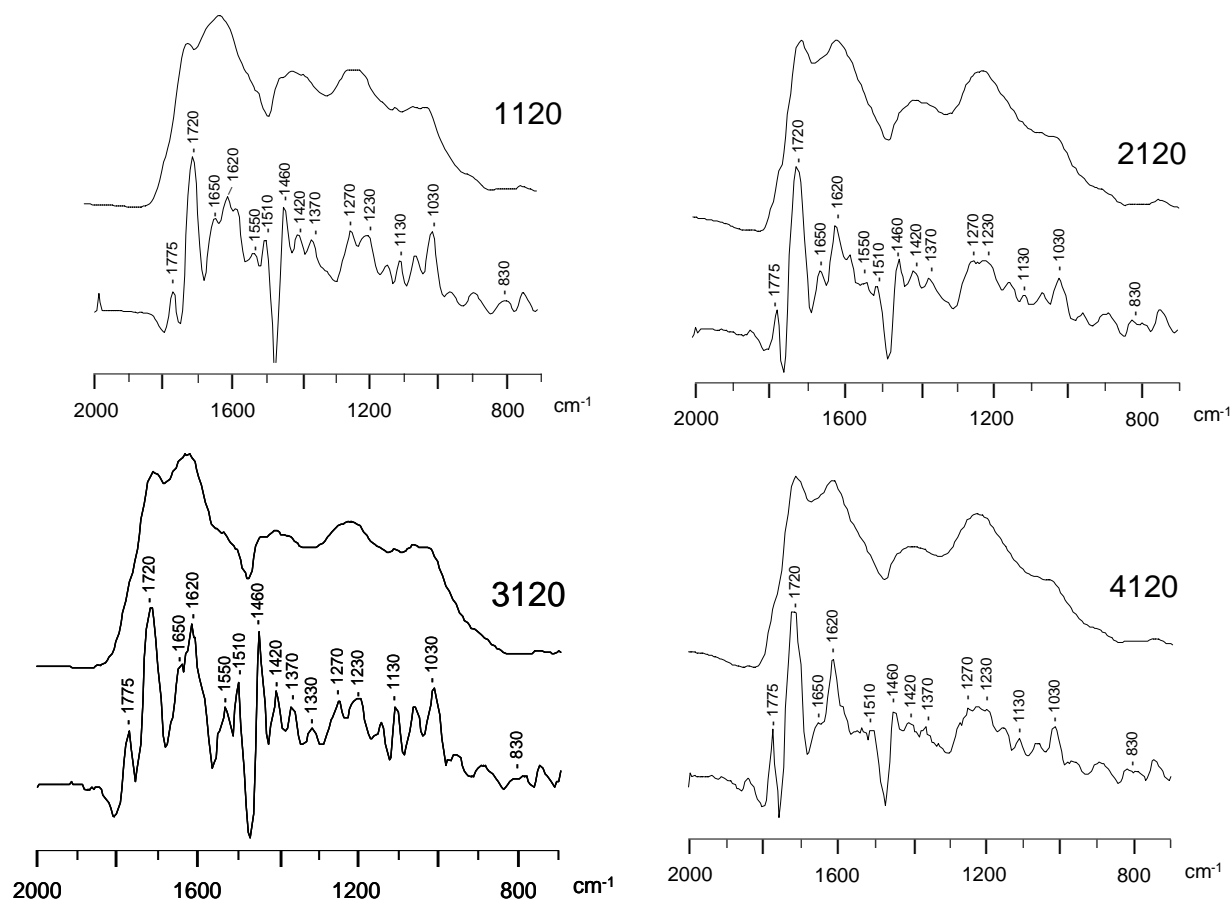


Figura IV.8.3. Espectros infrarrojos de resolución aumentada.

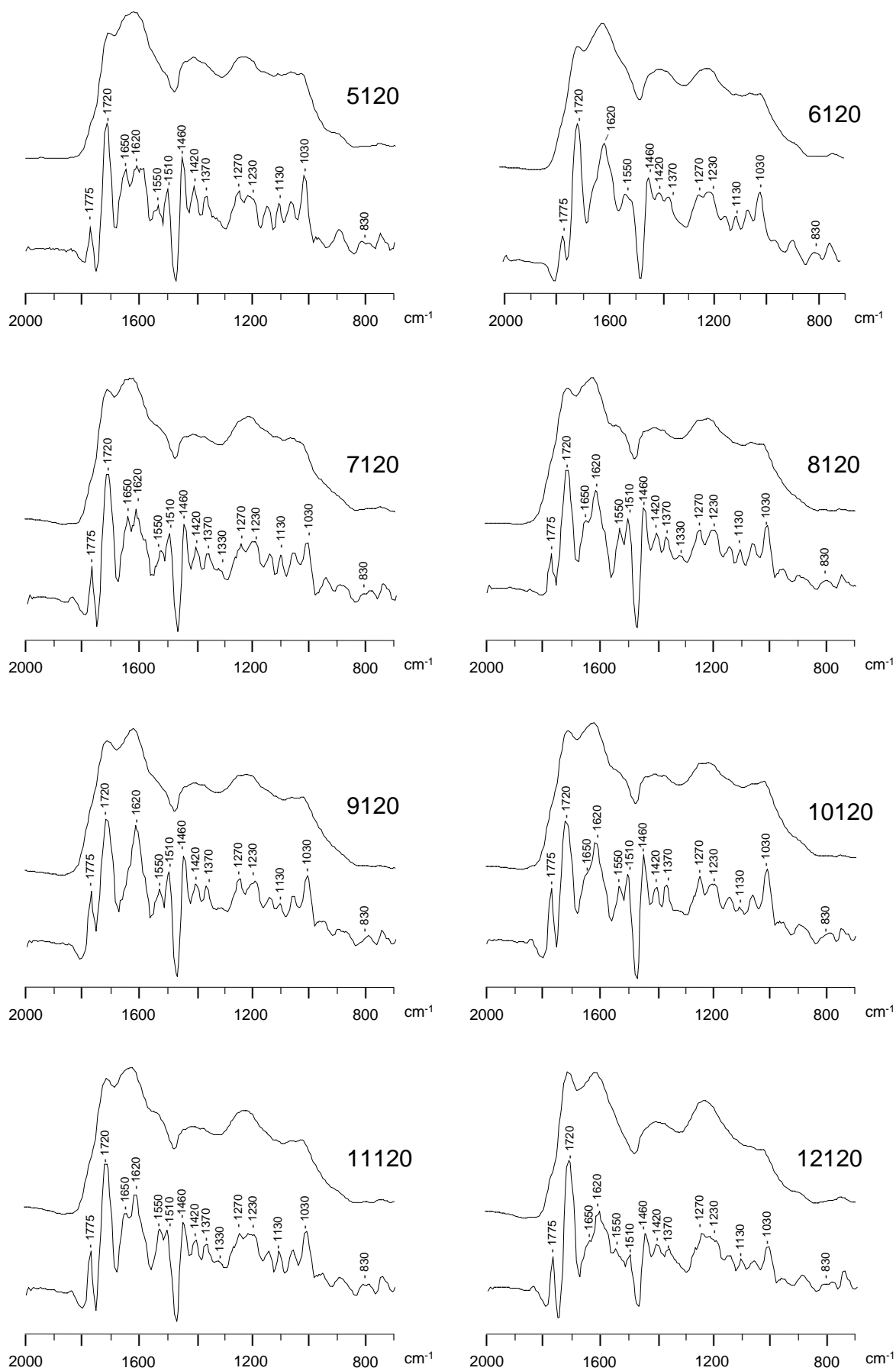


Figura IV.8.3. Espectros infrarrojos de resolución aumentada. *Continuación.*

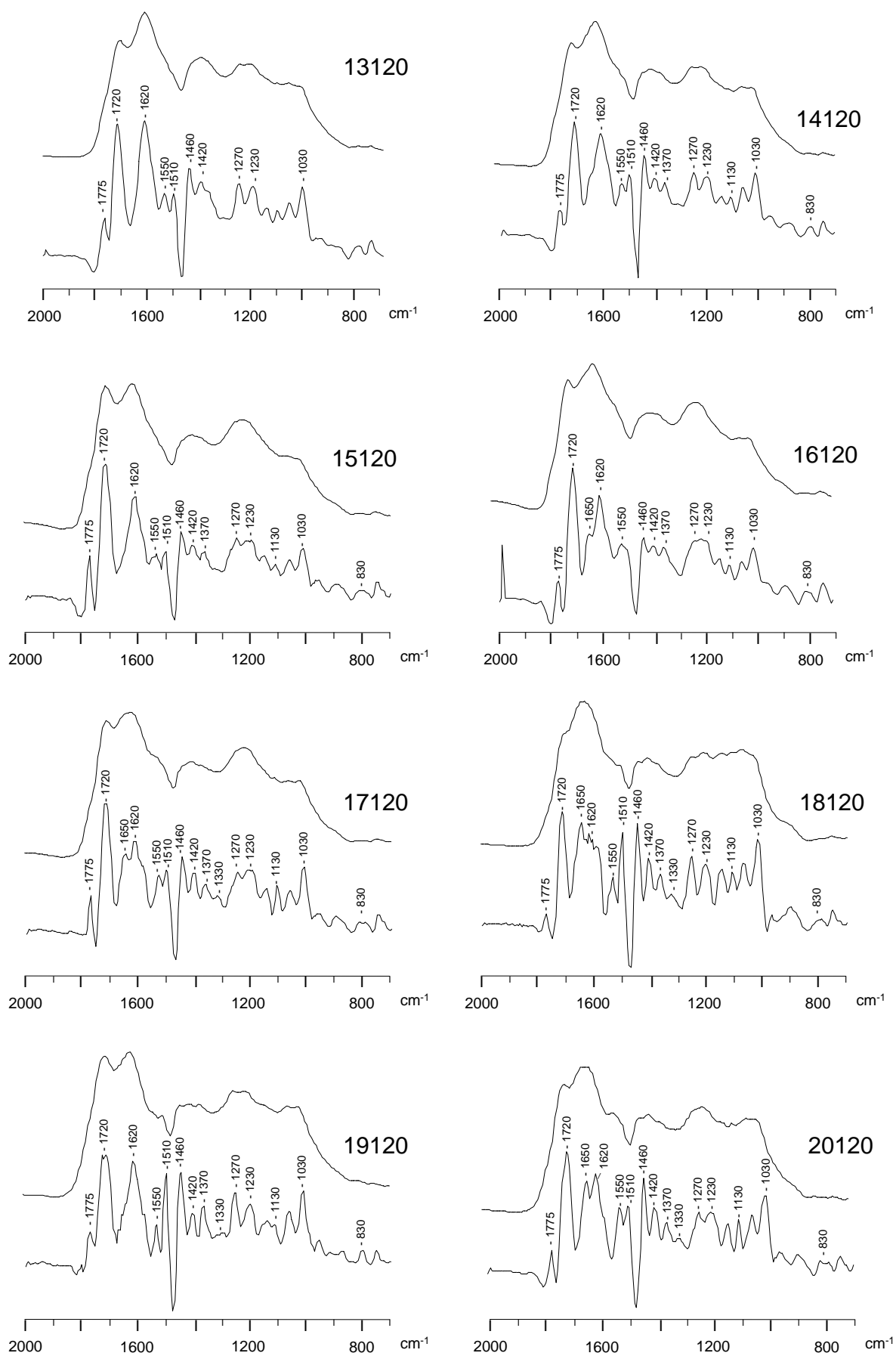


Figura IV.8.3. Espectros infrarrojos de resolución aumentada. *Continuación.*

La interpretación de las principales bandas de los espectros infrarrojos de sustancias húmicas y materiales lignocelulósicos están basadas, principalmente, en los trabajos de Farmer y Morrison (1960), Schnitzer y Khan (1972), Flaig et al. (1975), Hayes y Swift (1978), Stevenson (1982), Fengel y Wegener (1984), MacCarthy y Rice (1985): 3400 cm^{-1} (tensión O–H en carboxilos, fenoles y alcoholes), 2920 cm^{-1} (tensión C–H alifática), 1720 cm^{-1} (vibraciones C=O de ácidos carboxílicos no-conjugados y cetonas alifáticas), $1600\text{--}1650\text{ cm}^{-1}$ (C=C olefínico y aromático conjugado con grupos C=O), $1660\text{--}1630\text{ cm}^{-1}$ (tensión C=O en amidas), $1590\text{--}1517\text{ cm}^{-1}$ (flexión N–H en amidas), 1510 cm^{-1} (C=C aromático), $1470\text{--}1380\text{ cm}^{-1}$ (flexión C–H alifática), 1460 cm^{-1} (flexión asimétrica C–H en estructuras alquílicas y en OCH₃ de grupos siringil y guaiacil), $1435\text{--}1420\text{ cm}^{-1}$ (flexión ArO–CH₃ en grupos siringil y guaiacil), $1330\text{--}1325\text{ cm}^{-1}$ (vibración de anillos tipo siringil), 1270 cm^{-1} (tensión asimétrica C–O–C de éteres, vibración C–OCH₃ en estructuras de tipo guaiacil), 1230 cm^{-1} (tensión O–H en grupos carboxilo) y $1120\text{--}1000\text{ cm}^{-1}$ (tensión C–O en alcoholes).

En todos los espectros obtenidos para las diferentes muestras analizadas (Tabla IV.8.4), fueron muy evidentes las estructuras esqueléticas de los AH, tanto alquílicas (reflejadas por la intensidad medio alta de las bandas a 2920 , 1460 , 1370 y 1720 cm^{-1}) y arílicas (picos resueltos a vibración aromática a 1510 y 1620 cm^{-1}), que fueron también usadas para calcular la relación $2920/1510$ (C alifático/C aromático) como otro índice indicativo del grado de aromaticidad de los AH (Dupuis y Jambu, 1969). Así, las muestras con mayor relación $2920/1510$, y por tanto, con menor grado de aromaticidad, fueron las muestras recogidas bajo pinar antiguo (SM9, SM10, SM19) y bajo bosque climácico de encinas (SM3 y SM14).

Respecto a los grupos funcionales que contienen oxígeno, todos los espectros mostraron la banda a 3400 cm^{-1} para vibraciones de tensión O–H de grupos carboxílicos, hidroxilos, etc. También mostraron la banda de grupos carboxo, bien definida, a 1720 cm^{-1} , con valores mas elevados en muestras de suelos bajo matorral (SM2, SM7, SM8) y cultivo (SM5, SM17, SM18) y, en el espectro de resolución aumentada, los espectros presentaban una banda próxima a 1775 cm^{-1} que podría corresponder a oxígeno en ésteres o estructuras heterocíclicas. Algunos espectros mostraron bandas anchas de amidas (por ejemplo a 1660 , 1535 cm^{-1}), aunque la contribución de algunos grupos carboxílicos conjugados a anillos aromáticos podrían también ser considerados en el anterior.

La relación $1720/1510$ indica el carácter ácido de los AH debido al contenido en grupos COOH. Dicho carácter dota a los AH de propiedades favorables, relacionadas principalmente con el intercambio cationico (Aranda, 1998). En términos generales, las muestras que presentan mayor relación $1720/1510$ fueron aquellas bajo vegetación de pinar (SM4, SM9, SM10, SM19), aunque también presentó valores elevados alguna muestra sobre encinar (SM3), sabinar (SM15) y matorral (SM2). Los valores más bajos se obtuvieron en las muestras de suelos cultivados.

Un rasgo característico de los espectros infrarrojos de resolución aumentada, en las muestras analizadas, es el patrón de picos a 1510 , 1460 , 1420 , 1270 , 1230 y 1030 cm^{-1} , que coincide con lo que tradicionalmente descrito en las ligninas (Fengel y Wegener, 1984; Farmer y Morrison, 1960; Yonebayashi y Hattori, 1989). Este patrón indica, en aquellos suelos donde aparecen más definidas dichas bandas, que el origen de las sustancias húmicas procede, en cierta medida, de la alteración oxidativa de esta biomacromolécula. Dependiendo del tipo de vegetación varían los componentes básicos de las ligninas. Así, en las ligninas procedentes de gimnospermas predominan los constituyentes de tipo guaiacil (banda 1270 cm^{-1}), y en las de angiospermas hay una mezcla de unidades de tipo guaiacil y siringil (Fengel y Wegener, 1984).

En los espectros de resolución aumentada, aparece desdoblada la región con máximo centrado sobre 1000 cm^{-1} ; la absorción en esta región puede corresponder a grupos metoxilo (1030 cm^{-1}), además de algunos éteres y grupos alcohólicos. De hecho, en las muestras analizadas se observó que, en comparación con la mayoría de espectros IR de los AH, no había bandas de minerales de arcilla (produciendo también intensos picos a 1020 cm^{-1} y en el rango $700\text{--}300\text{ cm}^{-1}$).

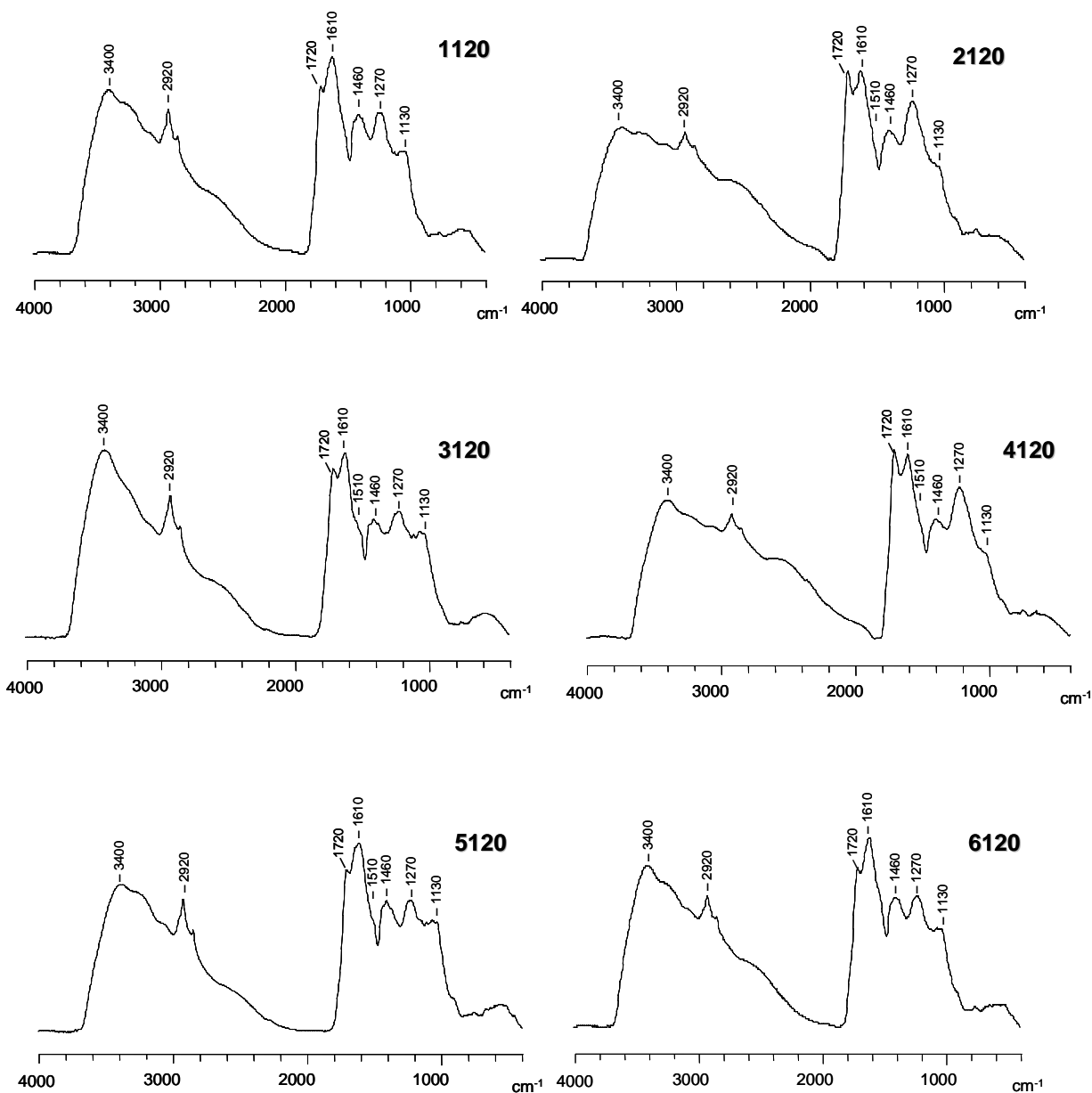
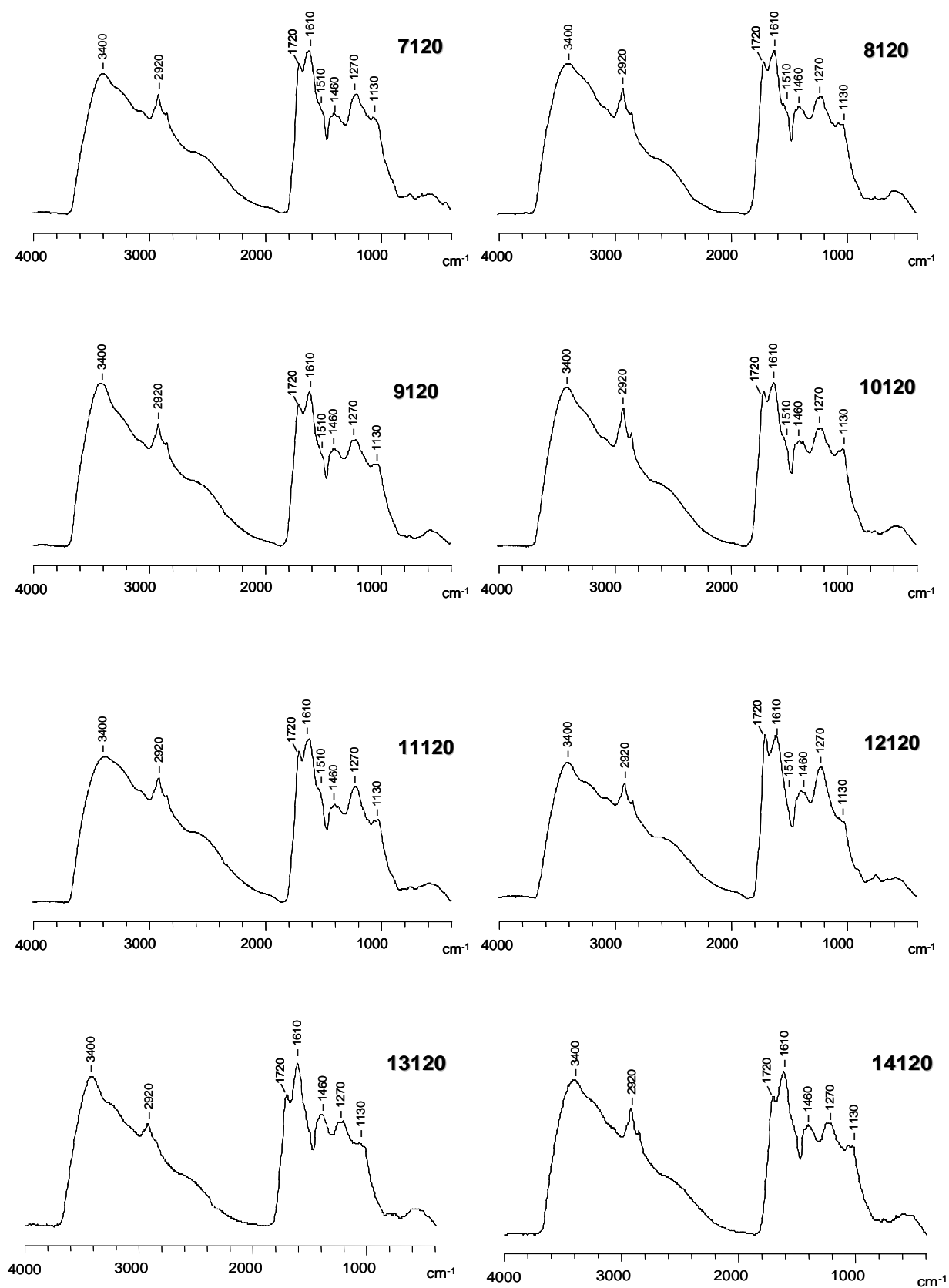


Figura IV.8.4. Espectros de IR completos originales.

Figura IV.8.4. Espectros de IR completos originales. *Continuación.*

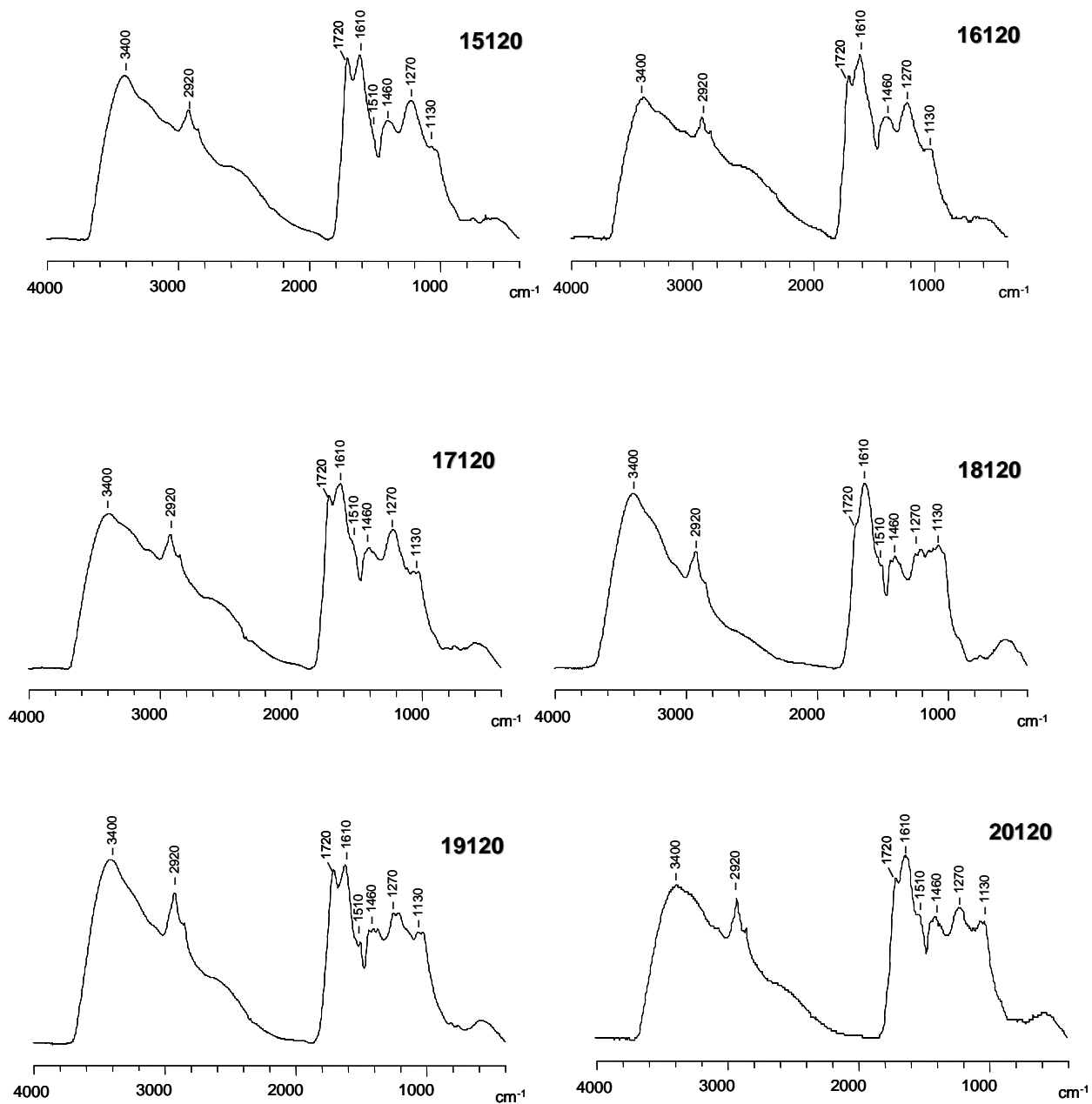


Figura IV.8.4. Espectros de IR completos originales. *Continuación.*

Tabla IV.8.4. Intensidades relativas (en cm^{-1} y normalizados en el máximo a 1620 cm^{-1}) de las principales bandas de los espectros infrarrojos de los ácidos húmicos completos originales y de los espectros infrarrojos de resolución aumentada de los ácidos húmicos. Densidades Ópticas Relativas (DOR) de diferentes bandas del espectro de IR de los ácidos húmicos

AH	3400	2920	1720	1660	1510	1530	1460	1330	1270	1030	S/G	2920/1510	2920/1620	3400/1510	1720/1510
SM1	6173	5330	6279	7388	4288	4952	4894	3802	4521	3852	0,841	1,243	0,721	1,440	1,464
SM2	4996	4784	7042	7087	4099	4764	4458	3989	5802	3346	0,688	1,167	0,675	1,219	1,718
SM3	7110	5284	6355	6966	3764	4299	4287	3869	4699	3793	0,823	1,404	0,759	1,889	1,688
SM4	4957	4405	6645	6545	3674	4372	3986	3637	5260	2887	0,691	1,199	0,673	1,349	1,809
SM5	6191	5425	6765	7930	4549	5237	5244	4550	5451	4453	0,835	1,193	0,684	1,361	1,487
SM6	6122	4885	6021	7165	4171	5006	4558	3698	4863	3619	0,760	1,171	0,682	1,468	1,444
SM7	5967	4995	6345	6806	4232	4606	4083	4142	4922	3640	0,842	1,180	0,734	1,410	1,499
SM8	7000	5767	7024	7540	4594	5087	4721	4205	5317	4130	0,791	1,255	0,765	1,524	1,529
SM9	6857	5045	5910	6456	3683	4058	3892	3451	4394	3363	0,785	1,370	0,781	1,862	1,605
SM10	6691	5689	6461	6841	4080	4491	4296	3897	4909	4013	0,794	1,394	0,832	1,640	1,584
SM11	6110	5135	6250	6801	4142	4650	3885	3448	4752	3365	0,726	1,240	0,755	1,475	1,509
SM12	5933	4915	7082	7104	3857	5085	4228	3717	5660	3200	0,657	1,274	0,692	1,538	1,836
SM13	6507	4415	5674	7056	4021	4544	4463	3616	4521	3344	0,800	1,098	0,626	1,618	1,411
SM14	6893	5551	6150	7263	4168	4824	4621	3891	4976	3731	0,782	1,332	0,764	1,654	1,476
SM15	6247	4884	6841	7001	3864	4555	4173	3741	5179	3286	0,722	1,264	0,698	1,617	1,770
SM16	6911	4551	6150	7263	4342	4824	4621	3471	5279	3852	0,658	1,048	0,627	1,592	1,416
SM17	6175	5274	6826	7245	4561	5004	4544	3982	5349	3754	0,744	1,156	0,728	1,354	1,497
SM18	7456	4919	5918	7876	4339	4678	4550	5083	4812	4825	1,056	1,134	0,625	1,718	1,364
SM19	7263	5837	6795	6985	3893	4027	4405	4261	5104	4250	0,835	1,499	0,836	1,866	1,745
SM20	6457	5784	6716	7671	4864	5223	4909	4649	5354	4809	0,868	1,189	0,754	1,328	1,381

IV.8.3. Origen de la variabilidad de las características de la materia orgánica en los suelos

Las características de la materia orgánica del suelo están estrechamente relacionadas por las condiciones ambientales: naturaleza de la vegetación, clima, topografía y propiedades físicas, químicas y biológicas de los suelos. Los procesos de humificación derivan en la formación de sustancias macromoleculares complejas, que desempeñan un papel fundamental en las propiedades del suelo, que son resistentes a la biodegradación, y que tienen gran variabilidad estructural dependiendo de sus condiciones de formación (Kononova, 1966; Duchaufour, 1977).

IV.8.3.1. Fraccionamiento cuantitativo

El análisis de la distribución del C total del suelo en las diferentes fracciones del humus sugiere, en general, intensos procesos biogeoquímicos en un medio con saturación en calcio, favoreciendo la insolubilización de los precursores húmicos de bajo peso molecular, si no están sometidos a biodegradación o lixiviación. Por otro lado, la concentración relativamente alta de humina, en la mayoría de los casos superior a la mitad del C total del suelo, también podría ser considerada como un efecto de la insolubilización y preservación de la materia orgánica en la zona de estudio.

No se han encontrado demasiadas diferencias significativas al considerar únicamente los diferentes tipos de vegetación o usos del suelo, pero en la figura IV.8.1, donde la fracción orgánica es calculada como porcentaje del C total, y el diagrama de barras muestra la distribución del C según la altitud en los distintos suelos, se observan nuevos aspectos dependiendo del clima y los usos del suelo. Así, en los suelos desarrollados sobre altitudes más elevadas, principalmente pobladas por pinos forestales y vegetación herbácea (SM9, SM10, SM20...), no está especialmente favorecida la formación de AH; siendo similar la concentración de AH a la de los AF extraídos directamente a pH ácido. Las pautas de acumulación de C en dichas zonas, son en gran parte producidos por la acumulación de sustancias húmicas de bajo peso molecular. El humus de mayor calidad (al menos definido como el resultado de la acumulación preferente de fracciones húmicas coloidales, y el balance de la relación AH/AF) se encontró en un rango intermedio de las series altitudinales (SM2, SM3...), y podría ser atribuido al carácter mejorante tradicionalmente atribuido a la vegetación esclerófila caducifolia mediterránea, tanto bosques de encinas como formaciones de matorral. Finalmente, la materia orgánica de los suelos muestreados a altitudes más bajas (SM15, SM19...) mostró, comparados con los suelos a altitudes más elevadas, un estado de transformación intermedia, ya que dichos suelos acumulan restos de plantas no descompuestas (materia orgánica libre), y menor cantidad de AH que de AF y humina. Dicha composición podría indicar una humedad más baja en esas zonas, pero también una intensa actividad biogeoquímica en las estaciones húmedas. De hecho, la acumulación preferente de AH, afectada por el incremento de la perturbación humana, podría estar favorecida por períodos de desecación y la formación de sales cálcicas insolubles de los productos de biodegradación de bajo peso molecular (Duchaufour y Jacquin, 1975).

IV.8.3.2. Aspectos cualitativos

La inspección de los datos espectroscópicos en el rango visible, indica una conspicua tendencia, consistente en el hecho de que cuanto mayor era la densidad óptica, las bandas perilenquinónicas eran mayores y la relación E_4/E_6 menor. Esto apunta a la existencia de mecanismos de humificación que conducen a la maduración de AH (p. ej. El incremento en el porcentaje de aromaticidad y condensación), a expensas de una intensa actividad biogeoquímica, responsable de la acumulación de AH intensamente modificados por la actividad microbiana, de

tamaños moleculares comparativamente mayores (baja relación E_4/E_6). De hecho, la alta significación observada en el análisis de regresión simple ($p > 0,01$) entre la E_4 y la intensidad del valle a 570 nm de la segunda derivada del espectro visible ($E_4 = 0,22 + 740,19 \cdot \text{DHPQ570}$), parece corresponderse con el predominio de procesos de neoformación de AH a partir, entre otras causas, de la actividad de los microorganismos del suelo, y sería un efecto concomitante a la ausencia de formas alteradas de lignina en los AH. De esta forma, las muestras con predominio de estructuras de tipo perilenquinona podrían indicar mecanismos complejos de formación de sustancias húmicas de alta madurez, en tanto que los patrones de lignina en los espectros infrarrojos de resolución aumentada estarían indicando medios poco activos, donde la acumulación del carbono tendría lugar mediante preservación selectiva.

La correlación negativa existente entre la relación E_4/E_6 y altitud ($\text{Altitud} = 1808,14 - 123,88 \cdot E_4/E_6$; $p > 0,01$) parece relacionarse con el alto contenido de AF en las cotas más elevadas, indicando que en dichas zonas ocurren las condiciones más adecuadas para su formación o acumulación, como por ejemplo que se dificultara la condensación de AF a formas más complejas (AH o humina).

Comparando los espectros infrarrojos de resolución aumentada de los diferentes AH (Figura IV.8.3), se observó que los “patrones de lignina” eran más o menos evidentes dependiendo de la muestra. La inspección visual del espectro se utilizó como un criterio para establecer una ordenación de los espectros, que abarcaría desde espectros donde los patrones de lignina están en su mayor parte suavizados (p. ej. SM4, SM16...), hasta los espectros donde no solamente se distinguen bandas de lignina, sino también bandas de proteínas ($1660, 1550 \text{ cm}^{-1}$). Además, también fueron típicas de la lignina otras bandas de baja intensidad (vibraciones metoxifenólicas para grupos siringil y vanillil a $1270, 1230 \text{ cm}^{-1}$), así como la vibración siringílica a 1130 cm^{-1} o el pico para grupos metoxilos a 1030 cm^{-1} . No obstante, en estos complejos espectros IR, podría también apuntarse que el pico a 1130 cm^{-1} presenta baja intensidad en los AH de suelos bajo vegetación de pinar, como se espera de la lignina tipo guayacil de las gimnospermas (Fengel y Wegener, 1984), mientras que su intensidad es más alta en los AH de suelos desarrollados bajo vegetación de angiospermas (Figura IV.8.3).

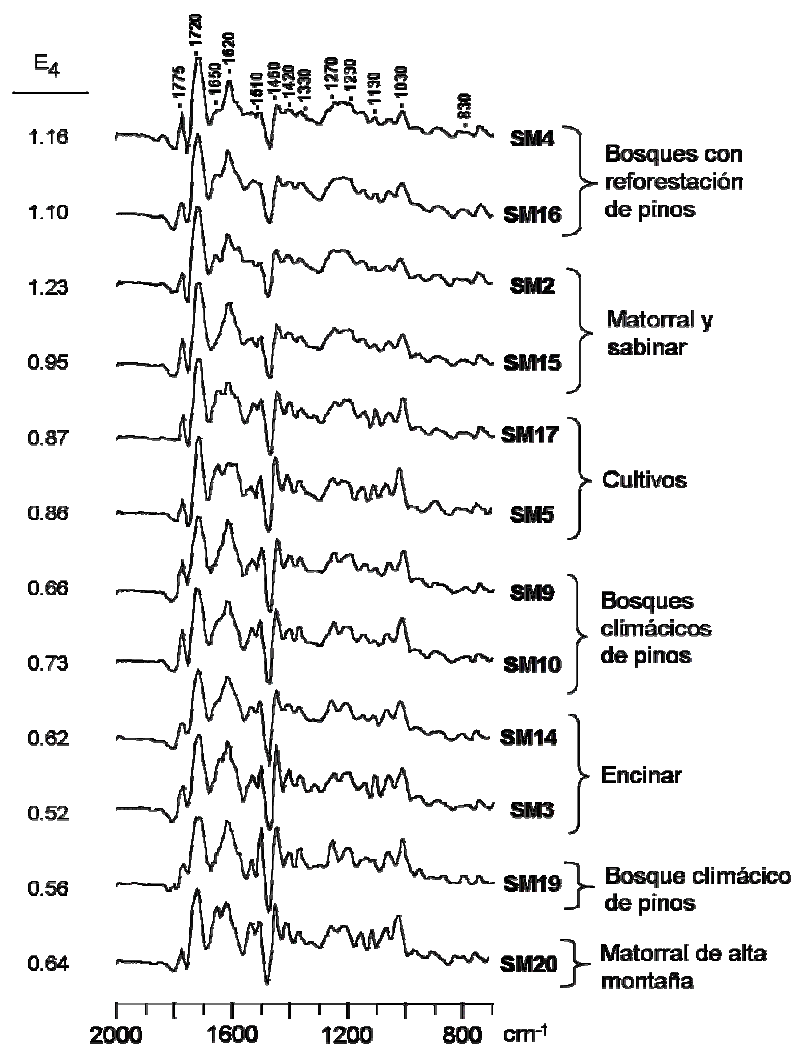


Figura IV.8.5. Detalle de la región de 2000–700 cm^{-1} de los espectros infrarrojos de resolución aumentada de las muestras de ácidos húmicos mostrando una progresiva alteración de los niveles de lignina en los diferentes suelos, comparándolos con el valor de la densidad óptica E_4 (Tablas IV.8.3 y IV.8.4).

Los resultados de esta ordenación progresiva de los espectros se ilustra en la figura IV.8.5, donde los espectros de resolución aumentada se clasifican de acuerdo con la preservación selectiva aparente de las estructuras de lignina en los AH. Para los tratamientos estadísticos de los datos, este rango (1 a 12) fue utilizado como un índice adicional que informaba de la magnitud relativa de la transformación diagenética de las macromoléculas de plantas, respecto a los procesos alternativos de condensación de macromoléculas previamente degradadas. De hecho, cuando el valor de la densidad óptica E_4 , obtenido por espectroscopía visible, es examinado en comparación con el espectro infrarrojo (Figura IV.8.5), se observó una clara tendencia a colores más oscuros en los AHs que presentaban patrones de lignina menos definidos, (había correlación altamente significativa, $p < 0,01$, entre el valor de E_4 y este índice semicuantitativo de alteración de la lignina). A su vez, la correlación existente entre la intensidad de la banda a 1720 cm^{-1} (grupos carboxilo) y la densidad óptica ($E_4 = -0,8376 + 0,0003 \cdot \text{ir}1720$; $p > 0,01$) indica alta intensidad de grupos carboxilo en muestras donde el patrón de lignina es poco aparente, y sugiere que la intensidad de esta banda esta actuando también como indicador de madurez o evolución.

Así pues, los AH que muestran un patrón bien definido de lignina en sus espectros infrarrojos son los de menor densidad óptica (aromaticidad), lo que sugiere que los AH de elevada densidad óptica se están formando por otros mecanismos diferentes como puede ser acumulación de melaninas microbianas, condensación de productos solubles provenientes de la degradación de la lignina o de lixiviados foliares o radiculares, pero no de la diagénesis o modificación progresiva de la estructura de la lignina ($IR_Lig_Pat = 23,87 - 16,84 \cdot E_4$; $p > 0,0001$). A su vez, esto se confirmaría por el hecho de que los AH con un patrón de lignina poco definido en el infrarrojo, son los que presentan mayor intensidad en las bandas a 570 nm en el espectro visible ($IR_Lig_Pat = 21,1 - 13715,5 \cdot DHPQ570$; $p > 0,001$), resaltando los dos diferentes mecanismos de humificación (alteración de la lignina y neoformación biofísicoquímica o microbiana).

También se observa que el grado de alteración de la lignina esta claramente reflejado por la relación S/G ($IR_Lig_Pat = -31,8 + 53,9 \cdot S/G$; $p < 0,0001$), determinada a partir de la intensidad de las correspondientes bandas en el espectro infrarrojo: alto contenido en grupos siringilo corresponde alto contenido en grupos metoxilo (la relación S/G tiende a bajar con al progreso de la humificación porque en la materia orgánica mas evolucionada se concentran ligninas de tipo condensado, con alto contenido en grupos guayacilo, y por tanto mayor número de enlaces intramoleculares y mayor resistencia a la degradación). ($IR_Lig_Pat = -20,4921 + 0,0082 \cdot ir1030$; $p > 0,0001$)

IV.8.4. Factores relacionados con procesos de secuestación del carbono

Hemos pretendido determinar aquellos factores que permiten la acumulación de C en el suelo, dado el importante papel que desempeña la materia orgánica en la fertilidad física y productividad de los ecosistemas, con objeto de categorizar los factores responsables del equilibrio entre los procesos de biodegradación y acumulación de la materia orgánica en los suelos de la zona de estudio. Este equilibrio virtual es el responsable de la actuación del suelo como sumidero de C orgánico afectando a la reserva de CO₂ atmosférico y al cambio climático (Hontoria et al., 1999).

El análisis de los factores que afectan la secuestación de carbono en la zona de estudio, fue llevado a cabo a través de modelos de regresión múltiple y mediante métodos no lineales (“*multidimensional scaling*”, Kruskal, 1964). Comparado al análisis de componentes principales, este procedimiento de clasificación numérica no lineal, fuerza a explicar toda la información descrita por las variables originales, en un espacio n -dimensional, eludiendo la selección supervisada de ejes factoriales, pero explicando la totalidad de la inercia del sistema (Figura IV.8.6). El algoritmo iterativo conduce a una disposición final de los puntos, que representan las variables convergentes en una configuración donde los valores del índice de clasificación (en este caso los los cuadrados de las distancias euclídeas) y las distancias en el espacio del plano resultante son mínimas. Este sistema de ordenación está asociado inevitablemente a una distorsión de la monotonía de las distancias en los gráficos (Eshuis et al., 1977) y su extensión, cuya magnitud viene indicada por el valor del parámetro referido como *estrés* (en este caso 0,077, sugiriendo fiabilidad en la representación bidimensional). Este procedimiento fue seleccionado debido a que no requiere hacer presuposiciones estadísticas de la distribución de los datos. De hecho, la inspección previa de los gráficos de regresión entre las variables, sugiere, entre varios casos, relaciones no lineales (Figura.IV.8.6). El *multidimensional scaling* fue utilizado aquí como una herramienta prospectiva para poder aislar aquellas variables relevantes, de ser consideradas en modelos de regresión múltiple, para detectar factores medioambientales significativos, relacionados con la acumulación de C en suelos.

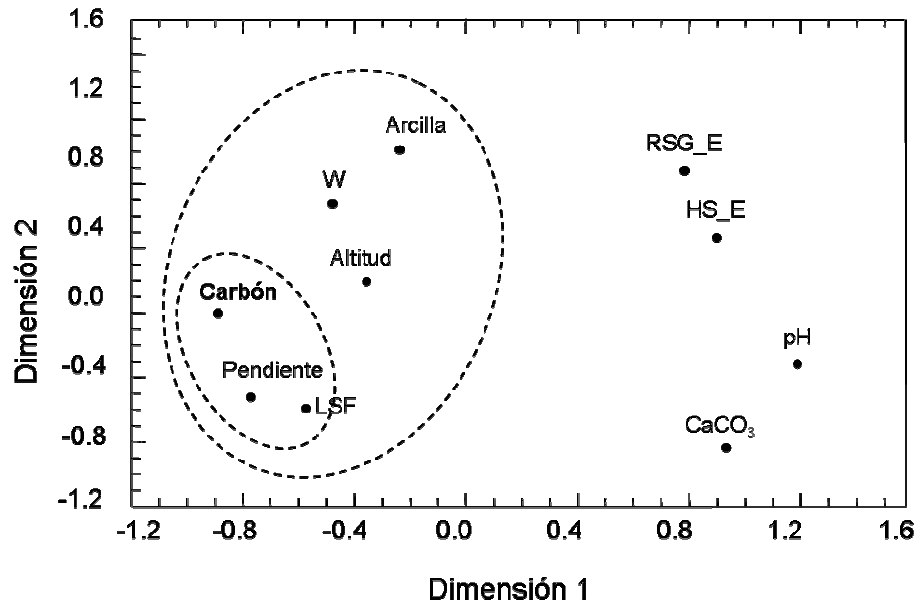


Figura IV.8.6. Multidimensional scaling de factores medioambientales relacionados con la concentración del carbono en el suelo. Las variables encerradas en el círculo presentan una significación (coeficientes $P < 0.05$) en los modelos de regresión múltiple, que explican la acumulación del C del suelo en términos de variables independientes mostradas en la imagen: LSF: Índice de transporte potencial de sedimentos, W: Índice de humedad; RSG_E: radiación Solar Global en los equinoccios, HS_E: Horas de Sol en los equinoccios.

El gráfico mostrado en la figura IV.8.6 sugirió la existencia de variables independientes asociadas al contenido de C en la superficie del suelo. Aquellas variables encerradas en los círculos están correlacionadas positivamente con la concentración de C, y las que estaban en el interior del círculo (pendiente, LSF) permanecen en los modelos de regresión múltiple, independientemente calculadas mediante la opción de selección automática de las variables hacia atrás ($C = 0.304 \cdot \text{pendiente} - 0,057 \cdot \text{LSF}$). La permanencia de las variables dependientes fue automáticamente eliminada (o no fueron consideradas supervisadamente) en el modelo, debido a los efectos de colinearidad o a su baja ($p > 0.05$) contribución a la inercia total del modelo. En conjunto, este gráfico sugirió una elevada influencia de los factores locales en la acumulación de C (topográfica y litológicamente). Esto apunta a la acumulación preferente de C, favorecida por la retención de agua, el transporte de materia orgánica sedimentaria y la fracción mineral fina del suelo. Por otro lado, la intensa radiación solar y los carbonatos en microambientes de carácter semiárido mas acentuado, podrían estar ejerciendo un papel importante en la biodegradación de la materia orgánica.

IV.8.5. Criterios de calidad de la materia orgánica del suelo basados en los procesos de formación de los ácidos húmicos

Se utilizaron varios tratamientos multivariantes de datos para investigar el origen de la variabilidad del humus en la zona de estudio. En particular los métodos previos de taxonomía numérica (análisis de clusters o enjambres. Figura IV.8.7), análisis de la varianza y análisis discriminante (no mostrado) nos permiten considerar un efecto pequeño de la vegetación en la calidad de los suelos. Se examinaron varios factores de la clasificación supervisada relacionados con la vegetación, considerando sus diferencias taxonómicas y ecofisiológicas, así como la edad forestal y los usos del suelo.

En la figura IV.8.7 se observa que los altos contenidos en carbono (cluster rojo) van asociados a una mayor riqueza de bases, elevada capacidad de intercambio catiónico y capacidad de retención de agua a 1500 kPa, y un mayor porcentaje de arcillas y hierro, propiedades típicas de suelos más evolucionados desarrollados bajo bosques climáticos; aunque también se asocia con variables que indican bajo grado de transformación de la materia orgánica, como bajo peso molecular y mayor alifaticidad, que parece ser debida a a acumulación de lignina menos transformada. Por otro lado (cluster verde), se observa otro grupo de variables que indican el alto grado de transformación de los AH (alta aromaticidad, presencia de pigmentos fúngicos, alta oxidación de materia orgánica, etc.), que se asocian con variables típicas de suelos mas esqueléticos y menos evolucionados, como mayor contenido de arenas y carbonatos, y elevados pH y densidad aparente, desarrollados bajo matorral degradado, repoblaciones recientes y cultivos.

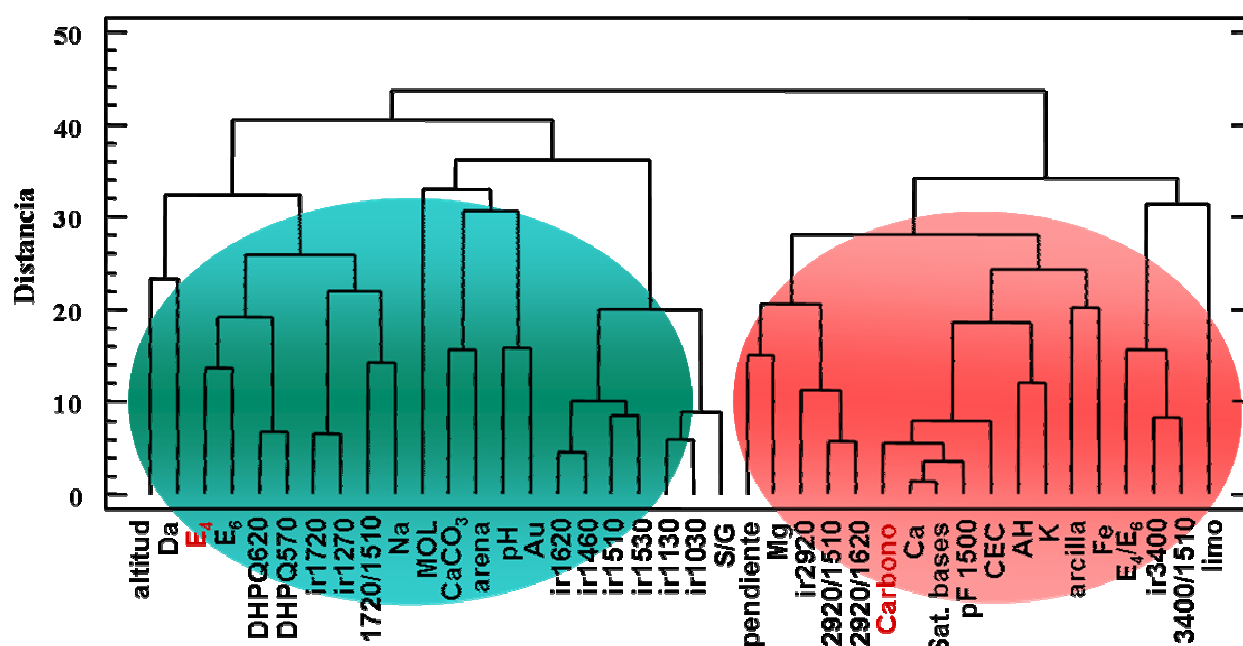


Figura IV.8.7. Análisis cluster de variables del humus y variables edáficas de los suelos de la zona de estudio.

El análisis de componentes principales permitió diferenciar claramente dos grupos de muestras definidas por diferentes descriptores de calidad (Figura IV.8.7; Tabla IV.8.5). También se observó que los tipos de vegetación no se encontraban asociados con los patrones de formación de la materia orgánica de los suelos. Las muestras, caracterizadas a priori por una baja calidad ambiental de los suelos (ej. SM10, SM9, SM3, SM14, SM19, etc., procedentes de zonas forestales antiguas de matorral secundario (subserial), mostraron los niveles de carbono más elevados. Esta acumulación de formas brutas de C en suelos con una elevada relación C/N, estaba también asociada a una alta intensidad de las bandas IR a 2920 cm^{-1} , al patrón de lignina marcado en el espectro IR, y la elevada relación E_4/E_6 . Estas características sugieren la acumulación de macromoléculas escasamente alteradas, como consecuencia, probablemente, de los procesos de preservación selectiva de materia orgánica (ej. LSF, W y arcilla) y que podría estar relacionado con la acumulación de agua y partículas finas de suelos. Según algunos criterios, la calidad de la materia orgánica en esos lugares dependería de la cantidad, y no de la calidad de la misma, pues los suelos presentan valores de pH próximos a la neutralidad, elevada porosidad, baja densidad

aparente, una elevada CEC, etc. Sin embargo, cuando esas variables son procesadas junto con la cantidad de carbono, como por ejemplo CEC/C, la dirección de los vectores propios cambia, como se esperaba, al segundo cluster (muestras SM18, SM13, SM8, SM1...), incluyendo formaciones forestales jóvenes, zonas de matorral, así como áreas cultivadas. En este segundo cluster de muestras, los factores sugieren una elevada transformación biogeoquímica de la materia orgánica; los AH presentan una elevada aromaticidad y la presencia de pigmentos quinónicos microbianos. En este sentido, el papel de los carbonatos junto con el elevado pH, podría no estar descartado como factor que favorece los procesos de mineralización e incremento de la madurez de la materia orgánica. Además, los valores de la radiación solar total y las horas de sol (RGS_V, HS_V) podrían estar asociados a fuertes cambios estacionales de humedad, típicos de los climas mediterráneos continentales, hecho que se considera favorable para la formación y maduración de los AH.

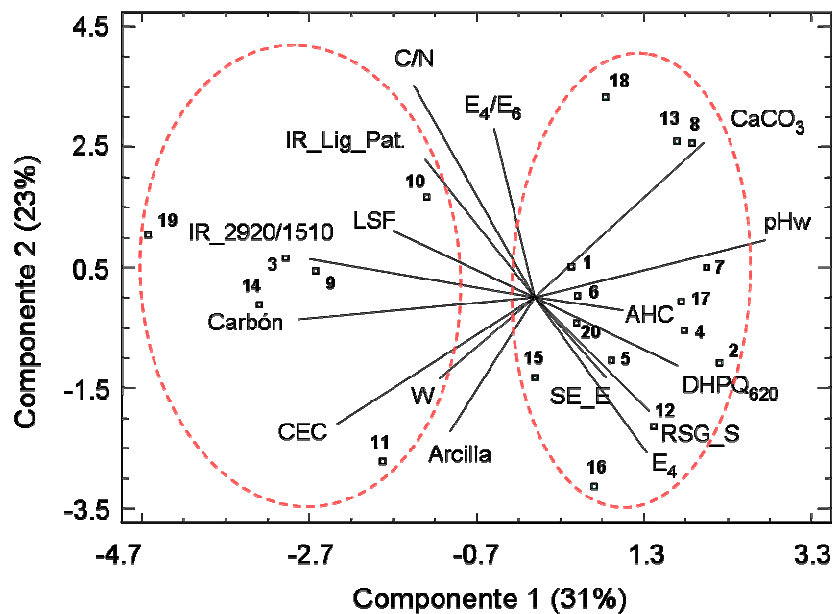


Figura IV.8.7. Representación, en el plano obtenida mediante análisis de componentes principales, y definido por los dos primeros factores calculados a partir de datos de veinte perfiles de los suelos muestreados de grupos de muestras definidas por diferentes criterios de calidad. El análisis muestra dos grupos que interpretan distintos mecanismos de humificación. La contribución de las variables originales a cada factor se muestran mediante los correspondientes vectores: CEC: capacidad de intercambio catiónico, IR_lig_Pat: grado de preservación relativa de las estructuras de lignina sugeridas por espectroscopia infrarroja (Figura IV.8.5), IR_2920/1510: índice de aliticidad en espectroscopia infrarroja, LSF: índice de transporte potencial de sedimentos, C/N: relación carbono-nitrógeno, E_4/E_6 : índice de densidad óptica que decrece con el incremento de la talla molecular, DHPQ620: intensidad de los picos a 620 nm en la segunda derivada del espectro visible de ácidos húmicos, producida por pigmentos quinónicos (Figura IV.8.2), GSR_S: radiación solar global en el solsticio de verano, E_4 : Densidad óptica de ácidos húmicos (índice de aromaticidad), SH_E: horas de sol en los equinoccios, W: índice de humedad, pH_w : pH en agua (1:1).

Tabla IV.8.5. Análisis de componentes principales

	FACTOR 1 (31%)	FACTOR 2 (22.9%)
Carbono	0,687	-0,449
AH	-0,322	0,182
E₄	-0,517	-0,397
E₄/E₆	0,313	0,561
DHPQ₆₂₀	-0,579	-0,104
IR_2920/1510	0,802	-0,163
CaCO₃	-0,311	0,853
ARCILLA	0,109	-0,620
PH_w	-0,582	0,619
CEC	0,427	-0,790
IR_Lig_Pat	0,472	0,316
LSF	0,744	0,193
W	0,120	-0,295
RSG_S	-0,726	-0,405
SE_E	-0,758	-0,209
C/N	0,615	0,614

IV.9. ESTUDIO DE LAS PROPIEDADES BIOQUÍMICAS

La actividad microbiana de los suelos actúa como un excelente indicador de la fertilidad biológica y bioquímica de los suelos, y por tanto, de su calidad, pues los microorganismos desempeñan un papel muy importante en los ciclos biogeoquímicos del suelo. A su vez, los indicadores de la actividad microbiana son muy sensibles a los cambios temporales que se producen en el suelo, generados por acción antrópica o por estrés medioambiental (Dick y Grupta, 1994; Vanhala y Ahtianen, 1994), e indican de forma precoz las variaciones en los niveles de materia orgánica del suelo. Así, los parámetros bioquímicos permitirían, debido a su elevada sensibilidad, conocer de una forma rápida y eficaz los cambios que se producen ante una puntual modificación de la calidad de los suelos (García et al., 2003). Además, es necesario el estudio de las propiedades bioquímicas en suelos forestales mediterráneos, debido a la ausencia casi general de datos en dichas zonas, con el objetivo de cumplir con las recomendaciones de la International Scientific Community de compilar bases de datos de propiedades bioquímicas de los suelos en diversas zonas geográficas y bajo diferentes condiciones ecológicas (Burger and Kelting, 1998; Gil-Sotres et al., 2005). Todo ello justifica en la presente tesis, la realización en este capítulo de un estudio detallado de las propiedades bioquímicas, y su relación con la topografía, los usos del suelo y el resto de indicadores de calidad.

IV.9.1. Carbono asociado a la biomasa

Los valores del carbono de biomasa microbiana en los suelos de la zona de estudio muestran una gran variabilidad (Tabla IV.9.1). El valor medio de C ha sido de 895.13 mg kg⁻¹, con valores extremos de 358.62 y 2256.46 mg kg⁻¹. La desviación estándar fue de 663.73, resultando un coeficiente de variación de 74.15.

Los valores más elevados en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, correspondieron a las muestras recogidas en suelos forestales bajo pinar antiguo natural de *P. halepensis* (2256.46 mg kg⁻¹) y *P. nigra* (1071.49 mg kg⁻¹). Cabe destacar también el valor anormalmente alto de la muestra SM19 (2256.46 mg kg⁻¹), perteneciente a zonas constituidas por un pinar adulto natural de *Pinus halepensis*. Por el contrario, los valores mínimos se registraron en zonas de cultivos (358.62 mg kg⁻¹), de matorral de gramíneas (366.31 mg kg⁻¹) y de matorral pulvinular situado en las cumbres (464.34 mg kg⁻¹). Los suelos bajo bosques de encinar (*Quercus ilex*) y bajo sabinar-encinar presentaron valores de 924.01 y 824.66 mg kg⁻¹ respectivamente. Así pues, considerando que el carbono de biomasa microbiana nos informa acerca del tamaño de las poblaciones microbianas en el suelo, hemos de indicar que los suelos cultivados y degradados del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez disponen de una baja población microbiana en comparación con los suelos forestales del mismo, lo que influirá claramente en una deficiente calidad biológica en dichos suelos (García et al., 2003).

En relación a los datos bibliográficos, los valores obtenidos para los suelos forestales del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, son, por lo general, similares a los citados por otros investigadores para horizontes Ah de suelos forestales. Así pues, el intervalo obtenido para los suelos de dicha zona es semejante al citado por Joergensen et al. (1995) para un amplio grupo de suelos forestales en hayedos (248-1480 mg kg⁻¹); para los suelos ácidos bajo vegetación climácica de Galicia aludidos por Leirós et al.

(2000), con rangos de valores entre 250-1483 mg kg⁻¹; para suelos bajo bosques deciduos estudiados por Vance et al. (1987) para un conjunto de horizontes superficiales (554 y 900 mg kg⁻¹), o para ecosistemas forestales bajo repoblación de *P. pinaster*, con valores de C asociados a la biomasa entre 250 y 1483 mg kg⁻¹, mencionados por Prieto Fernández (1996).

Los resultados obtenidos en la zona de estudio fueron notablemente superiores en zonas bajo pinar, que los encontrados en suelos naturales de otros ecosistemas mediterráneos, como el Parque Nacional de Sierra Nevada, donde se obtuvieron valores de C asociados a biomasa microbiana, para horizontes Ah, entre 139.36 y 923.28 mg kg⁻¹ (con una media de 539.37 mg kg⁻¹ y un coeficiente de variación de 52%).

IV.9.2. Porcentaje de C asociado a la biomasa/C total del suelo

La gran disparidad que ofrecen los datos bibliográficos de C asociado a la biomasa microbiana puede deberse a los diferentes contenidos en C orgánico de las muestras. Por lo que los autores suelen hacer alusión al porcentaje de C asociado a la biomasa frente al C total del suelo.

Wardle (1992) afirmó que el porcentaje de la biomasa frente al C total del suelo depende de la cobertura vegetal y de la zona climática mundial. Dicho autor consideró que el valor promedio de los horizontes minerales superficiales, en suelos forestales de zonas templadas, es de 1.43%.

También cabe destacar, entre los autores que estudiaron el porcentaje de C asociado a la biomasa/C en ecosistemas forestales, a Sparling et al. (1994) quienes apuntaron que los valores suelen oscilar entre 1.1 y 1.5%, a Smolander y Malkomen (1994), que afirmaron que los valores oscilan entre 1.6 y 9.9%, a Dilly y Munch (1995) según los cuales los valores de C-biomasa/C se encuentran entre 2.9 y el 1.1%, y a Joergensen et al. (1995), quienes afirmaron que la relación C-biomasa/C estaba entre el 0.5 y el 2.3%.

Los datos de C-biomasa/C en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez se encuentran dentro de los rangos anteriormente citados (entre 1.14 y 2.47%), con un valor medio de 1.67±0.48, y un coeficiente de variación de 28.53.

En este caso, al expresar la biomasa microbiana como un cociente entre el carbono total del suelo, los resultados más elevados se obtuvieron en suelos con cultivos (2.47%), con matorral degradado y con matorral de alta montaña (1.97 y 1.86% respectivamente). Los valores mas bajos se registraron en los suelos de pinar, encinar y sabinar (SM19=1.16%, SM10=1.44%, SM3=1.14%, SM15=1.68%).

Los resultados obtenidos en otro ambiente natural mediterráneo (Parque Nacional de Sierra Nevada) presentaron porcentajes de C de biomasa/C inferiores a los obtenidos en la zona de estudio. Así los valores oscilaron entre 1.02 y 1.61%, con un valor medio de 1.37±0.22, y un coeficiente de variación de 16.19.

IV.9.3. Respiración microbiana del suelo

Para los suelos estudiados, la cantidad de CO₂ emitido durante las incubaciones de 10 días en los horizontes Ah osciló entre 114.98 y 261.72 mg kg⁻¹, siendo el valor

medio $165.35 \pm 48.98 \text{ mg kg}^{-1}$ (30% de coeficiente de variación). Los valores más elevados de respiración microbiana se obtuvieron en los suelos forestales (entre 160.43 y $261.72 \text{ mg kg}^{-1}$) y en los suelos bajo matorral en altura pluriespecífico y pulvinular ($163.56 \text{ mg kg}^{-1}$). Dentro del conjunto de suelos analizados (Tabla IV.9.1) se observa cómo los valores más bajos de respiración basal se corresponden con los valores más pequeños obtenidos para el carbono de biomasa microbiana, confirmando la existencia en dichos suelos de una actividad microbiana inferior.

Los valores de respiración microbiana obtenidos en suelos forestales y naturales de la zona de estudio son considerablemente más bajos que en suelos forestales gallegos (teniendo en cuenta que los experimentos se realizaron en idénticas condiciones experimentales). Así, Fernández-Ferro y Díaz-Fierros (1977) obtuvieron valores de 1000 mg kg^{-1} en horizontes minerales superficiales bajo vegetación de robledal atlántico. Gil Sotres (1981) obtuvo valores entre 243 y 2800 mg kg^{-1} , con un valor medio de 1594 ± 778 , en suelos forestales bajo *P. radiata* y *P. pinaster*. Díaz-Raviña et al. (1993) encontró valores entre 917 y 3410 mg kg^{-1} (valor medio de 1907 ± 917), en horizontes Ah de suelos gallegos bajo diferentes tipos de vegetación forestal. Leirós et al. (2000) también determinó una producción de CO_2 en suelos forestales gallegos, bajo una cobertura vegetal de *Q. pyrenaica* L. y *Q. robur* L., cuatro veces superior que la obtenida en la zona de estudio (valor medio de 624 mg kg^{-1}). Por el contrario, los valores de respiración microbiana del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez son similares a los obtenidos en el Parque Nacional de Sierra Nevada, donde el rango de valores osciló entre 0 y $354.72 \text{ mg kg}^{-1}$ (media $173.92 \text{ mg kg}^{-1}$ y coeficiente de variación 79%).

IV.9.4. Coeficiente metabólico

El valor medio de $q\text{CO}_2$ en los horizontes minerales superficiales del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez fue $1.02 \pm 0.44 \text{ } \mu\text{g C-CO}_2 \text{ mg C-biomasa h}^{-1}$, (43% de coeficiente de variación), con un rango entre 0.30 y $1.48 \text{ } \mu\text{g C-CO}_2 \text{ mg C-biomasa h}^{-1}$. Destaca el valor particularmente bajo que presenta la muestra bajo pinar antiguo de *P. halepensis* ($0.30 \text{ } \mu\text{g C-CO}_2 \text{ mg C-biomasa h}^{-1}$), frente al resto de suelos forestales, y los valores tan altos presentados por los suelos bajo matorral cacuminal, cultivos y matorral degradado (1.47 , 1.34 y $1.48 \text{ } \mu\text{g C-CO}_2 \text{ mg C-biomasa h}^{-1}$, respectivamente). Así pues, los suelos cultivados y degradados, al presentar menor actividad microbiana y valores mayores de $q\text{CO}_2$, podrían considerarse como ecosistemas más jóvenes que los suelos forestales del Parque, con valores más bajos de $q\text{CO}_2$ (Anderson y Domsch, 1993).

No obstante, es difícil aceptar que los suelos naturales y forestales del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez presenten menor respiración por unidad de biomasa que los suelos cultivados y degradados. Esto sugiere que la intensa competición por el carbono disponible en ecosistemas agrícolas y perturbados, favorece a aquellos microorganismos que utilizan la energía del carbono fundamentalmente para su mantenimiento e integridad celular (Islam and Weil, 2000). Así pues, en los suelos cultivados se favorece la biomasa microbiana dominada principalmente por bacterias, las cuales poseen baja eficiencia de asimilación del C y una tasa de crecimiento más rápida, que la biomasa microbiana dominada por microorganismos fúngicos, que imperan principalmente en los ecosistemas forestales naturales (Hendrix et al., 1986; Sakamoto and Oba, 1994).

Los resultados obtenidos para los suelos de la zona de estudio son ligeramente mas bajos que los medidos en horizontes Ah de los suelos forestales gallegos, con un rango de valores de qCO_2 entre 1.5 y 8.5 $\mu g C-CO_2 mg C-biomasa h^{-1}$ y una media 3.5 ± 1.3 . (Leiros et al., 2000); y similares a los obtenidos en otros ecosistemas montañosos mediterráneos, como el Parque Nacional de Sierra Nevada, donde el rango de valores del coeficiente metabólico oscila entre 0 y 1.8 $\mu g C-CO_2 mg C-biomasa h^{-1}$ (media 1.08 ± 0.72 y 67% de coeficiente de variación).

IV.9.5. Mineralización del nitrógeno

Para describir la capacidad de mineralización del nitrógeno en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez se tuvo en cuenta el nitrógeno inorgánico inicialmente presente en la muestra (amonio y nitratos), así como el mineralizado neto, es decir, la diferencia entre el existente al final de la incubación durante 10 días y el inicialmente presente.

El nitrógeno amoniacal inicial osciló, en los suelos de Sierra María, entre 2.64 y 7.28 $mg kg^{-1}$, con un valor medio de 4.25 $mg kg^{-1}$. El contenido en nitratos osciló entre 0.38 y 5.42 $mg kg^{-1}$. El nitrógeno amoniacal supuso como termino medio el 65%. El nitrógeno total inorgánico osciló entre 3.45 y 11.36 $mg kg^{-1}$, con un valor medio de 6.84 $mg kg^{-1}$.

Las cantidades de N mineralizado que aparecen bajo formas amoniacales oscilaron, entre -0.79 y -3.22 $mg kg^{-1}$, valores que nos indican una inmovilización de las formas amoniacales del N en todos los suelos. El valor medio medido fue de $-1.88 \pm 0.95 mg kg^{-1}$.

Las formas mineralizadas que aparecieron como nitratos oscilaron entre 4.36 y -2.89 $mg kg^{-1}$, lo que indica también nitrificación e inmovilización. El valor medio es de $-0.54 \pm 2.71 mg kg^{-1}$, predominando la inmovilización neta del N mineralizado en forma nitratos.

Las cantidades de N total inorgánico mineralizado oscilaron entre 2.07 y -4.76 $mg kg^{-1}$, indicando mineralización neta y también inmovilización. El valor medio fue de $-1.84 \pm 3.06 mg kg^{-1}$ lo que indica un predominio de la inmovilización de las formas del N.

Los datos sobre la capacidad de mineralización de nitrógeno en relación con los suelos gallegos son bastante inferiores, ya que en varios suelos de la zona de estudio se produce inmovilización de las formas de nitrógeno (Leiros et al., 2000). También son inferiores a los resultados obtenidos en Sierra Nevada, donde impera la mineralización neta del nitrógeno (entre 0.18 y 18.00 $mg Kg^{-1}$, con un valor medio de nitrógeno mineralizado de $5.43 \pm 7.19 mg Kg^{-1}$).

IV.9.6. Actividad deshidrogenasa

El intervalo de valores obtenidos en los horizontes minerales superficiales del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez osciló entre 0.34 y 0.80 $\mu moles INTF g^{-1} h^{-1}$, obteniéndose los valores más elevados (0.80 y 0.73 $\mu moles INTF g^{-1} h^{-1}$) en los bosques de pino laricio y pino carrasco respectivamente, seguidos de las muestras recogidas en zonas boscosas donde predominaban encinares (0.49 $\mu moles INTF g^{-1} h^{-1}$) y encinares-

sabinars ($0.47 \mu\text{moles INTF g}^{-1} \text{ h}^{-1}$). Los valores mas bajos se obtuvieron en suelos bajo matorral degradado y cultivos (0.37 y $0.34 \mu\text{moles INTF g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, respectivamente). El valor medio fue 0.52 ± 0.18 , (C.V= 34%).

Analizando los datos obtenidos, observamos como los suelos del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, que presentaban valores mas elevados de otros parámetros bioquímicos (carbono de biomasa microbiana y respiración basal), también muestran valores mas altos para esta enzima (Tabla IV.9.1). Es por esto por lo que la actividad deshidrogenasa en estos suelos refleja fielmente la actividad metabólica total de los microorganismos existentes (García et al., 2003), siendo ésta superior en los suelos forestales de la zona de estudio.

Apenas existen datos sobre la actividad deshidrogenasa medida en suelos utilizando INT como sustrato. Tan solo los obtenidos por Leirós et al. (2000) en suelos forestales gallegos bajo vegetación clímax, donde el rango de valores fue inferior al obtenido en la zona de estudio (entre 0.096 y $0.340 \mu\text{moles INTF g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, con un valor medio de $0.207 \pm 5,8 \mu\text{moles INTF g}^{-1} \text{ h}^{-1}$). En otros ecosistemas mediterráneos, como el Parque Nacional de Sierra Nevada, los datos obtenidos fueron muy similares a los hallados en Sierra María, con un valor medio de la actividad deshidrogenada, en los horizontes Ah, del fue 0.43 ± 0.26 (62% de coeficiente de variación), y con un rango de valores que osciló entre 0.19 y 0.82 .

IV.9.7. Actividad catalasa

El valor medio de actividad catalasa, para los horizontes Ah de los suelos de la zona de estudio, fue de $2.65 \text{ mmoles H}_2\text{O}_2 \text{ consumidos g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, con valores extremos de 1.74 y 3.38 . La desviación estándar es de 0.63 , lo que significa un coeficiente de variación de un 24%. Los valores más altos se obtuvieron en los suelos forestales de *P. nigra*, *P. halepensis* y *Q. ilex* (3.38 , 3.13 , $3.38 \text{ mmoles H}_2\text{O}_2 \text{ consumidos g}^{-1} \text{ h}^{-1}$) seguidos de suelos cultivados y bajo encinar-sabinar (3.06 y $2.43 \text{ mmoles H}_2\text{O}_2 \text{ consumidos g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, respectivamente). Los datos mas bajos se obtuvieron en suelos bajo matorral cacuminal y matorral degradado (1.94 y $1.74 \text{ mmoles H}_2\text{O}_2 \text{ consumidos g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, respectivamente).

Al igual que con la actividad deshidrogenasa se hace muy difícil la comparación de los datos de actividad catalasa, debido a la diversidad de métodos usados para medir dicha enzima. Además, en ocasiones los datos bibliográficos encontrados no indican correctamente las unidades de medida o el tiempo de incubación. Por otra parte, la actividad de la catalasa se ha medido especialmente en estudios de fertilidad sobre suelos agrícolas y, en muy pocas ocasiones, sobre suelos naturales y forestales (Pérez-Mateos y González-Carcedo, 1987; García-Álvarez e Ibáñez, 1994). En otros ecosistemas mediterráneos como Sierra Nevada, el rango de valores era ligeramente inferior que el obtenido en la zona de estudio, oscilando entre 0.41 y $2.63 \text{ mmoles H}_2\text{O}_2 \text{ g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, con un valor medio de 1.53 ± 0.85 (55% de coeficiente de variación). Estos valores son similares a los obtenidos en idénticas condiciones experimentales para suelos forestales gallegos, que oscilaban entre 0.6 y $4.2 \text{ mmoles H}_2\text{O}_2 \text{ consumidos g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, con un valor medio de $2.0 \pm 0.9 \text{ mmoles H}_2\text{O}_2 \text{ consumidos g}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (Leirós et al., 2000).

IV.9.8. Actividad fosfodiesterasa

El valor medio de esta actividad enzimática para los horizontes minerales superficiales del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez fue 1.22 ± 0.42 (34% de coeficiente de variación) $\mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, el rango de valores osciló entre 0.65 y 1.74 $\mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Nuevamente, los valores más elevados de esta actividad se hallaron en suelos forestales bajo pinar, seguidos de los suelos forestales bajo encinar y encinar-sabinar; siendo los valores más bajos los encontrados en suelos cultivados y bajo matorral degradado.

Las citas bibliográficas para esta propiedad son muy escasas y generalmente no sistemáticas. Prado et al. (1982) y Frankerberger y Dick (1983), encontraron valores de actividad fosfodiesterasa entre 0.2 y 1.5 $\mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, similar al rango de valores obtenido por Trasar-Cepeda et al. (2000), entre 0.30 y 2.69 $\mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (con un valor medio de 0.96 ± 0.50 , y C.V. = 52%), en suelos forestales gallegos bajo vegetación clímax, dominada por *Quercus robur* L. o *Quercus pyrenaica* L. Los resultados obtenidos en dichos trabajos de investigación, fueron también similares a los hallados en la zona de estudio. Destacan los valores anormalmente bajos mencionados por Rastin et al. (1988, 1990a,b), entre 0 y 0.02 $\mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, y los datos anormalmente altos aportados por Ross et al. (1995 a,b), entre 7 y 22 $\mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$.

Los datos obtenidos en la zona de estudio también fueron similares a los medidos en otros ecosistemas mediterráneos naturales como el Parque Nacional de Sierra Nevada, donde el valor medio fue 0.92 ± 0.78 $\mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (C.V = 84%), con un rango de valores entre 0.20 y 2.10 $\mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$.

IV.9.9. Actividad proteasa-caseína

El rango de valores de la actividad proteasa-caseína en los horizontes superficiales minerales de los suelos de Parque Natural de Sierra María-Los Vélez fluctuó entre 0.10 y 1.00 $\mu\text{moles tirosina g}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (media de 0.39 ± 0.31 $\mu\text{moles tirosina g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, coeficiente de variación 80%). Se obtuvo el valor más elevado en la muestra recogida en un suelo bajo *P. nigra* (1.00 $\mu\text{moles tirosina g}^{-1} \text{ h}^{-1}$), seguido de la muestra en un suelo bajo *P. halepensis* (0.60 $\mu\text{moles tirosina g}^{-1} \text{ h}^{-1}$). El resto de los datos obtenidos en suelos bajo encinar, encinar-sabinar, matorral cacuminal y matorral degradado fueron muy similares. El valor más bajo se dio en la muestra recogida en la zona cultivada (0.10 $\mu\text{moles tirosina g}^{-1} \text{ h}^{-1}$).

En otros ecosistemas mediterráneos, como el Parque Nacional de Sierra Nevada, el rango de valores, en los horizontes Ah fue similar al obtenido en la zona de estudio, oscilando entre 0.04 y 2.06 $\mu\text{moles tirosina g}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (media 0.79 ± 0.86 $\mu\text{moles tirosina g}^{-1} \text{ h}^{-1}$).

Los resultados obtenidos en ambas zonas entran dentro del rango de valores citados por Trasar-Cepeda et al. (2000) en horizontes Ah de suelos forestales gallegos bajo vegetación clímax, que osciló entre 0.36 y 1.75 $\mu\text{moles tirosina g}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (con un valor medio de 0.94 ± 0.32 $\mu\text{moles tirosina g}^{-1} \text{ h}^{-1}$ y un coeficiente de variación de 43%).

IV.9.10. Actividad ureasa

El rango de datos de la actividad ureasa en los horizontes Ah del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez fluctuó entre 4.28 y 13.26 $\mu\text{moles NH}_3 \text{ g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, con un valor medio de $8.31 \pm 3.41 \mu\text{moles NH}_3 \text{ g}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (41% de coeficiente de variación). Los valores más elevados se obtuvieron en los suelos forestales bajo *P. halepensis* y *Quercus ilex* (13.26 y 12.15 $\mu\text{moles NH}_3 \text{ g}^{-1} \text{ h}^{-1}$ respectivamente); los suelos bajo *P. nigra* presentaban valores en dicha actividad enzimática similares a los suelos bajo matorral degradado (8.32 y 8.28 $\mu\text{moles NH}_3 \text{ g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, respectivamente), y a su vez superiores incluso al valor obtenido en suelos bajo encinar-sabinar (7.22 $\mu\text{moles NH}_3 \text{ g}^{-1} \text{ h}^{-1}$). Los valores más bajos se obtuvieron en suelos con matorral pulvinular y cultivos (4.70 y 4.28 $\mu\text{moles NH}_3 \text{ g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, respectivamente).

A pesar de que la ureasa es una de las enzimas del suelo más ampliamente estudiada (Burns, 1978), la mayoría de los trabajos publicados están referidos a suelos agrícolas. El nivel de actividad de esta enzima en el suelo depende del tipo de vegetación, siendo superior en suelos forestales que en suelos agrícolas (Cochran et al., 1989; González-Carcedo et al., 1990).

Los datos obtenidos en la zona de estudio son inferiores a los datos aportados por Trasar-Cepeda et al. (2000) en horizontes Ah de suelos forestales gallegos bajo *Q. robur* L. o *Quercus pyrenaica* L., con un valor medio 16.58 ± 10.67 (64% de coeficiente de variación) y un rango de valores de 3.17 a 49.78 $\mu\text{moles NH}_3 \text{ g}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Los valores observados en la zona de estudio fueron similares a los encontrados por Nannipieri et al. (1980) en los suelos de la Montañas Apeninas, pero entre 2 y 20 veces mayores que los aportados por Speir (1977), Speir et al. (1980), Saratchandra et al. (1984) y Deng y Tabatabai (1996a); y muy similares también a los de otros ecosistemas mediterráneos como el Parque Nacional de Sierra Nevada, donde se obtuvo un valor medio de $8.97 \pm 5.76 \mu\text{moles NH}_3 \text{ g}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (64% de coeficiente de variación), con un rango de valores entre 4.90 y 19.05 $\mu\text{moles NH}_3 \text{ g}^{-1} \text{ h}^{-1}$.

IV.9.11. Actividad β -Glucosidasa

La actividad media de β -glucosidasa en los horizontes minerales superficiales de los suelos del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez fue $2.16 \pm 0.46 \mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$ (21% de coeficiente de variación), con un rango de valores que osciló entre 1.61 y 2.69 $\mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$. Los datos más elevados se obtuvieron en las muestras recogidas en suelos forestales bajo encinar, pinar (*P. halepensis*), encinar-sabinar y matorral cacuminal (2.69, 2.63, 2.58, 2.05 $\mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, respectivamente). Destaca el valor de este enzima de la muestra recogida en un suelo forestal bajo *P. nigra* (1.73 $\mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$), inferior incluso al valor de la muestra en suelo cultivado (1.85 $\mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$).

Los suelos naturales y forestales estudiados, salvo la muestra SM10, mantienen nuevamente los niveles más elevados para esta enzima (Tabla IV.9.1), debido a que cuentan con un nivel adecuado de actividad microbiana y con elevados contenidos en materia orgánica, dada la densa cobertura vegetal. Esto favorece que en el medio existan sustratos capaces de activar la síntesis de esta enzima (García et al., 2003).

Según la bibliografía los datos de actividad β -glucosidasa obtenidos en los suelos del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez son similares, aunque ligeramente inferiores, a los aportados por Trasar-Cepeda et al. (2000) en suelos forestales gallegos, con un valor medio de $1.55 \mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$ en los horizontes Ah (D.E = 0.89, CV = 57%), y un rango de datos que osciló entre 0.67 y $4.58 \mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$. El nivel de actividad de este enzima también es inferior al hallado en los suelos naturales del Parque Nacional de Sierra Nevada, con un valor medio de $2.87 \pm 2.66 \mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$, y un rango de valores que fluctuó entre 0.55 y $7.35 \mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{ h}^{-1}$.

Tabla IV.9.1. Propiedades bioquímicas generales y específicas de los suelos del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez.

	C-Biomasa	Respiración basal	qCO ₂	N mineralizado	Deshidrogenasa	Catalasa	Fosfodiesterasa	β-Glucosidasa	Ureasa	Proteasa-caseína
	mg kg ⁻¹			mg kg ⁻¹	μmoles INTF g ⁻¹ h ⁻¹	mmoles H ₂ O ₂ g ⁻¹ h ⁻¹	μmoles p-nitrofenol g ⁻¹ h ⁻¹		μmoles NH ₃ g ⁻¹ h ⁻¹	μmoles tirosina g ⁻¹ h ⁻¹
SM2	366,31	130,40	1,48	-3,68	0,37	1,74	0,69	1,61	8,28	0,27
SM3	924,01	188,78	0,85	2,07	0,49	2,87	1,17	2,69	12,15	0,30
SM5	358,62	114,98	1,34	-4,76	0,34	3,06	0,65	1,85	4,28	0,10
SM10	824,66	137,56	0,70	-0,05	0,47	2,43	1,31	2,58	7,22	0,18
SM15	1071,49	261,72	1,02	-3,77	0,80	3,38	1,43	1,73	8,32	1,00
SM19	2256,46	160,43	0,30	-4,65	0,73	3,13	1,74	2,63	13,26	0,60
SM20	464,34	163,56	1,47	1,92	0,44	1,94	1,57	2,05	4,70	0,28
Media	895,13	165,35	1,02	-1,85	0,52	2,65	1,22	2,16	8,31	0,39
Max.	2256,46	261,72	1,48	2,07	0,80	3,38	1,74	2,69	13,26	1,00
Min.	358,62	114,98	0,30	-4,76	0,34	1,74	0,65	1,61	4,28	0,10
^{P_{HP}} D.E.	663,73	48,98	0,44	3,06	0,18	0,63	0,42	0,46	3,41	0,31
*C.V.	74,15	29,62	43,30	-165,76	34,28	23,62	34,09	21,26	41,00	80,06

^{P_{HP}} Desviación estándar.

‡ Coeficiente de variación (%)

SM: perfil

SM2 : suelos con matorral degradado (*Genista scorpius*, *Artemisia sp.*, *Stipa tenacissima*, *Lygeum spartum*, etc.); SM3: suelos bajo encinar (*Quercus ilex*); SM5: suelos con cultivos de almendros; SM10: suelos bajo pinar natural (*Pinus nigra*); SM15: suelos bajo encinar-sabinar (*Juniperus phoenicia* y *Quercus ilex*); SM19: suelos con pinar natural (*Pinus halepensis*); SM20: suelos con matorral cacuminal (*Erinacea anthyllis*, *Vella spinosa*, *Lygeum spartum*).

IV.9.12. Rango de valores de las propiedades bioquímicas en la zona de estudio respecto a otros suelos forestales españoles

La escasez de datos sobre propiedades bioquímicas del suelo, dificulta la posibilidad de realizar comparaciones exhaustivas, no obstante los resultados obtenidos pueden considerarse como normales, ya que, en general, están dentro de los valores descritos para otros suelos forestales (Leirós et al. 2000, Trasar-Cepeda et al, 2000, García et al. 2003), a pesar de las diferencias climáticas y edáficas existentes entre la zona de estudio y las de los trabajos citados. De todas maneras, hay que indicar que los valores de respiración son muy inferiores a los obtenidos por otros autores (Spehn et al., 2000; Wardle and Ghani, 1995), posiblemente debido a que, a pesar de que el muestreo se realizó después de las primeras lluvias de otoño, los suelos presentaban niveles de humedad muy bajos, sugiriendo que el agua caída con estas primeras lluvias fue insuficiente para activar la actividad microbiana después del período de sequía estival. Como consecuencia de los bajos valores de respiración el $q\text{CO}_2$ muestra unos niveles extremadamente bajos, y muy inferiores a los usualmente obtenidos para este parámetro (Leirós et al., 2000). Igualmente, la actividad ureasa y la mineralización del nitrógeno presentan valores inferiores a los apuntados en la bibliografía. Además imperan los procesos de inmovilización frente a los de mineralización neta de nitrógeno, poniendo de manifiesto el déficit de nitrógeno disponible para los microorganismos en la solución del suelo. Por otra parte, la actividad deshidrogenasa tiende a presentar valores superiores a los publicados en la bibliografía. Sin embargo, cuando los valores de las propiedades bioquímicas se expresan por unidad de C orgánico (actividades específicas), se aprecia que los niveles obtenidos se encuentran dentro de los rangos citados por la bibliografía (Leirós et al., 2000; Trasar-Cepeda et al., 2000), especialmente para la biomasa, deshidrogenasa, proteasa-caseína y ureasa (Tabla IV.9.2). Hay que tener en cuenta que se trata de suelos ubicados en una zona de condiciones meteorológicas adversas (largos períodos estivales, precipitaciones torrenciales, etc), con relieves muy abruptos, materiales litológicos susceptibles de ser fácilmente erosionados, y en algunos casos con una escasa cubierta vegetal. La única propiedad bioquímica con valores claramente inferiores a los citados en la bibliografía, ha sido la respiración del suelo expresada por unidad de carbono.

Tabla IV.9.2. Valores máximo y mínimo de las propiedades bioquímicas expresadas en función del contenido en C de los suelos forestales y naturales de los Parques de Sierra María y Sierra Nevada, así como valores obtenidos para suelos clímax de Galicia por Leirós et al. (2000) y Trasar-Cepeda et al. (2000) utilizados como comparación.

	Sierra María	Sierra Nevada	Suelos Gallegos
Biomasa-C/C^a	11,4 – 18,6	10,2 – 16,1	3,8 – 12,6
CO₂-C/C^b	0,8 – 6,6	0,0 – 7,5	1,0 – 18,5
Deshidrogenasa/C^c	3,8 – 17,0	6,3 – 18,8	1,5 – 9,3
Catalasa/C^d	16,0 – 74,9	29,2 – 48,8	6,8 – 48,6
Fosfodiesterasa/C^e	8,9 – 60,6	10,4 – 30,9	2,0 – 22,3
β-glucosidasa/C^e	13,4 – 78,9	36,7 – 81,5	3,7 – 40,7
Ureasa/C^f	67,9 – 180,9	127,0 – 566,7	31,3 – 641,5
Proteasa-caseína/C^g	3,1 – 14,3	1,0 – 29,8	2,9 – 22,1

^a, mg g⁻¹ C; ^b, mg CO₂-C g⁻¹ C 10 d⁻¹; ^c, μmol INTF g⁻¹ C h⁻¹; ^d, mmol H₂O₂ consumidos g⁻¹ C h⁻¹; ^e, μmol *p*-nitrofenol g⁻¹ C h⁻¹; ^f, μmol NH₃ g⁻¹ C h⁻¹; ^g, μmol tirosina g⁻¹ C h⁻¹

En el caso de la actividad ureasa, si bien los valores máximos obtenidos por unidad de C son inferiores a los obtenidos por Trasar-Cepeda et al (2000), los valores mínimos son más elevados que los obtenidos por dichos autores (Tabla IV.9.2).

En resumen, se puede indicar que la actividad bioquímica de los suelos de la zona de estudio no es muy diferente a la de otros suelos forestales de zonas con unas condiciones climáticas, litológicas y de vegetación a priori más favorables, lo cual podría sugerir una adaptación de los microorganismos de estos suelos a los ambientes semiáridos.

IV.9.13. Influencia de la vegetación en las propiedades bioquímicas de los suelos

Las propiedades bioquímicas en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez se ven claramente influenciadas por la historia de los usos del suelo y la cobertura vegetal actual, la cuál está a su vez condicionada por la altitud y, consecuentemente, por el clima. Así, los suelos forestales presentaron los valores más elevados de carbono de biomasa microbiana, respiración basal y actividades deshidrogenasa, fosfodiesterasa, proteasa-caseína, ureasa y β -glucosidasa (Tabla IV.9.1), siendo los suelos bajo pinar natural de *Pinus halepensis* y *Pinus nigra*, los que mantuvieron los valores más altos en la mayoría de las propiedades bioquímicas. Los suelos bajo vegetación de encinar (*Quercus ilex*) y encinar-sabinar (*Quercus ilex* y *Juniperus phoenicia*), también mostraron valores elevados en dichas propiedades, si bien, algo inferiores a los suelos de pinar. Esto se debe posiblemente a que los suelos de pinar presentaron contenidos más elevados de materia orgánica. Hay que tener en cuenta así mismo, que los encinares de la zona estudio son escasos, no muy desarrollados (encinas de bajo porte), y se encuentran siempre mezclados con pinos. Resultados similares se han obtenido en el capítulo de materia orgánica (Ver capítulo IV.8), concretamente la relación S/G de la lignina presenta valores bajos en todos los casos, indicando una avanzada transformación de la lignina, y/o la mezcla de especies vegetales en la zona de estudio.

Los suelos de matorral degradado y bajo matorral de alta montaña presentaron valores similares entre sí en la mayoría de las propiedades bioquímicas, e inferiores a su vez a los suelos forestales (Tabla IV.9.1). Los suelos cultivados son los que mostraron los valores más bajos en todas las propiedades bioquímicas (Figura IV.9.1), salvo en la actividad catalasa. Así pues, la deforestación y transformación al uso agrícola, ha desencadenado una clara disminución, respecto a los suelos forestales, en la actividad biológica y en los procesos mediados por microorganismos edáficos en suelos cultivados, lo que determina una peor calidad biológica de los mismos. El tiempo transcurrido en las zonas de uso agrícola después de la deforestación marca el grado de declive de la actividad biológica (Islam and Weil, 2000; Salamanca et al., 2002; Dinesh et al., 2003; Lemenih et al., 2005; Nogueira et al., 2006).

Los suelos del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez se caracterizan, a su vez, por la dominancia de los procesos de inmovilización, salvo en los suelos bajo matorral cacuminal y encinar, donde imperan los procesos de mineralización neta (Tabla IV.9.1). Esto implica que el ciclo del nitrógeno, en los encinares y zonas cacuminales de la zona de estudio, es menos eficaz que en suelos con otras coberturas vegetales, debido posiblemente al tipo de vegetación, cuyos restos se degradan más fácilmente liberando nitrógeno inorgánico, el cuál está potencialmente sometido a pérdidas por lixiviación o denitrificación (Mummey et al., 2002), o incluso por volatilización, ya que el sustrato calizo favorece las pérdidas de nitrógeno en forma de amoníaco gaseoso. Por el

contrario, en el resto de ecosistemas naturales, e incluso en las zonas agrícolas, la inmovilización del N en la biomasa microbiana, a menudo representa una reserva de N en los suelos de la zona de estudio (Singh et al., 1989). Resulta especialmente llamativo el hecho de que en los suelos cultivados exista inmovilización, contrariamente a los datos aportados por otros investigadores en suelos con cultivos de trigo y barbecho, donde se obtuvieron valores más elevados de N mineral, que en suelos forestales naturales y reforestados (Nogueira et al., 2006). Hay que tener en cuenta además, que los suelos agrícolas, según los definió Brussaard et al. (2004), son sistemas abiertos donde existe una dependencia de aportes de nitrógeno inorgánico mediante abonado, para compensar las pérdidas por lavado, erosión y recolecta de la cosecha, por lo que deberían dominar los procesos de mineralización de N frente a los de inmovilización. Esto podría indicar que, en la zona de estudio, los microorganismos de dichos suelos se encuentran adaptados a las condiciones de estrés imperantes, pese a ser muy escasos en número (García et al., 2003).

En este sentido, aunque en valores absolutos las propiedades bioquímicas de los suelos cultivados y degradados de la zona de estudio presentan valores más bajos que en los suelos forestales, al expresarlas por unidad de C (actividades específicas) ocurre lo contrario (Tabla IV.9.3). Esto corroboraría la idea de que los microorganismos presentes en los suelos agrícolas y bajo matorral disperso y degradado, a pesar de ser más escasos, están más adaptados a las condiciones climáticas propias de los ecosistemas mediterráneos (déficit hídrico, altas tasas de insolación, precipitaciones torrenciales que ocasionan importantes procesos de erosión y pérdida de materia orgánica, etc.) (García et al., 2003), así como a determinadas actuaciones antrópicas (tareas agrícolas, pastoreo, etc.).

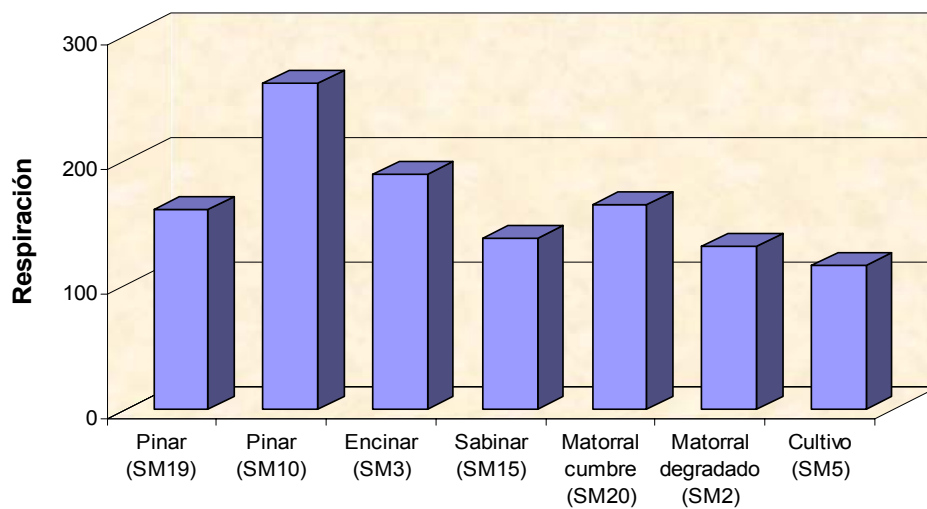
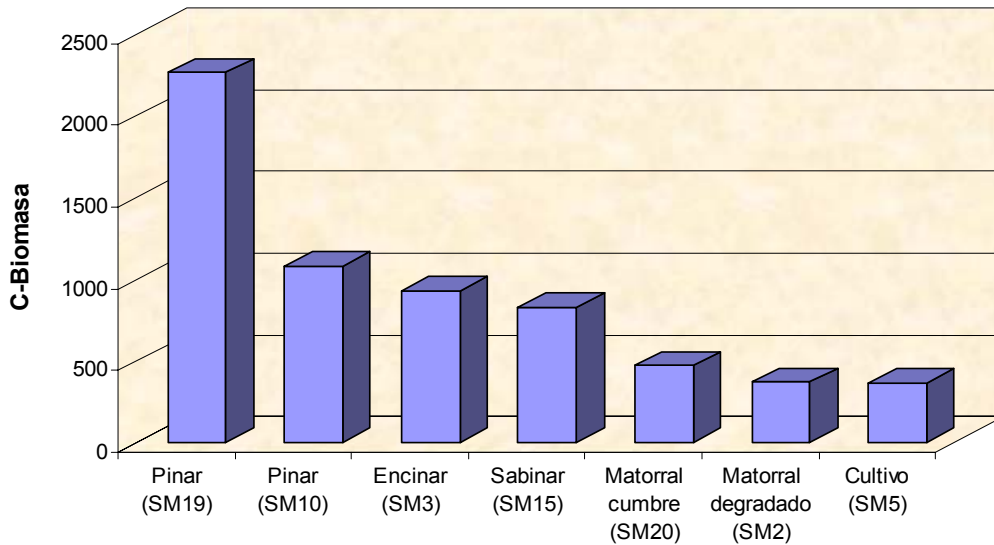
Tabla IV.9.3. Valores de las propiedades bioquímicas expresadas en función del contenido en C de los suelos con diferentes usos del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez.

	P2SM	P3SM	P5SM	P10SM	P15SM	P19SM	P20SM
Biomasa-C/C^a	19,7	11,4	24,7	14,4	16,8	11,6	18,6
CO₂-C/C^b	5,5	2,3	12,4	3,7	2,8	0,8	6,3
Deshidrogenasa/C^c	15,4	6,1	36,2	11,4	9,6	3,8	17,0
Catalasa/C^d	73,6	35,4	329,4	48,3	49,6	16,0	74,9
Fosfodiesterasa/C^e	29,3	14,4	70,3	20,4	26,7	8,9	60,6
β-glucosidasa/C^e	68,0	33,1	199,2	24,7	52,6	13,4	78,9
Ureasa/C^f	349,7	149,6	460,4	118,7	147,4	67,9	180,9
Proteasa-caseína/C^g	11,6	3,6	10,6	14,3	3,6	3,1	10,8

^a, mg g⁻¹ C; ^b, mg CO₂-C g⁻¹ C 10 d⁻¹; ^c, μmol INTF g⁻¹ C h⁻¹; ^d, mmol H₂O₂ consumidos g⁻¹ C h⁻¹; ^e, μmol *p*-nitrofenol g⁻¹ C h⁻¹; ^f, μmol NH₃ g⁻¹ C h⁻¹; ^g, μmol tirosina g⁻¹ C h⁻¹

El coeficiente metabólico ($q\text{CO}_2$) también presentó valores significativamente más altos en zonas cultivadas y bajo matorral degradado que en zonas forestales. Insam y Domsch (1988) hallaron que los valores más elevados de la razón $q\text{CO}_2$ aparecen en ambientes que no se encuentran en equilibrio, aunque la disponibilidad del sustrato para la actividad microbiana, también desempeñaba un papel muy importante en esta razón (Joergensen and Castillo, 2001). En este sentido, Insam (1990) afirmó que en aquellos suelos con escasa cobertura vegetal, y por tanto, con muy pocos restos de materia orgánica fresca, como ocurre por ejemplo en los suelos agrícolas, predominan principalmente ecotipos microbianos con estrategia *r* (pocas especies microbianas con

una alta tasa de crecimiento). Dichos microorganismos desarrollan más CO_2 por unidad de carbono degradable que los microorganismos con estrategias k (mayor cantidad de especies microbianas, pero similares entre sí y con una menor tasa de crecimiento), que dominarían principalmente en suelos forestales con importantes aportes de materia orgánica fresca. De acuerdo con esto, existiría un contraste en la composición de las comunidades microbianas entre los suelos agrícolas y degradados, frente a los suelos naturales y forestales.



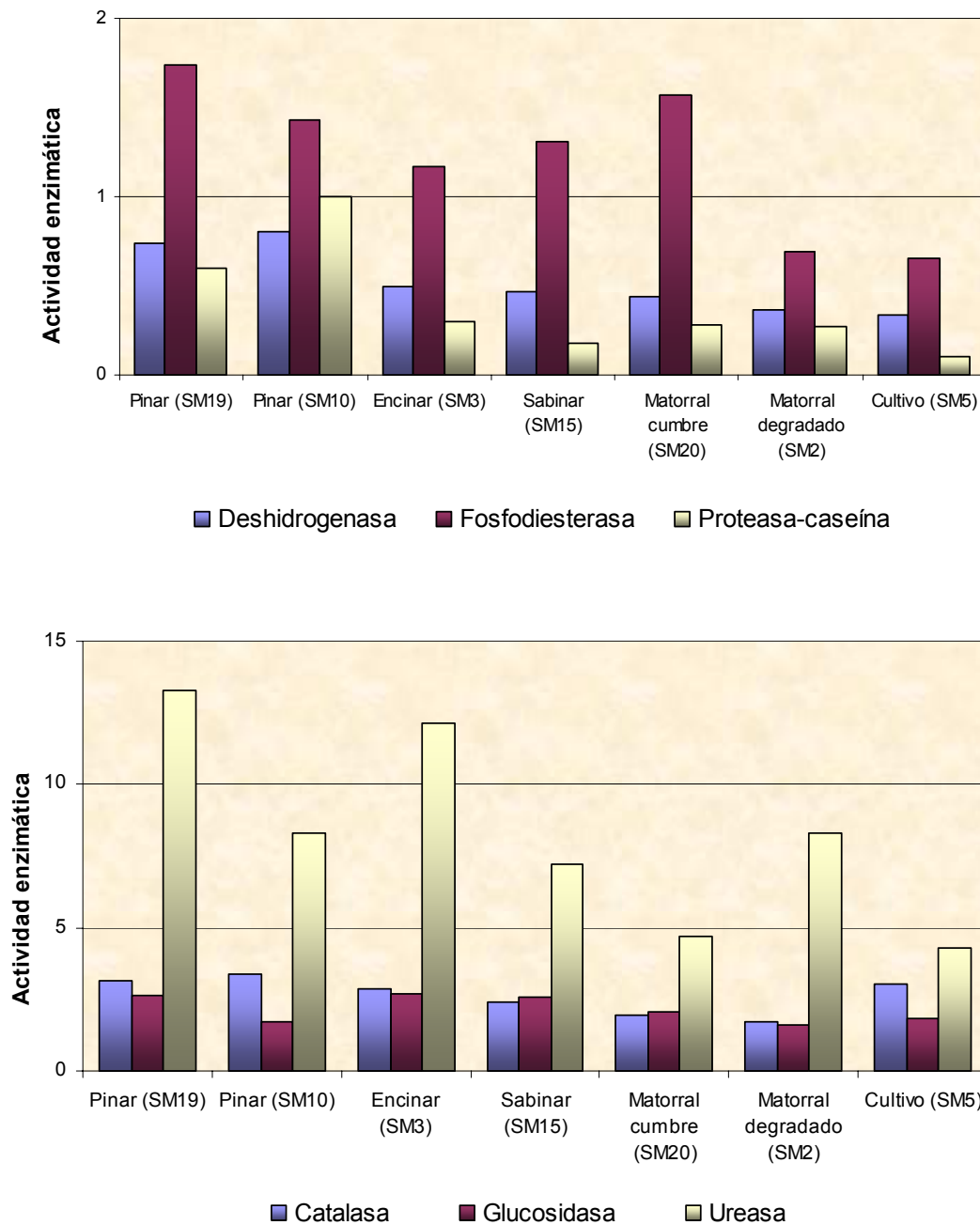


Figura 1. Relación entre usos del suelo-parámetros bioquímicos generales y específicos en los suelos de Sierra María.

IV.9.14. Relaciones entre las propiedades bioquímicas y propiedades edáficas de los suelos de la zona de estudio

En general, las diferentes propiedades bioquímicas analizadas en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez aparecen fuertemente relacionadas entre sí (Tabla IV.9.4), mostrando que su comportamiento aparece desligado del tipo de suelo, material original o altitud. De hecho, el carbono asociado a la biomasa se correlaciona, de forma significativa ($p < 0.10$), con las actividades ureasa (0.78), deshidrogenasa (0.78) y con el $q\text{CO}_2$ (-0.89). Por su parte, la relación biomasa/C se correlaciona positivamente con CO_2/C (0.93) y la mayoría de actividades específicas de los enzimas. A su vez, el CO_2

se correlaciona positivamente con los enzimas deshidrogenasa (0.79) y proteasa-caseína (0.88), y la relación CO_2/C se correlaciona negativamente (0.81) con ureasa. Respecto a las actividades enzimáticas, aunque existen correlaciones entre la mayoría de sus actividades específicas (actividades enzimáticas expresadas por unidad de carbono), cuando se consideran valores absolutos, sólo se correlacionan positivamente la actividad deshidrogenasa con la proteasa-caseína (0.93). Estadísticamente, tal número de correlaciones, indica un correcto acoplamiento entre la actividad microbiana y los procesos de descomposición de los compuestos carbonaceos, nitrogenados y fosfatados.

Las propiedades bioquímicas también mostraron importantes correlaciones con los parámetros edáficos (Tabla IV.9.5). De hecho, el C total del suelo aparece altamente correlacionado con las propiedades bioquímicas, a excepción de la capacidad de mineralización del nitrógeno, deshidrogenasa, β -glucosidasa y proteasa-caseína. Esto sugiere que el nivel de actividad bioquímica de los suelos es función, en gran parte, de su contenido en materia orgánica, similarmente a lo citado por otros investigadores (Haynes, 1999; Trasar-Cepeda et al., 2000). De hecho, cuando los datos de las propiedades físicas, químicas y bioquímicas de los suelos fueron analizados conjuntamente, gran parte de los parámetros bioquímicos considerados mostraron estrechas correlaciones positivas con los contenidos en C y N total (Tablas IV.9.4 y IV.9.5). Esto podría indicar la presencia, en los suelos de la zona de estudio, de un balance entre las propiedades bioquímicas y el contenido en materia orgánica, que estaría reflejado en las relaciones simples existentes entre el N y C total y ciertas propiedades bioquímicas (Trasar-Cepeda et al., 1998; Leirós et al., 2000). A su vez, existe una importante correlación positiva (0.99) entre el contenido en C de la biomasa microbiana y el C total, ya que el crecimiento microbiano depende principalmente del carbono total del suelo (Nogueira et al., 2006). Por el contrario, existe una correlación negativa entre el carbono de biomasa y el porcentaje de limos (-0.82), pues estas texturas eran propias, en la zona de estudio, de suelos más deteriorados, con escasa cubierta vegetal, y por tanto, con menor contenido en materia orgánica (-0.85).

Por otra parte, la capacidad de campo se correlaciona positivamente con el C de biomasa (0.89) y con las actividades ureasa (0.88) y β -glucosidasa (0.84), ya que la disponibilidad de agua es fundamental para el crecimiento de la microbiota edáfica, especialmente en las zonas semiáridas, donde la humedad es uno de los principales factores limitantes de la actividad microbiana, aunque el $q\text{CO}_2$, la biomasa/C y las actividades deshidrogenada y proteasa-caseína se correlacionan negativamente con la capacidad de campo (Tabla IV.9.5). Esto podría indicar la existencia de cambios en la composición de las comunidades microbianas en suelos semiáridos (Nogueira et al., 2006), donde imperan aquellos microorganismos que son más resistentes a los períodos de escasez hídrica típicos de dichos suelos. También existe correlación positiva entre el pF a 1500 kPa (punto de marchitamiento), el C de biomasa (0.97) y la fosfodiesterasa (0.78), aunque se correlaciona negativamente con el $q\text{CO}_2$. La capacidad de intercambio catiónico se correlaciona positivamente con la β -glucosidasa (0.88) y negativamente con la proteasa caseína (-0.96). Por el contrario, el pH se correlaciona negativamente con la β -glucosidasa (-0.89) y positivamente con la proteasa-caseína (0.88). Las pocas correlaciones significativas existentes entre las propiedades bioquímicas y el pH podrían ser debidas principalmente al estrecho rango de variación de esta variable en los suelos analizados.

Los datos estudiados mostraron buenas correlaciones entre el contenido en nutrientes de los suelos y algunos parámetros bioquímicos. Concretamente, los suelos

con mayores concentraciones de ion Ca^{2+} presentaron valores más elevados de carbono de biomasa (0.92) y ureasa (0.85), y los suelos con mayores concentraciones de ion Mg^{2+} , se correlacionaron positivamente con la respiración endógena (0.87) y con los enzimas deshidrogenasa y proteasa-caseína (0.76 y 0.91, respectivamente). El índice de estabilidad estructural presentó también elevadas correlaciones positivas con la deshidrogenasa (0.76) y fosfodiesterasa (0.88), lo cual indica que la biomasa microbiana desempeña un papel importante en la estabilización física de los agregados del suelo, y que recíprocamente una buena estructura favorece el crecimiento microbiano (Franzluebbers et al., 1999; Doran et al., 1998; Limon-Ortega et al., 2002). Sin embargo, también presentó una correlación negativa con la ureasa (-0.90).

Para conocer con más detalles las relaciones entre las propiedades de los suelos se realizó un análisis de componentes principales (PCA). Dicho análisis incluyó propiedades físicas, químicas y bioquímicas, y puso de manifiesto (Tabla IV.9.6) que el 91% de la varianza puede ser explicado por tres factores. El primero de ellos, que explica el 53% de la varianza total, viene definido por el contenido en C y N total, la CEC, la capacidad de campo y las propiedades bioquímicas, a excepción de la mineralización potencial de nitrógeno, la respiración endógena y la actividad proteasa-caseína. Este primer factor sugiere, que la humedad y el contenido en C total del suelo, controlan el crecimiento de la biomasa edáfica y la actividad enzimática de microorganismos implicados en el ciclo del C, N y P. A su vez, el contenido total de materia orgánica del suelo influye en la capacidad de intercambio catiónico de los suelos. Se observa además, que el nitrógeno se encuentra ligado al carbono de los suelos. El segundo de los factores (27% de la varianza) aparece definido por el contenido en carbonatos, el pH, la actividad proteasa-caseína y la respiración basal, sugiriendo que los pH excesivamente elevados de los suelos ricos en carbonatos, generan un medio físico-químico adecuado para el desarrollo de la microflora nitrificante (Dommergues y Mangenot, 1970). El tercero de los factores, que explica un 10% de la varianza total, viene determinado por el contenido en nitrógeno total mineralizado que, al parecer se desliga del contenido total de C y del resto de propiedades bioquímicas. Esto podría señalar que la influencia de la actividad microbiana en el ciclo del nitrógeno de los suelos de la zona de estudio no depende principalmente de la cantidad de microorganismos, sino del grado de adaptación de los mismos a las condiciones de estrés típicas de los medios semiáridos (sequía, erosión, pérdida de cobertura vegetal, etc.).

Tabla IV.9.6. Valores de los factores del análisis factorial y varianza explicada de cada factor.

	Factor 1	Factor 2	Factor 3
C total	-0,95	n.s.	n.s.
N total	-0,94	n.s.	n.s.
C-Biomasa	n.s.	0,77	n.s.
Respiración de suelo	n.s.	n.s.	0,89
N Tot. Mineralizado	-0,69	n.s.	n.s.
Deshidrogenasa	-0,83	n.s.	n.s.
Ureasa	-0,80	n.s.	n.s.
β-Glucosidasa	-0,75	n.s.	n.s.
Fosfodiesterasa	n.s.	0,91	n.s.
P-Caseína	n.s.	0,80	n.s.
% Carbonatos	n.s.	0,75	n.s.

pH Agua	-0,96	n.s.	n.s.
CEC	-0,93	n.s.	n.s.
Capacidad de campo	-0,94	n.s.	n.s.
% Varianza explicada	53	27	10
% Varianza acumulada	53	80	91

IV.9.15. Relación entre la altitud y las propiedades bioquímicas

La zona de estudio se caracteriza por la existencia de un amplio rango altitudinal, debido a la abrupta orografía formada por importantes núcleos montañosos, separados por corredores intermontañosos de menor altitud. Esta topografía, junto con la diversidad litológica y climatológica, propias de los ecosistemas mediterráneos, así como a la existencia de varios pisos bioclimáticos (que condicionan la distribución de los ecosistemas vegetales), influyen de forma decisiva sobre el contenido en materia orgánica de los suelos y, a largo plazo, sobre la actividad bioquímica de los mismos.

En general, puede apreciarse que el contenido en materia orgánica de los suelos naturales del Parque de Sierra María-Los Vélez muestra un comportamiento sigmoidal con la altitud, hasta el máximo entre 1400-1600 m, donde se alcanzan contenidos de C de aproximadamente el 20%. En las posiciones de cumbre el nivel de C orgánico de los suelos disminuye y se sitúa entre el 2 y 7% y en las zonas de menor altitud es inferior al 13% (no hemos considerado la muestra SM19, ya que se trata de un horizonte básicamente orgánico, muestreado en una zona relicta de un pinar a 892 m que se ha conservado en la reserva del parque) (Figura IV.9.2). Este cambio en el contenido de materia orgánica está fuertemente relacionado con el tipo de cobertura vegetal, que a su vez depende de los cambios de temperatura y humedad que se producen con la altitud. Así pues, el porcentaje de materia orgánica varía en función de los diferentes pisos bioclimáticos, pasando de zonas principalmente agrícolas o con matorral degradado en el termotipo mesomediterráneo (a una altitud inferior a 1400 m), a zonas boscosas con un sotobosque muy denso en los termotipos supramediterráneo y oromediterráneo (entre 1400-1800 m), y finalmente al cinturón arbustivo cacuminal, abierto y de pequeño porte en el termotipo crioromediterráneo (por encima de 1800 m). Además, con la altitud, aumenta la relación nieve/lluvia y el número de días de helada. La disminución de actividad biológica que genera este gradiente, esta afectada a su vez por el régimen hídrico del suelo, que pasa de condiciones acusadas de sequía a menores altitudes, a condiciones de mucho menor déficit estival a mayor altitud. En otras palabras, a bajas altitudes los procesos biológicos aparecen condicionados por la fuerte sequía estival, propia de los ambientes meridionales; mientras que a altitudes más elevadas se encuentran limitados por las bajas temperaturas, inferiores al cero biológico (5°C) durante la mayor parte del año (Delgado y Ortega, 1985). De ahí ese comportamiento sigmoidal, cuyo máximo refleja la altitud a la que el balance climático es el óptimo para el desarrollo de los procesos microbianos (Figura IV.9.2).

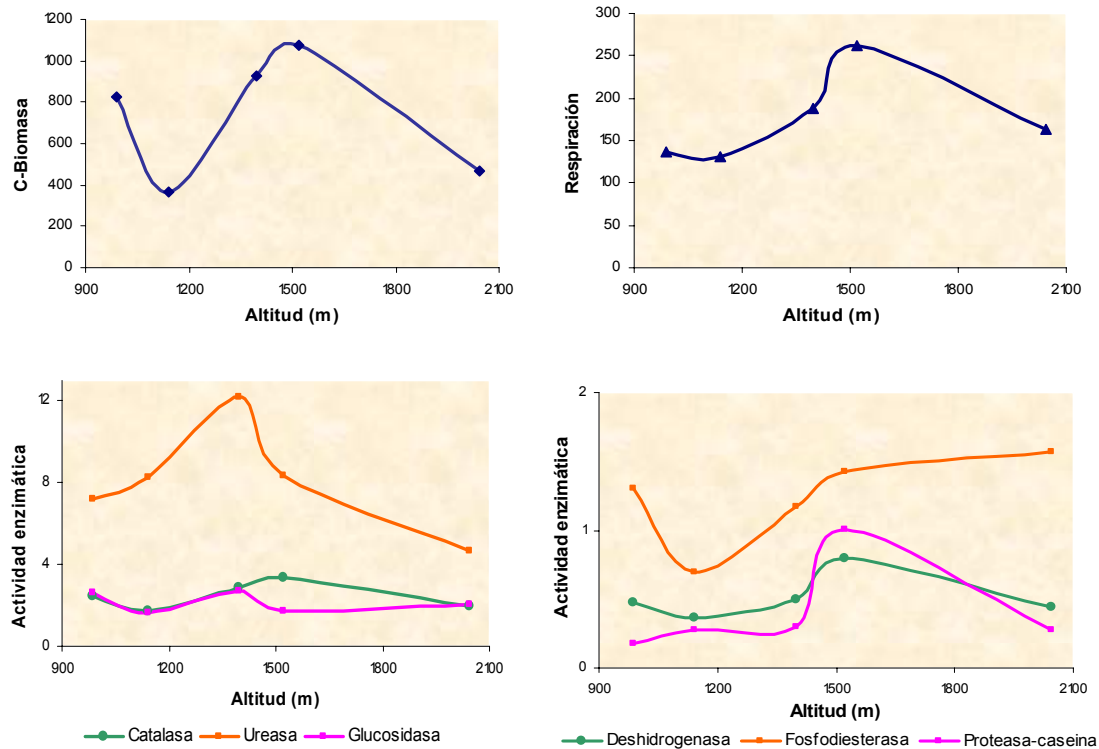


Figura IV.9.2. Relación entre altitud-parámetros bioquímicos generales y específicos en los suelos naturales de Sierra María.

Las propiedades bioquímicas siguen, evidentemente, la misma tendencia marcada por la variación de C orgánico (Figura IV.9.3): valores máximos a altitudes medias, posiblemente debido a la variación en tipos de vegetación existentes en la zona de estudio. De todas maneras, cuando los valores de las propiedades bioquímicas se expresan en relación al contenido en C, la relación altitudinal se modifica, obteniéndose los máximos de actividades específicas a menores altitudes que los máximos de valores absolutos de dichas propiedades bioquímicas. No obstante, se mantiene el patrón sigmoideal con la altitud, y muchos de los máximos de actividades específicas se localizan en el suelo a 2043 m de altitud, indicando que el clima influye en la vegetación, provocando cambios en las características de los restos vegetales aportados, y probablemente en el tipo de microorganismos existentes. A altitudes cercanas a los 2000 m se produce un cambio notable en la vegetación, pasando de una cobertura vegetal dominada por los termotipos oromediterráneo, como son encinares y pinares principalmente (*Quercus ilex* y *Pinus nigra*), y abundante sotobosque (*Juniperus sabina*, *Vella spinosa*, *Erynacea anthyllis*, *Bupleurum spinosum*, *Teucrium* sp., *Stipa tenacissima*, etc.) a otra vegetación dominada por los tipos crioromediterráneos (donde impera, principalmente, un matorral cacuminal pluriespecífico y especializado de caméfitos pulvinulares (*Erinacea anthyllis*, *Vella spinosa*, *Lygeum spartum*, etc.). De hecho, los análisis del humus en los suelos de Sierra María muestran, que los suelos que presentaron mayor porcentaje de C en forma de materia orgánica libre fueron los encinares y sabinars (SM3 y SM15), que se desarrollan a altitudes menores, seguidas de las muestras tomadas de bosques climácicos de pinos (SM10). Los suelos de matorral de alta montaña (SM20) presentaron los contenidos mas bajos de materia orgánica libre, debiéndose estas diferencias principalmente a que los suelos de encinar, sabinar y especialmente de pinar, presentan una vegetación leñosa acidificante que aporta restos de lenta descomposición microbiana, y los suelos de matorral poseen una

vegetación herbácea que facilita los procesos de biodegradación de los restos vegetales (Ver capítulo IV.8).

El comportamiento sigmoidal de las propiedades bioquímicas con la altitud aparece muy claro cuando se usan los diagramas de estrella (Figura IV.9.3) descritos por Dilly and Blume (1998), en los que cada coordenada corresponde al valor de una propiedad, expresado en proporción a un valor máximo. A pesar de los problemas que plantea su uso, por la subjetividad que representa el atribuir los máximos a cada coordenada, permiten una rápida comparación de todas las propiedades bioquímicas en muestras diferentes. En los suelos de Sierra María no existe una variación muy clara, pero en todos los casos existe una deformación en el perfil de las estrellas, mucho más acusada a altitudes mayores que a las inferiores. Las muestras a altitudes intermedias (SM3 y SM10) son las que presentaron el comportamiento mas equilibrado en sus propiedades bioquímicas, indicando que se trata de ecosistemas de clara vitalidad (Dilly and Blume, 1998). Así pues, a mayores altitudes (SM20) el espectro se modifica fuertemente, reduciéndose en general los valores de todas las propiedades, y mostrando cómo las condiciones climáticas de menor temperatura generan una fuerte disminución de todos los parámetros bioquímicos, especialmente el C asociado a la biomasa microbiana, posiblemente relacionado con la disminución de materia orgánica que sufren los suelos a mayor altitud, aunque también se observó un exceso de actividad β -glucosidasa y fosfodiesterasa, indicando una especialización microbiana. En cambio, a altitudes bajas (SM2, SM5 y SM15) los diagramas aparecen deformados, presentando algunas propiedades altos valores y mostrando déficit únicamente algunas de ellas, atribuibles bien a las características de la vegetación (que podrían justificar el déficit de proteasa-caseína) o al déficit hídrico (al que se podría responsabilizar de la falta de biomasa).

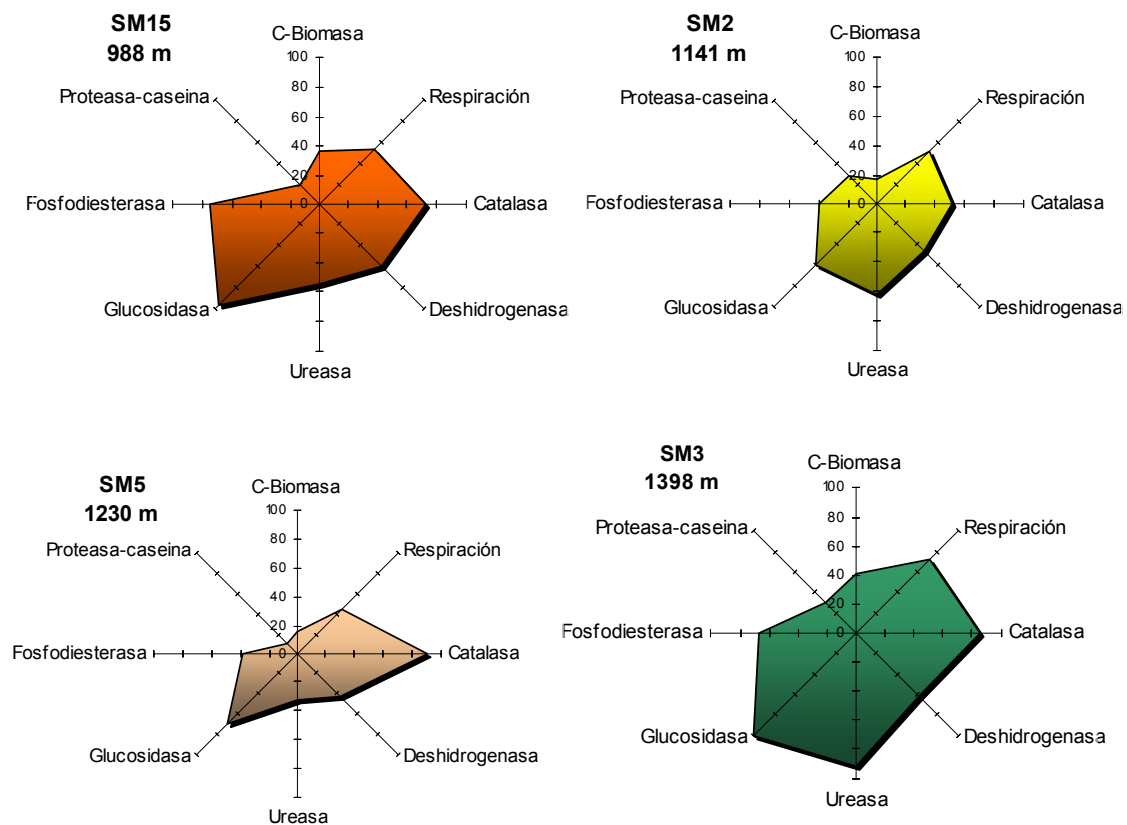


Figura IV.9.3. Diagramas de estrella de las propiedades bioquímicas de los diferentes suelos de la zona de estudio.

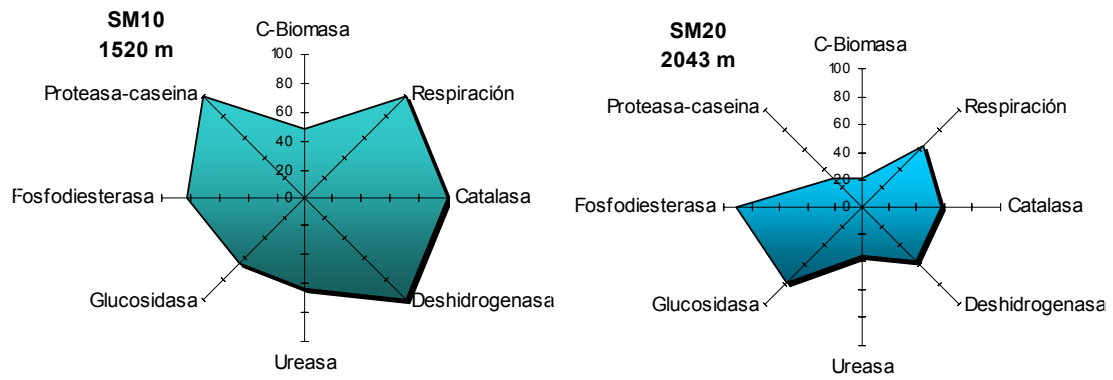


Figura IV.9.3. Diagramas de estrella de las propiedades bioquímicas de los diferentes suelos de la zona de estudio. *Continuación.*

Tabla IV.9.4. Datos de correlación de Pearson entre las propiedades bioquímicas generales y específicas.

	‡C.O.	C-Biomasa	CO ₂	qCO ₂	Deshidrogenasa	Ureasa	β-Glucosidasa	Fosfodiesterasa	Biomasa/C
C-Biomasa	0,989****								
qCO₂	-0,873***	-0,894***	-0,188						
Deshidrogenasa	0,732	0,786*	0,789*	-0,636					
Ureasa	0,846**	0,785*	0,306	-0,750	0,561				
β-Glucosidasa	0,603	0,574	-0,059	-0,791*	0,197	0,591			
Proteasa-Caseína	0,488	0,540	0,879***	-0,318	0,925***	0,389	-0,160	0,524	
Biomasa/C	-0,783*	-0,751	-0,596	0,739	-0,724	-0,872***	-0,648	-0,696	
CO₂ /C	-0,722	-0,699	-0,441	0,726	-0,639	-0,808*	-0,613	-0,678	0,929***
^{PP} ⊙ Catalasa	-0,543	-0,513	-0,482	0,480	-0,559	-0,654	-0,421	-0,668	0,842**
^{PP} ⊙ Deshidrogenasa	-0,691	-0,659	-0,454	0,671	-0,611	-0,802*	-0,594	-0,671	0,932***
^{PP} ⊙ Ureasa	-0,704	-0,717	-0,609	0,707	-0,774*	-0,616	-0,608	-0,909***	0,898***
^{PP} ⊙ β-Glucosidasa	-0,648	-0,628	-0,592	0,581	-0,701	-0,744	-0,425	-0,683	0,909***
^{PP} ⊙ Fosfodiesterasa	-0,723	-0,697	-0,459	0,725	-0,653	-0,906***	-0,478	-0,412	0,879***
^{PP} ⊙ Proteasa-Caseína	-0,577	-0,536	0,289	0,767*	-0,045	-0,602	-0,956****	-0,326	0,530

^{PP}⊙ Actividad específica.

‡Carbono Orgánico.

*P<0,05, **P<0,02, ***P<0,01, ****P<0,001

Tabla IV.9.5. Datos de correlación de Pearson entre las propiedades bioquímicas generales y específicas con los parámetros físicos y químicos de los suelos.

	C-Biomasa	CO ₂	qCO ₂	Deshidro- genasa	Ureasa	β-Gluco- sidasa	Fosfodi- esterasa	P-Caseína	Biomasa/C	Deshidro- genasa	Ureasa	Proteasa- caseína
pH H₂O	-0,296	0,277	0,6278	0,077	-0,271	-0,891***	-0,206	0,419	0,288	0,214	0,270	0,878***
Nitrógeno	0,843**	0,047	-0,799*	0,466	0,706	0,812*	0,759*	0,150	-0,733	-0,698	-0,735	-0,769*
Limo	-0,823**	-0,096	0,657	-0,484	-0,643	-0,562	-0,539	-0,248	0,545	0,341	0,437	0,515
Pf 33	0,883***	0,103	-0,906***	0,512	0,884***	0,838**	0,593	0,205	-0,820*	-0,759*	-0,700	-0,832**
Pf 1500	0,968****	0,209	-0,905***	0,697	0,702	0,702	0,782*	0,397	-0,725	-0,642	-0,751	-0,644
CEC	0,490	-0,431	-0,632	-0,087	0,534	0,884***	0,267	-0,425	-0,401	-0,371	-0,289	-0,945***
Ca	0,917***	0,064	-0,835**	0,537	0,851**	0,698	0,627	0,263	-0,758*	-0,734	-0,670	-0,715
Mg	0,275	0,874***	-0,127	0,758*	0,213	-0,329	0,198	0,909***	-0,333	-0,174	-0,299	0,472
IEE	0,644	0,639	-0,693	0,759	0,409	0,617	0,881***	0,543	-0,749	-0,635	-0,901***	-0,392

*Índice Estabilidad Estructural

*P<0,05, **P<0,02, ***P<0,01, ****P<0,001

IV.10. ESTUDIO DE LA ESTRUCTURA DEL SUELO

IV.10.1. Observaciones con SEM de la micro y ultramicrofábrica de los agregados de suelo.

La estructura del suelo, está relacionada en última instancia con la mayor parte de los indicadores de calidad descritos en la bibliografía. Por ello, hemos considerado interesante incluir un apartado específico para el estudio del aspecto estructural del suelo mediante diferentes técnicas. En primer lugar, se abordará el análisis de la estructura del suelo por observación de la superficie y la matriz de los agregados a diferentes escalas de magnificación, desde la escala macroscópica (macroestructura o fábrica) hasta la ultramicroscópica (ultramicroestructura o ultramicrofábrica) mediante observación con Microscopio Electrónico de Barrido; si bien nos centraremos en los niveles microscópico y ultramicroscópico. Se empleará el esquema de descripción mínima de la ultramicrofábrica propuesto por Delgado, R. (1993).

Se han escogido nueve muestras representativas de diferentes tipos de usos: perfiles 10 y 19, correspondientes al uso definido como pinar antiguo, perfiles 3 y 14 (encinar), perfil 15 (sabinar), perfil 8 (pinar reciente), perfil 5 (cultivos), perfil 2 (matorral degradado), y perfil 20 (matorral cacuminal). En todos los casos se han analizado agregados del horizonte superficial de los perfiles.

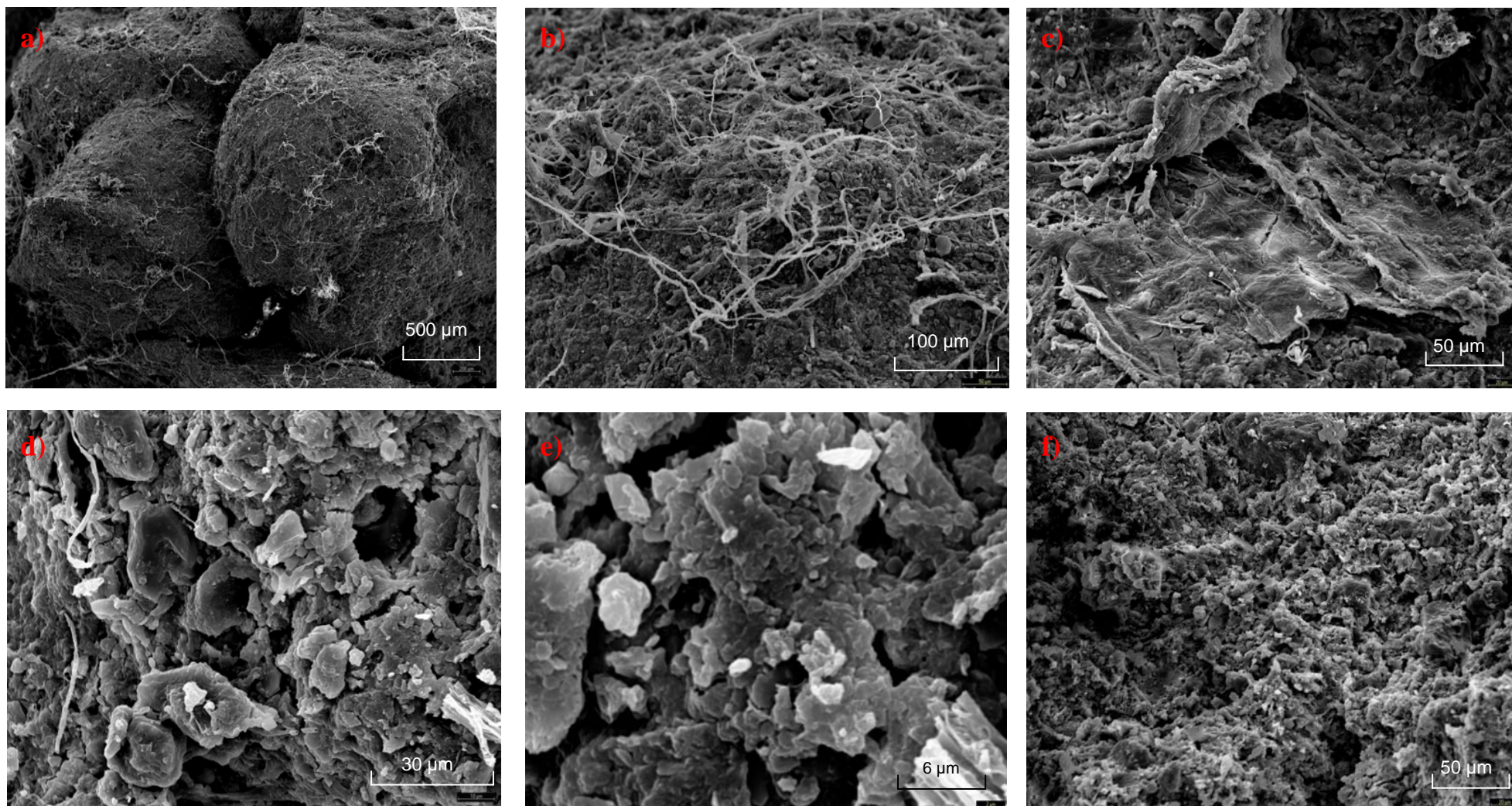
IV.10.1.1. Perfil 10

El perfil número 10, representativo del tipo de uso definido como pinar antiguo, se ha recogido en la parte medio alta de una ladera de roca caliza, en un ecosistema maduro, donde la especie arbórea dominante es pino laricio. Se trata de un pinar natural con un buen estado de conservación, ya que constituiría un pequeño relictos, con más de 500 años de antigüedad, estabilizado y donde la acción antrópica ha sido muy limitada.

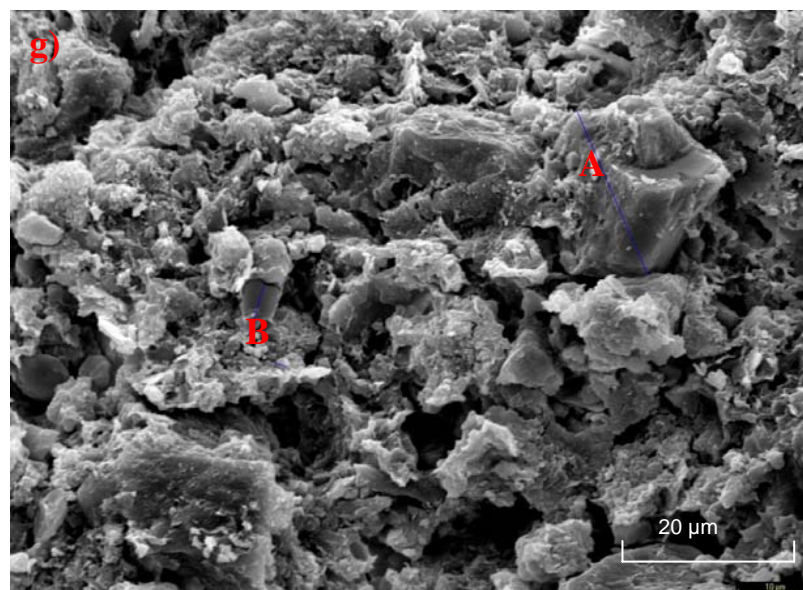
Comenzaremos describiendo la estructura a nivel microscópico. La microestructura está formada por agregados redondeados, con tamaños de 1 a 2 mm, correspondiendo al tipo granular compuesta. Los agregados aparecen imbricados, con formas arracimadas, indicativas de origen biológico (Figura IV.10.1). Los peds presentan en superficie estructuras fúngicas, que están puentando los agregados, y algunos restos vegetales. La presencia de estas redes de hifas, junto con los restos de las acículas de los pinos, que presentan una considerable cantidad de resinas, ceras o aceites aromáticos, pueden ser responsables de la resistencia a la humectación que manifiesta este suelo (Doerr et al., 2000; McGhie y Posner, 1981). El sistema de poros, a este nivel, estaría formado por grietas de 100 a 200 μm entre los agregados. La figura IV.10.2 es una foto de detalle de la parte superior derecha de la foto anterior, se observa una cobertura superficial de micelios o hifas que forman entramados con el agregado, colaborando, de esta forma, a la estabilización de la estructura (De Hendrix et al., 1990; Ternan et al., 1996). A este nivel, el agregado presenta también una superficie lisa constituida por enlosamiento de partículas orientadas tangencialmente, con recubrimientos irregulares de aspecto muscilaginoso y de origen orgánico (probablemente ácidos fúlvicos), y algunos restos vegetales primarios. La figura IV.10.3 muestra una película de origen biológico sobrepuesta sobre las estructuras fúngicas del agregado y rodeada de pequeñas excretas con formas esféricas, indicativo de un origen coprogénico del agregado.

A nivel de ultramicrofábrica se ha estudiado de forma separada la superficie de los agregados y el interior de los mismos. El estudio en detalle de la superficie de los agregados (figura IV.10.4) nos permite determinar la existencia de una fábrica laminar esquelética orientada y cementada por actividad biológica y cementos de carbonatos. Se observa que presenta jerarquización, apreciándose existencia de cluster y dominios. Existen varias jerarquías de cluster con formas y tamaños muy variados, algunos son ligeramente redondeados y otros más alargados e irregulares con tamaños entre 20 y 100 μm aproximadamente. También presenta una abundancia moderada de granos de esqueleto de naturaleza carbonatada, cementados, con tamaños comprendidos entre 15 y 30 μm , y con rasgos superficiales de alteración en algunos fenocristales (huellas de disolución). Los dominios de arcilla presentan una forma laminar y apilamiento intercrecido, con uniones entre láminas cara-cara, cementadas presumiblemente por agentes cementantes de origen orgánico y carbonatos. Aunque a menor aumento parecía que la superficie estaba formada por un enlosamiento de partículas, a elevados aumentos se observa que existe un moderado grado de anisotropía distribuido por toda la superficie, estando los cluster orientados en direcciones diferentes y no en la misma dirección (Figuras IV.10.4 y IV.10.5). Se aprecian abundantes poros entre las partículas y las coberturas orgánicas, con diferentes tamaños, desde 0.9 a 17 μm , apreciándose algunos anillos de recubrimientos en torno a ellos (Figuras IV.10.4 y IV.10.5).

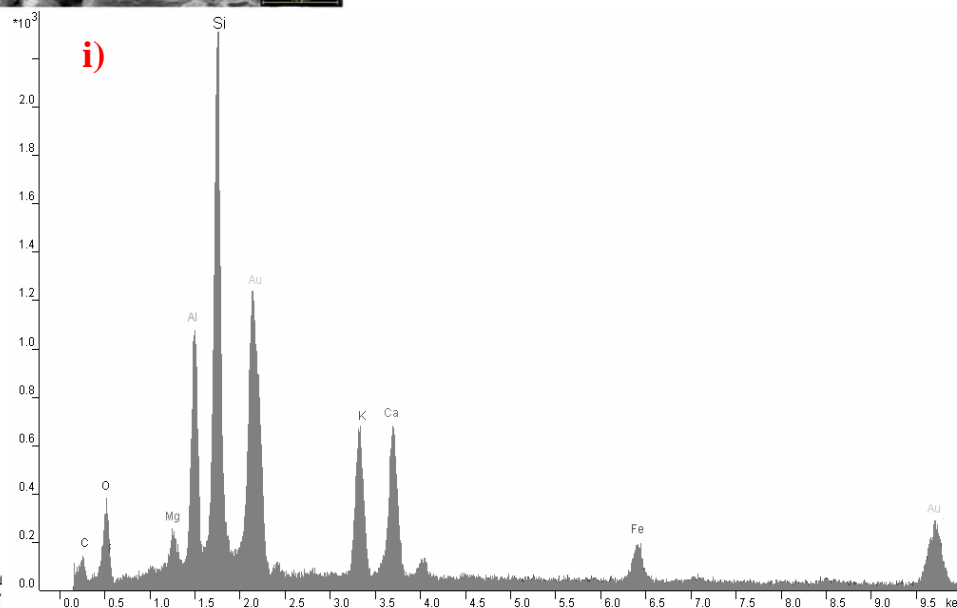
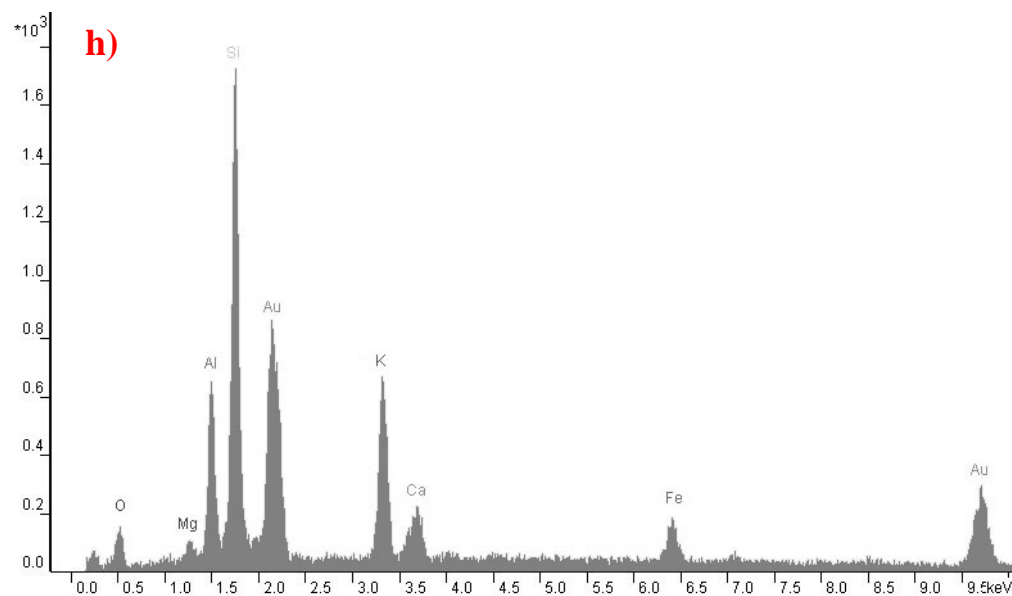
En cuanto a la ultramicrofábrica del interior de los agregados (Figuras IV.10.6 y IV.10.7), presenta también jerarquización de los cluster hasta llegar al dominio. Los cluster tienen formas irregulares y tamaños diversos (5 – 15 μm). Los granos de esqueleto son más abundantes y de menor tamaño (10 – 20 μm) que en la superficie del agregado, en general de naturaleza carbonatada, con golfos de corrosión en algunos casos. Las unidades de organización o dominios presentan formas redondeadas y alargadas, y diversos tamaños. Las láminas están intercrecidas con uniones cara-cara y cara-borde, y cementadas por puentes de carbonato cálcico (Figuras IV.10.8 y IV.10.9). El interior presenta mayor anisotropía que la superficie con cristales en diferentes orientaciones, distribuida de igual forma por todo el interior. Tiene una porosidad abundante, irregular, jerarquizada y con tamaño de poro muy variado, entre 3 y 15 μm .



Figuras IV.10.1 (a), IV.10.2 (b), IV.10.3 (c), IV.10.4 (d), IV.10.5 (f), IV.10.6 (g).



Figuras IV.10.7 (g); IV.10.8 (h): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.7. Punto A.; IV.10.9 (i): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.7. Punto B.

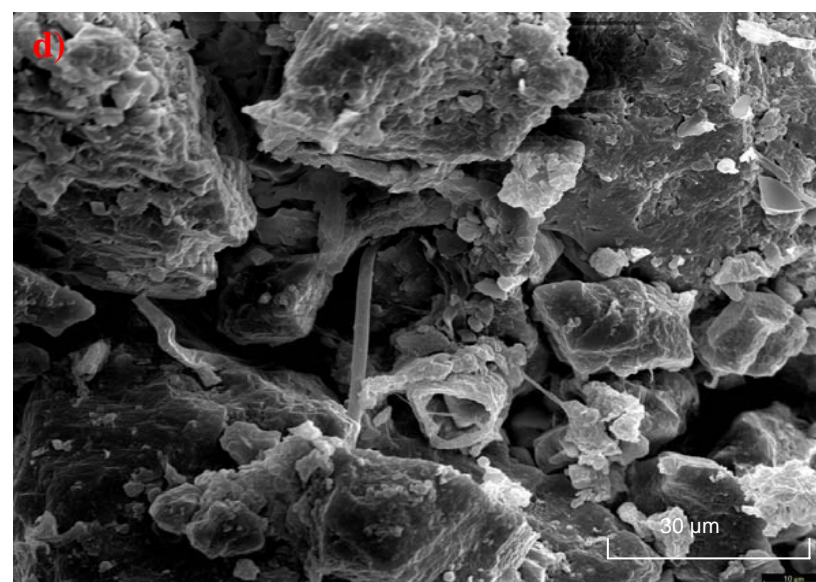
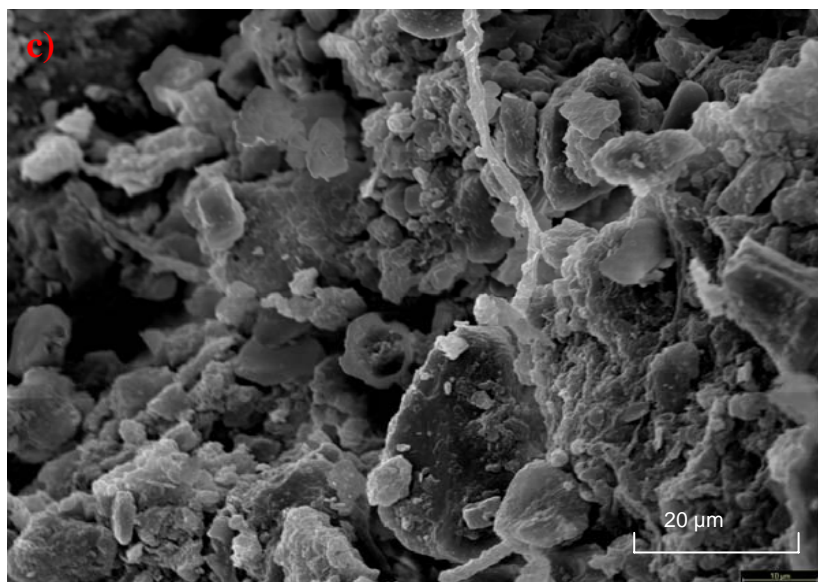
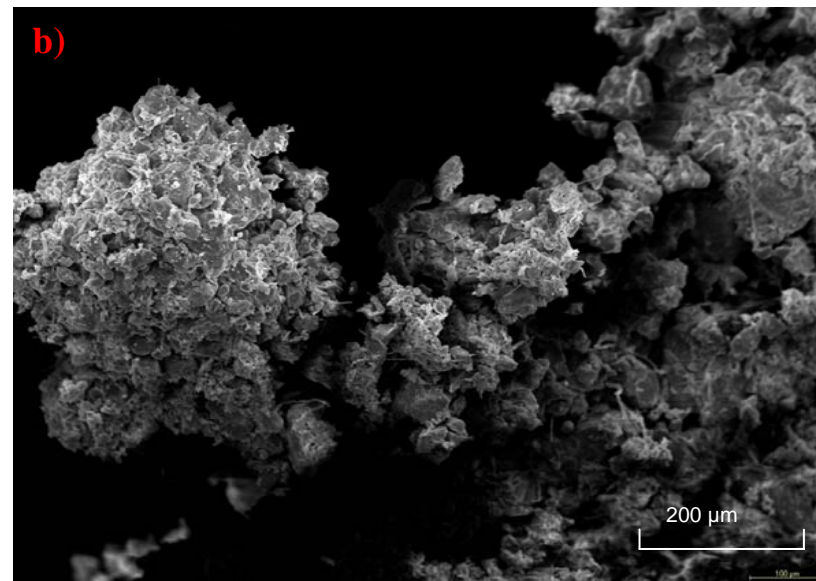
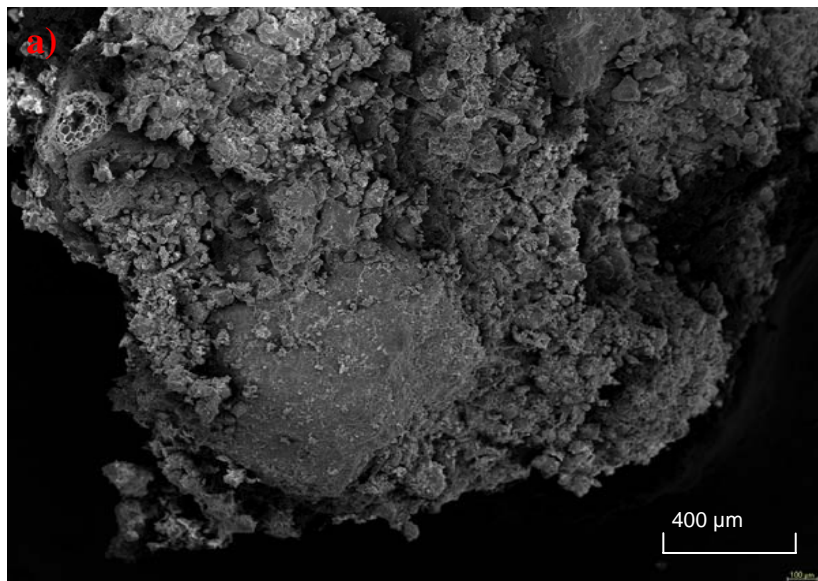


IV.10.1.2. Perfil 8

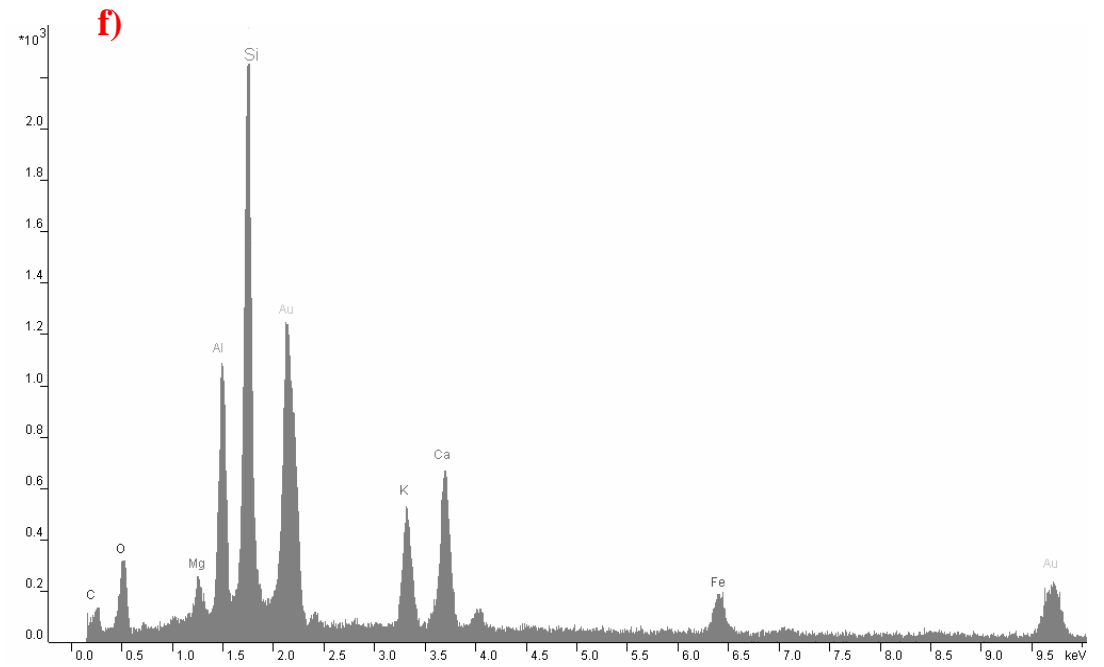
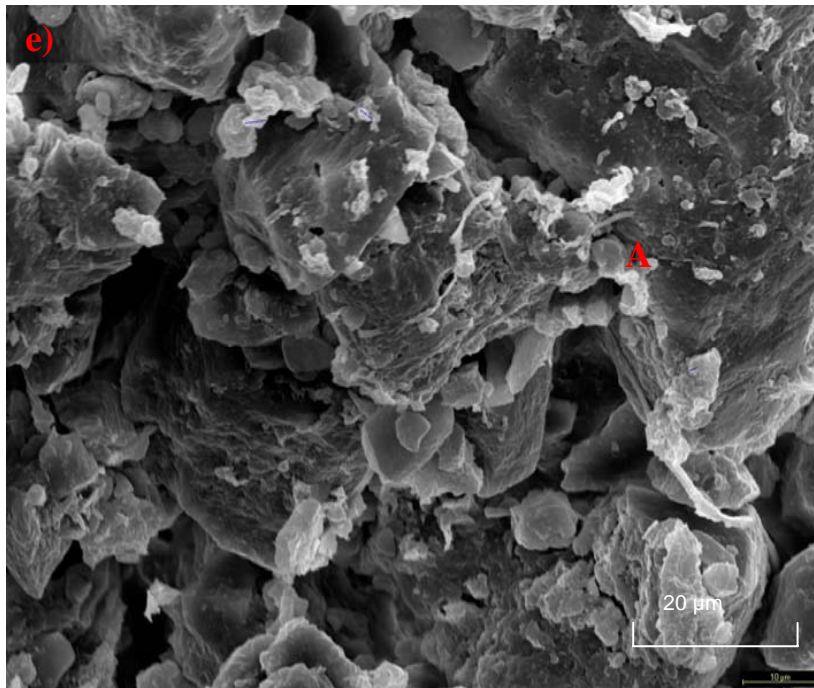
A continuación, se estudia el horizonte superficial del perfil número 8, muestreado sobre un pinar de repoblación, de pino negral, de unos 20 a 30 años de edad, en un ecosistema bastante menos evolucionado que el anterior.

La microestructura del perfil 8, difiere bastante de la del perfil 10 comentada anteriormente (Figuras IV.10.10 y IV.10.11). El perfil 8 presenta una estructura en bloques subangulares finos y medianos. En la figura 7.18h se observa un único agregado con forma subangular de 2 mm de diámetro, constituido a su vez por dos tipos de microagregados unos más débiles y pequeños (entre 50 y 250 μm), con formas esferoidales o irregulares, porosos (figura 7.19a, detalle de la anterior), y otros más fuertes, de mayor tamaño (aproximadamente 1 mm), menos porosos y con una superficie lisa (pápula de arcilla). A este nivel el sistema de poros está formado por las de grietas de mayor tamaño (de 50 a 100 μm) que originan superficies de debilidad con posible ruptura en pedos más pequeños, y sistemas de huecos más pequeños entre los microagregados. Se aprecian signos de actividad biológica, algunas hifas y recubrimientos zonales de materia orgánica (aparece una raíz -corte transversal- en la esquina superior izquierda).

A nivel de ultramicrofábrica, la morfología de la superficie y el interior de los agregados son análogas por lo que se describen conjuntamente. El estudio de detalle del agregado (figuras IV.10.12, IV.10.13, IV.10.14), nos permite dictaminar la presencia de una fábrica jerárquica formada por abundantes fenocristales tamaño arena que están cementados y puenteados entre sí a través de cluster de arcillas con formas irregulares, y de pequeño tamaño (menor de 10 μm). Los granos de esqueleto son de carbonatos, muy abundantes en relación al plasma con tamaños entre 10 y 100 μm , y con algunas huellas de disolución (figura IV.10.12). Existen dominios y paquetes de láminas de arcilla y limos finos, con formas redondeadas y alargadas, con un modelo de unión cara-cara principalmente, están intercrecidos, y se encuentran cementados por carbonato cálcico (Figura IV.10.15). La ultramicrofábrica es bastante anisótropa, aunque la anisotropía varía por zonas. Se observan también, abundantes poros entre los granos de esqueleto con tamaños variados. A pesar de que se aprecian zonas donde las hifas ayudan a la formación de la estructura del suelo (Figuras IV.10.13 y IV.10.14), las evidencias de actividad biológica, son mucho menos frecuentes que en el perfil anterior (perfil 10). En este sentido, cabe destacar que este suelo presentaba mucha menor hidrofobicidad que el suelo bajo pinar natural (perfil 10), a pesar de tener el mismo tipo de vegetación. Esto es posiblemente debido al menor contenido de materia orgánica y de estructuras fúngicas, dado el menor grado de evolución del suelo y la edad del pinar (Teramura, 1980). En general la ultramicrofábrica presenta un patrón morfológico genético de tipo esquelético, puenteada por láminas de arcillas, abierta, más débil, menos evolucionada, menos porosa y menos estabilizada por materia orgánica que en el caso anterior, correspondiendo a un estado inicial de desarrollo de estructura. La pápula de arcilla de mayor tamaño (realmente tendría tamaño ped), presenta una estructura diferente al resto, pudiendo tratarse de un resto de suelo de mayor antigüedad, previo al movimiento de tierra para la reforestación.



Figuras IV.10.10 (a); IV.10.11 (b); IV.10.13 (c); IV.10.14 (d).



Figuras IV.10.12 (e); IV.10.15 (f): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.12. Punto A.

IV.10.1.3. Perfil 5

El perfil 5 corresponde a un suelo de cultivo, clasificado como un Luvisol calcáreo, situado en una terraza a 1200 m de altitud. La microestructura de este perfil es granular compuesta débil que rompe en bloques angulares y subangulares. Los agregados son esferoidales con tamaños variados (entre 0.5 y 2 mm), están arracimados e imbricados, y presentan distintos grados de rugosidad superficial. Se observan también algunos microagregados esferoidales con tamaños entre 50 y 200 μm . No se aprecian granos de esqueleto a este nivel, pero sí algunos rasgos de origen biológico.

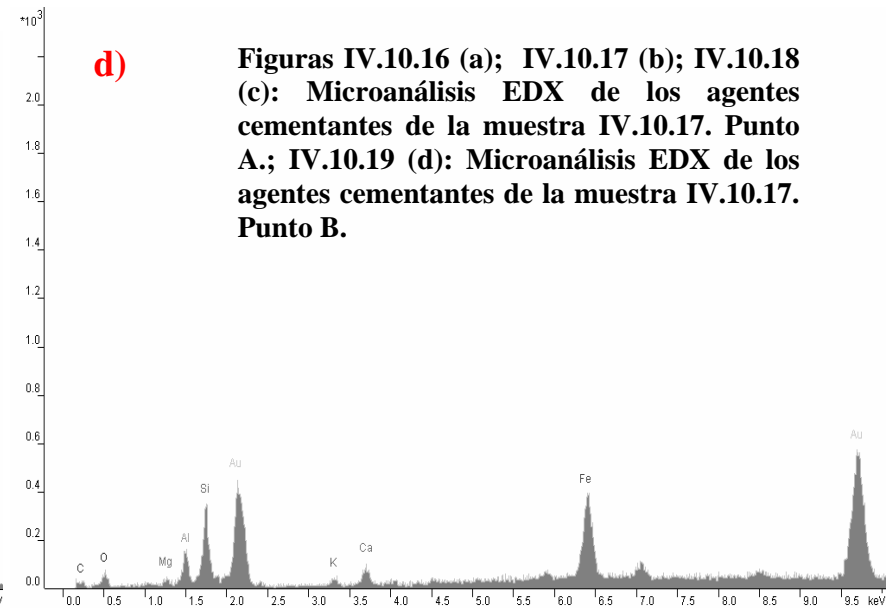
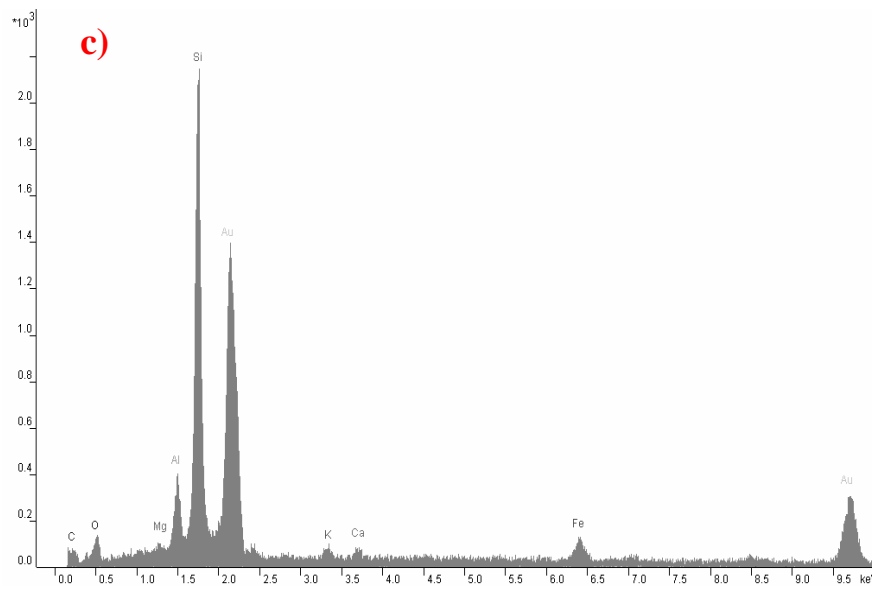
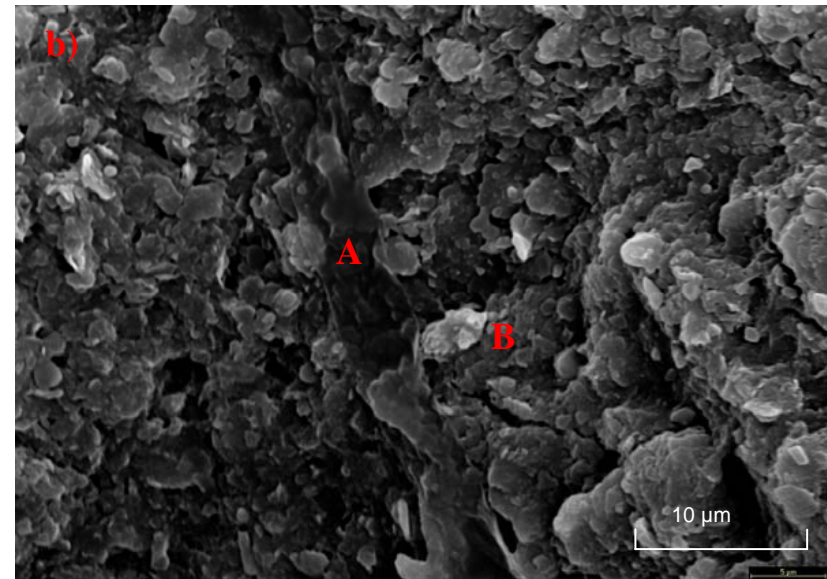
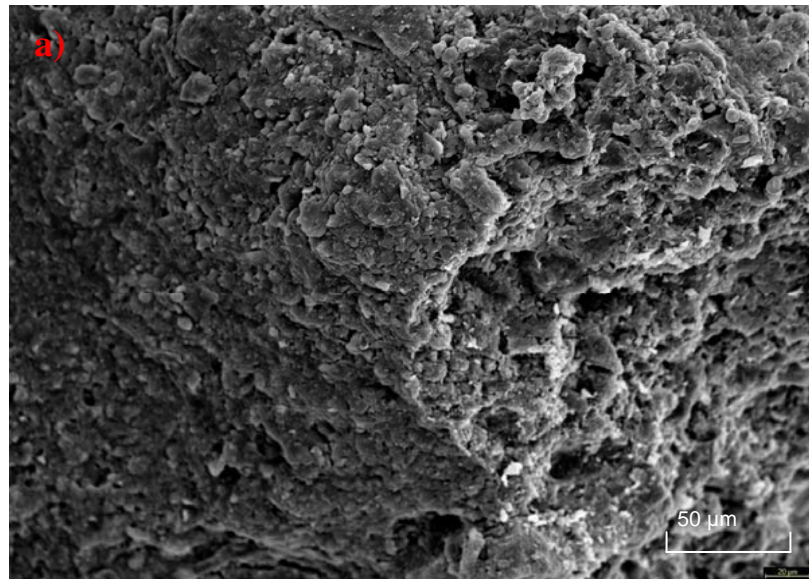
Realizaremos la descripción de la ultramicroestructura tanto de los agregados con superficie rugosa como de los de superficie menos rugosa. Comenzaremos por estos últimos, la figura IV.10.16 es una imagen de detalle de la zona de ruptura de los agregados con superficie menos rugosa. Nos permite observar la zona exterior a la izquierda y la zona interior del agregado a la derecha, con una estructura compuesta por superposición de capas cementadas, con partículas planas y orientadas en la misma dirección. Centrándonos en la ultramicrofábrica de la superficie de estos agregados (Figura IV.10.17), se observa la existencia de jerarquización en cluster y dominios, los cluster tienen formas irregulares y pequeño tamaño (entre 5 y 15 μm). Existen muy pocos granos de esqueleto, pequeños e incluidos en el plasma mayoritario. Los dominios son laminares con tamaños diversos, en algunos casos de menos de 1 μm . La unión entre láminas es fundamentalmente cara-cara y en algunos casos cara-borde. Dichas láminas están intercrecidas y cementadas por materia orgánica y óxidos de hierro (Figuras IV.10.18 y IV.10.19). El agregado presenta, en general, poca anisotropía y poros poco abundantes, con tamaños entre 0.5 y 5 μm , situados entre las láminas de arcilla.

Por otro lado, la superficie de los agregados de menor tamaño y más rugosos difiere bastante de la anterior (Figuras IV.10.20 y IV.10.22). Es una ultramicroestructura jerárquica con cluster de formas y tamaños muy irregulares, tendiendo a esferoidales. Presenta un contenido intermedio de granos de esqueleto de tamaños muy variados (10 – 50 μm) de naturaleza carbonatada, integrados en el plasma y cementados por dicho plasma. Se aprecian además rasgos de origen biológico (algunas hifas). Existen dominios y paquetes laminares y algunos esferoidales con tamaños variables. Las láminas presentan principalmente uniones cara-cara y en menor medida cara-borde, intercrecidas y apiladas con cementos de óxidos de hierro y carbonatos (Figura IV.10.21).

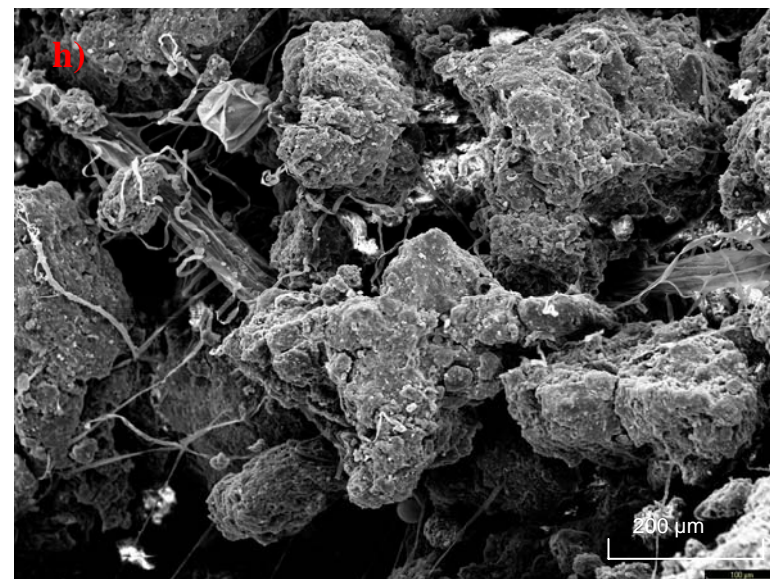
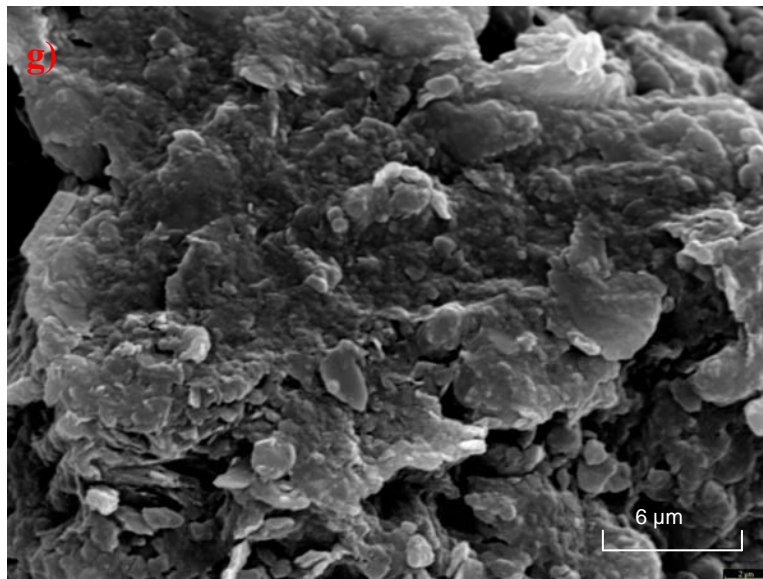
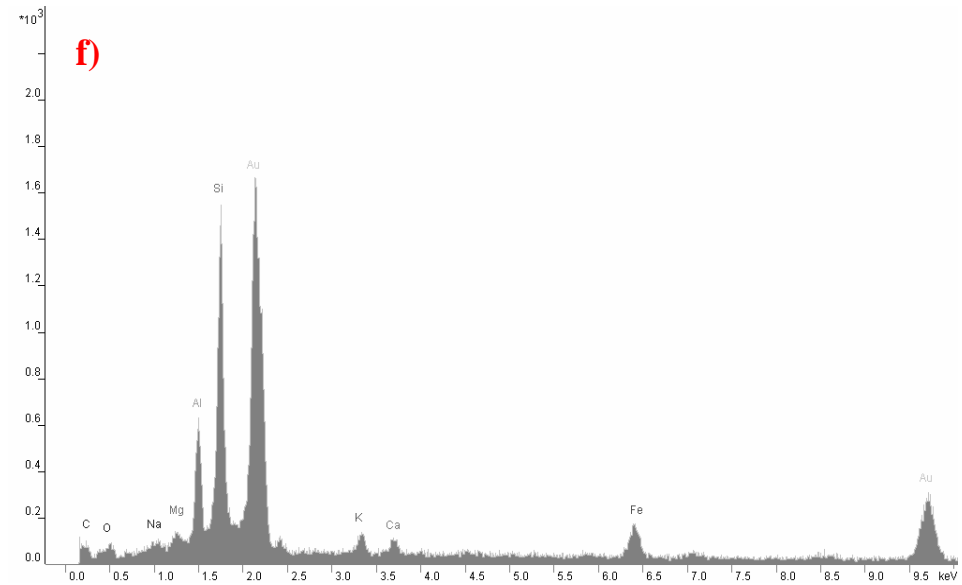
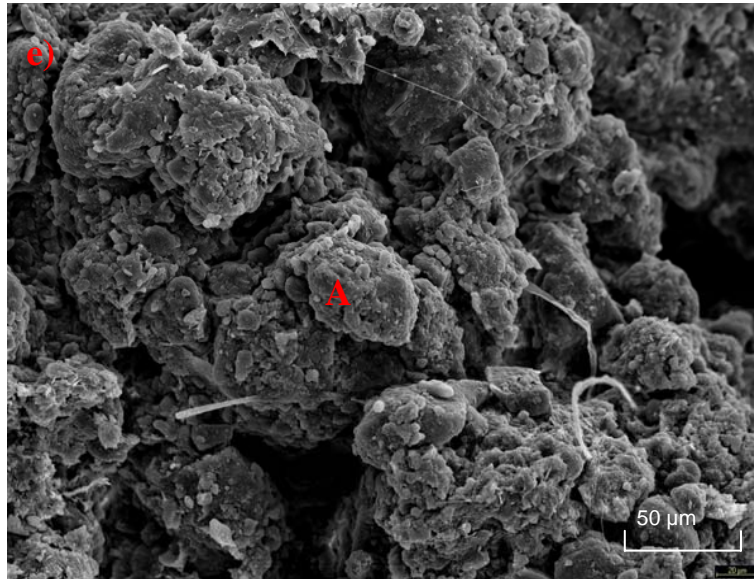
Presenta un grado intermedio de anisotropía de distribución localizada. La porosidad es moderada, con tamaños entre 10 y 50 μm y se distribuye entre los cluster y microagregados, siendo posiblemente puntos de circulación de agua. La figura IV.10.23, muestra en detalle uno de los cluster esferoidales masivo y muy cementado por carbonato cálcico, con algunos poros, que podrían haber sido producidos por actividad biológica o por la expansión de vacuolas de gases. Presenta también abundantes granos de esqueleto unidos en capas. Los cementos de este suelo son, por tanto, polimineralógicos con agregados cementados por carbonato cálcico y óxidos de hierro. (Figura IV.10.24)

La figura IV.10.25 muestra una zona de lavado de un agregado. Este presenta microagregados esferoidales muy cementados por carbonatos y óxidos de hierro. Entre los microagregados existen grietas de circulación de agua ocupadas por restos vegetales, raíces e hifas de hongos. La estructura está algo disturbada por la manipulación de la muestra.

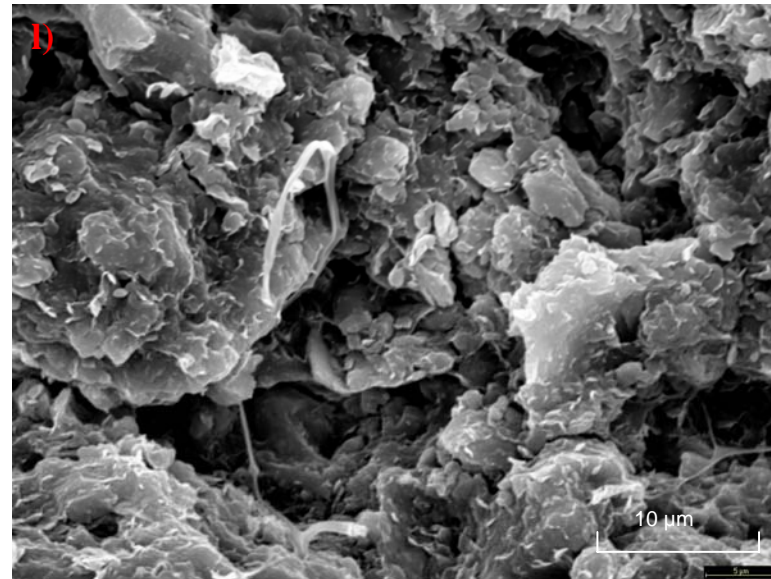
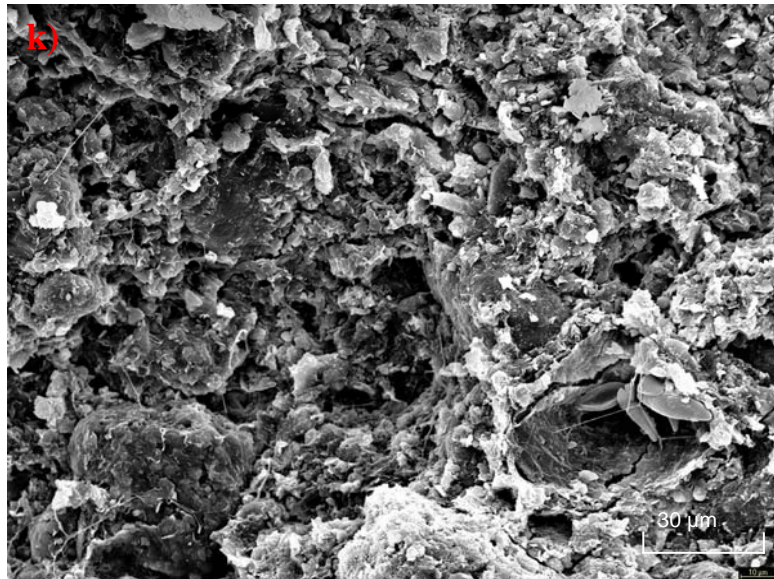
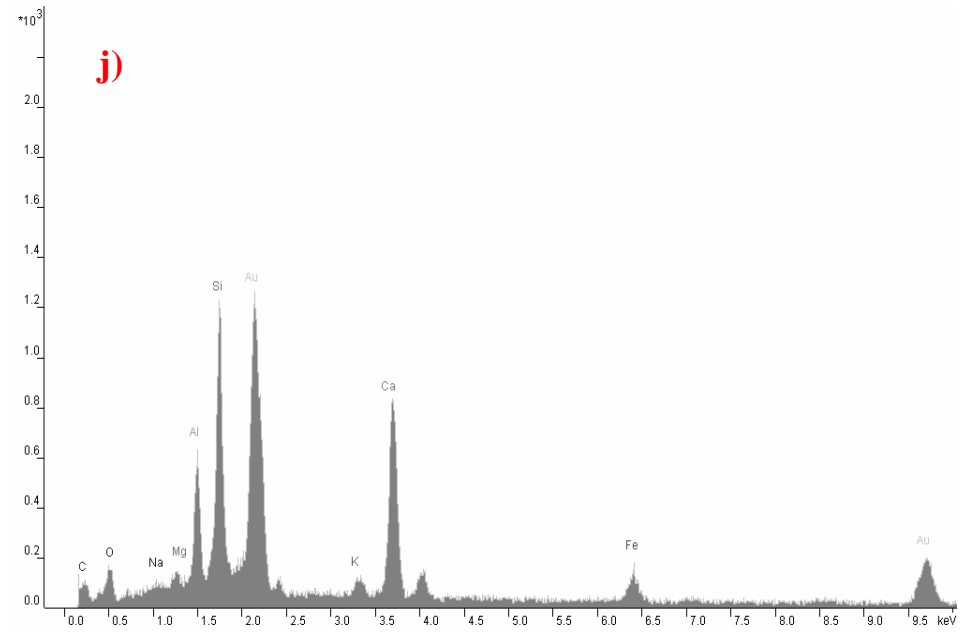
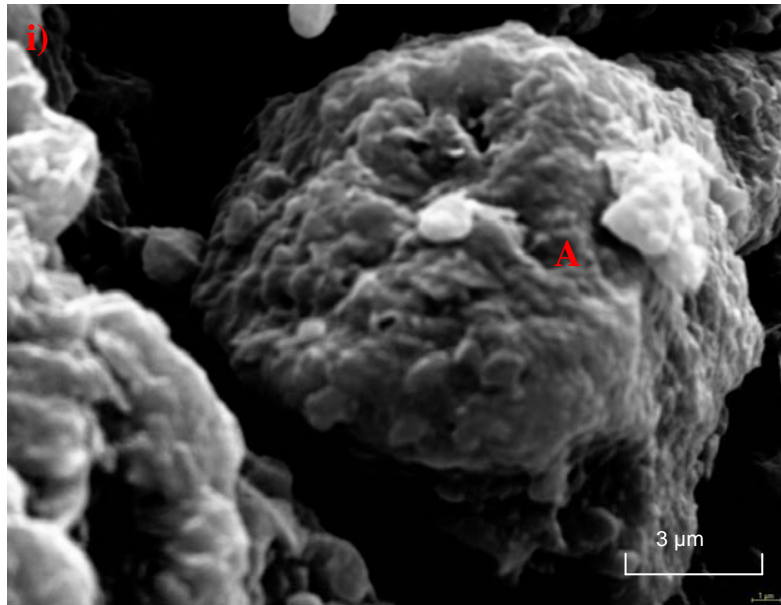
La ultramicrofábrica del interior de los agregados rugosos y menos rugosos es similar (Figuras IV.10.26 y IV.10.27), presenta una estructura jerárquica, con cluster de tamaño y formas variadas dispuestos en celdas alrededor de los fenocristales, con una moderada abundancia de granos de esqueleto insertados en el plasma. Existen dominios laminares y algunos paquetes esféroidales. Las uniones entre las láminas de arcilla son cara-cara y cara-borde, apiladas e intercrecidas y cementadas por carbonatos. Existe moderada anisotropía localizada por zonas, con porosidad moderada, con poros situados entre cluster y tamaños entre 2 y 15 μm . Se observan algunos filamentos de origen biológico. El patrón morfológico genético del interior de los agregados es floculado, si bien en algunos agregados existen patrones de fábricas precipitadas.



d) Figuras IV.10.16 (a); IV.10.17 (b); IV.10.18 (c): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.17. Punto A.; IV.10.19 (d): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.17. Punto B.



Figuras IV.10.20 (e); IV.10.21 (f): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.20. Punto A.; IV.10.22 (g); IV.10.25 (h).



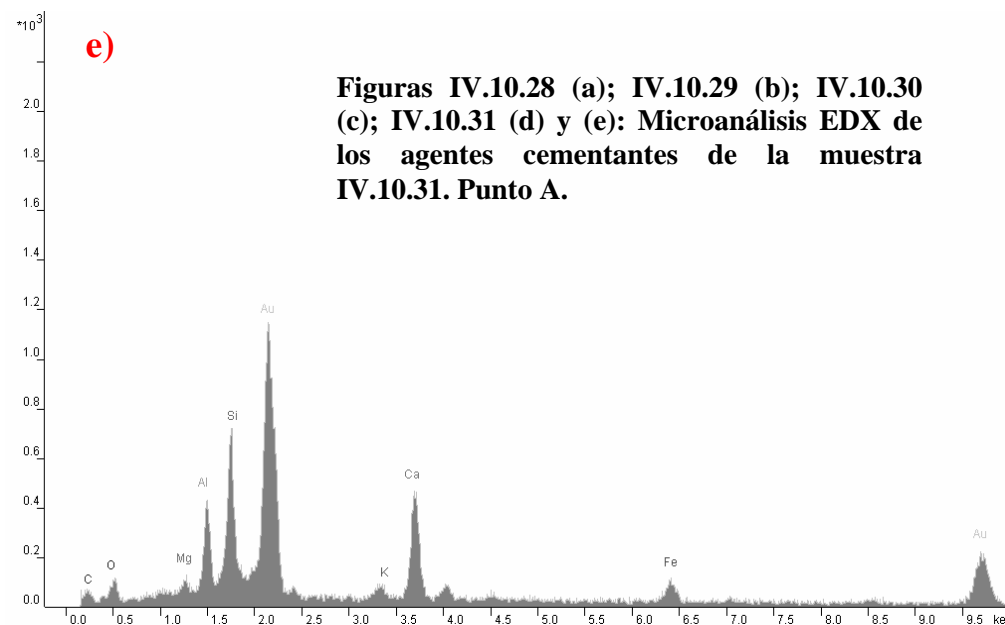
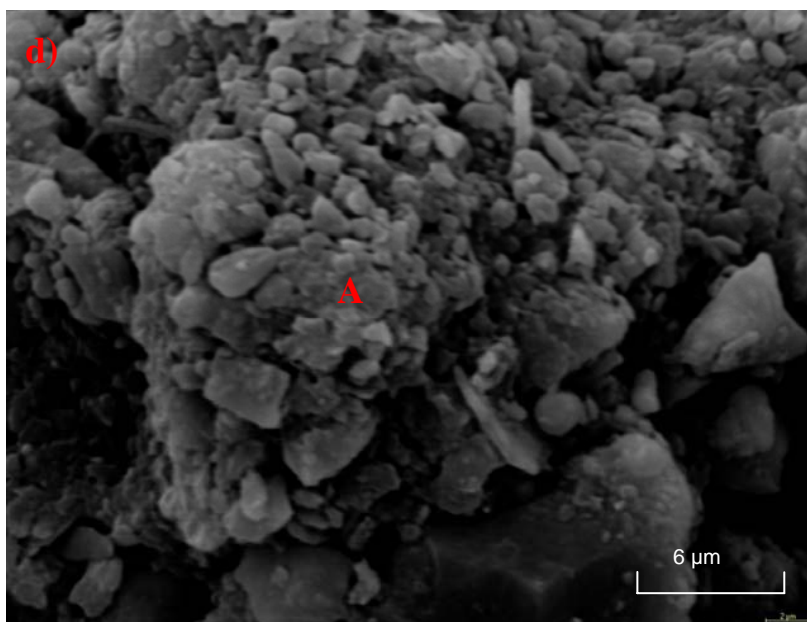
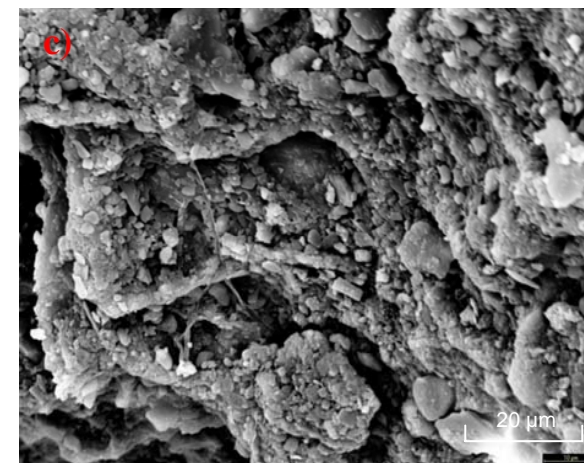
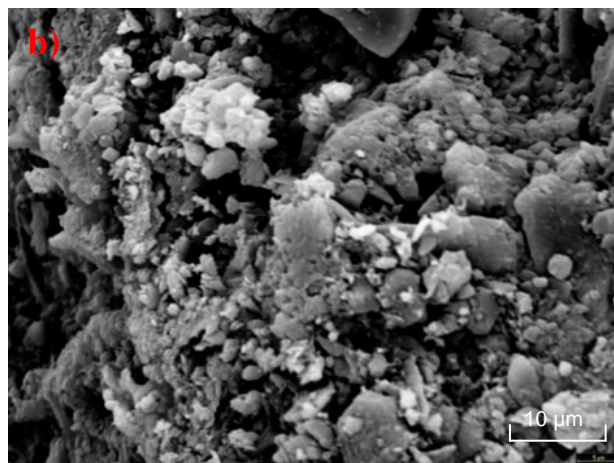
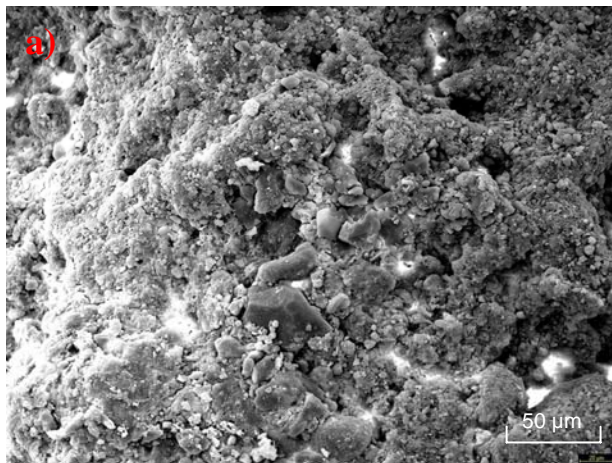
Figuras IV.10.23 (i); IV.10.24 (j): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.23. Punto A.; IV.10.26 (k); IV.10.27 (l).

IV.10.1.4. Perfil 2

El perfil 2 corresponde al tipo de uso de matorral denso, clasificado como Leptosol Rendzico. La microestructura del perfil, difiere bastante de la estructura de las anteriores muestras. Tiene una buena estructura en bloques subangulares con abundantes cavidades y poros entre los peds y micropeds, debido posiblemente a la actividad biológica. Presenta agregados esferoidales, arracimados, con abundantes raíces y restos vegetales entre sus grietas y, a diferencia de los suelos bajo pinar, no tienen un recubrimiento superficial formado por estructuras fúngicas. Se aprecia a este nivel que la estructura es muy esquelética, con abundantes granos de esqueleto de tamaños arena y limo fino fuertemente cementados por carbonato cálcico (Figuras IV.10.28 y IV.10.31). La Figura 7.7 muestra los resultados del microanálisis realizado, donde se ratifica la gran cantidad de carbonato cálcico que presenta esta muestra, aunque también existe una mezcla de cuarzo, feldespatos, micas, óxidos de hierro, etc.

A nivel ultramicroestructural, la superficie del agregado (Figuras IV.10.28 y IV.10.31) está poco jerarquizada, con cluster de formas elongadas aunque también hay cluster algo más equidimensionales. Los granos de esqueleto son muy abundantes, de tamaños variados (5 – 50 μm), carbonatados, y puenteados por cementos de carbonato cálcico, óxidos de hierro y arcillas. Los dominios son de tamaños variados (inferiores a 2 μm), con formas semiesféricas y angulares, principalmente de carbonato cálcico y en mucho menor grado de filosilicatos, que originan formas laminares, con uniones cara-cara y cara-borde muy cementados, estando apilados e intercrecidos. Existe una moderada anisotropía de distribución localizada y una moderada porosidad, con tamaño de poros entre 5 y 20 μm , generados entre los granos de esqueleto. El patrón morfológico genético correspondería a una fábrica esquelética cementada.

El interior del agregado tiene una ultramicrofábrica muy parecida a la superficie del mismo (Figuras IV.10.29 y IV.10.30), aunque es más porosa. Presenta una estructura constituida por capas concéntricas cementadas por carbonato cálcico que originan cluster, con formas discoidales, si bien existen otras zonas con una estructura más homogénea. La porosidad está gradada verticalmente y tiende a disminuir hacia la superficie del agregado. La figura IV.10.30 muestra una visión oblicua de los cluster del agregado, hay una zona constituida por capas de abundantes fenocristales, con cluster que se organizan constituyendo celdas respecto a otros cluster en diferentes direcciones. La estructura esta muy cementada por carbonato cálcico y es moderadamente porosa.



Figuras IV.10.28 (a); IV.10.29 (b); IV.10.30 (c); IV.10.31 (d) y (e): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.31. Punto A.

IV.10.1.5. Perfil 14

El perfil 14 representa un encinar, ubicado en la parte alta de una ladera caliza, presentando *Quercus ilex* como especie dominante y algunas repoblaciones de *Pinus halepensis* realizadas en 1949. El sotobosque que acompaña al encinar es escaso, y está dominado por *Quercus coccifera*, *Rosmarinus officinalis*, *Thymus sp.*, *Genista scorpius*, *Cistus albidus*, *Juniperus oxycedrus*, *Cistus clusii*, *Helianthemum sp.*, *Teucrium sp.*, y gramíneas como *Stipa tenacissima*. La influencia humana ha sido pequeña, encontrándose el encinar en un buen estado de conservación.

A nivel macroscópico la estructura se define como migajosa, mediana y fuerte, que rompe en bloques subangulares medianos y fuertes de aproximadamente 3-4 mm de diámetro.

A nivel de microestructura, los anteriores agregados subangulares (3-4 mm) rompen en microagregados esferoidales, de aproximadamente 1 mm de tamaño (Figura IV.10.32). La mayor parte de la porosidad se encuentra en las fisuras que separan dichos microagregados, y que son del orden de 50 a 100 μm , no obstante, también se observan algunos poros de pequeño tamaño en los micropeds. Dichas fisuras se encuentran rellenas de material fino, indicando que no son estables. Se observa además, como todos los microagregados presentan un cráter (Figura IV.10.33), en cuyo interior están recreciendo láminas de arcilla y granos de cuarzo, con abundante carbonato cálcico e hierro (Figura IV.10.36 muestra el microanálisis realizado al material que se acumula en el interior del cráter de un microagregado). Su origen puede deberse a la acumulación de material mineral y gotas de agua en el interior de los cráteres, permitiendo la recristalización de los minerales. Sobre el grano de mineral también se observa una superficie rugosa que puede deberse a la cristalización, e incluso se observan nuevas capas de formación, proporcionando una cara ideomorfa del mineral, el cuál, se encuentra unido a la base del cráter.

Los micropeds, recubiertos de una pátina de arcilla, manifiestan una cierta actividad biológica, como raíces muy finas e hifas fúngicas, que favorecen la estructura del suelo, ya que producen compuestos orgánicos que ensamblan los agregados (De Hendrix et al., 1990; Ternan et al., 1996), de ahí que los microagregados que se alejan de la zona de las raíces, son de mayor tamaño que los próximos a las mismas. A su vez las hifas aglutinan las partículas dentro de los agregados (De Hendrix et al., 1990; Ternan et al., 1996), como podemos observar en la Figura IV.10.34, donde pequeñas granos de esqueleto tienden a concentrarse en torno a las hifas de hongos. Un detalle de la parte superior derecha de la fotografía anterior (Figura IV.10.35), muestra los recubrimientos de minerales de la arcilla (esmectitas y micas), y cementos de carbonatos, formas de hierro y feldespato potásico (el microanálisis realizado a los cementos, IV.10.37, mostró picos de Si, Al, C, O, Fe, Ca, Ti, K y Mg). Las raíces e hifas, junto a algunos micelios de carbonato, se desarrollan por las fisuras que separan los microagregados.

La ultramicroestructura de la superficie de los agregados, presenta un cierto grado de jerarquización, aunque no es muy patente. Se observan pocos granos de esqueleto con tamaños comprendidos entre 5 y 20 μm , de naturaleza carbonatada y silícica, con pocos signos de alteración, y en cuya superficie se acumulan pápulas de arcilla. En la figura IV.10.38 se muestra un mineral ideomorfo recrecido, o bien en la roca, o en el suelo, sobre él se han realizado dos microanálisis, uno en la cobertura superficial del mismo, que determinó la existencia de Fe, CaCO_3 y minerales de arcilla (Si, Al, O, C, Ti, K, Mg); y un segundo microanálisis realizado en el cuerpo del mineral, revelando, que por el contenido químico (Si, Al, Mg, Fe, O, C, Na y algo de Ca) podría tratarse de un feldespato, aunque por su

morfología, parece ser un grano de cuarzo o un piroxeno (Ver capítulo IV.5). En las figuras IV.10.39, IV.10.40 y IV.10.41 se observa la presencia de clusters de 20-25 μm , laminares y discoidales, jerarquizados y con diferentes orientaciones, entre los cuales se constituyen los poros. También se observan cluster residuales, cluster en formación por deposición de arcillas, cluster que se están lavando, etc. El microanálisis realizado a los mismos muestra la existencia de micas, esmectitas y algo de carbonatos (Figura IV.10.42). Existen abundantes dominios laminares, planos, de tamaño limo muy fino y arcilla ($< 5 \mu\text{m}$), con uniones cara-cara y cara-borde en algunos casos, cementados de forma paralela a la superficie, por óxidos de hierro y arcillas y están intercrecidos (no hay paquetes). La fábrica tiene un grado variable de anisotropía localizada en determinadas zonas, desde zonas con un elevado grado a anisotropía, a zonas poco anisotrópicas (Figuras IV.10.39 y IV.10.41). En general la fábrica es poco porosa, aunque la porosidad varía por zonas, y tiende a distribuirse entre los clusters.

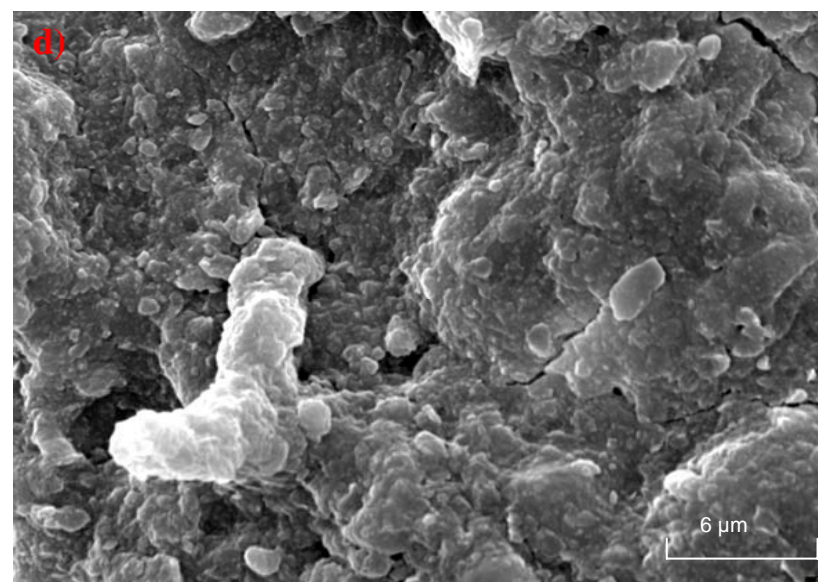
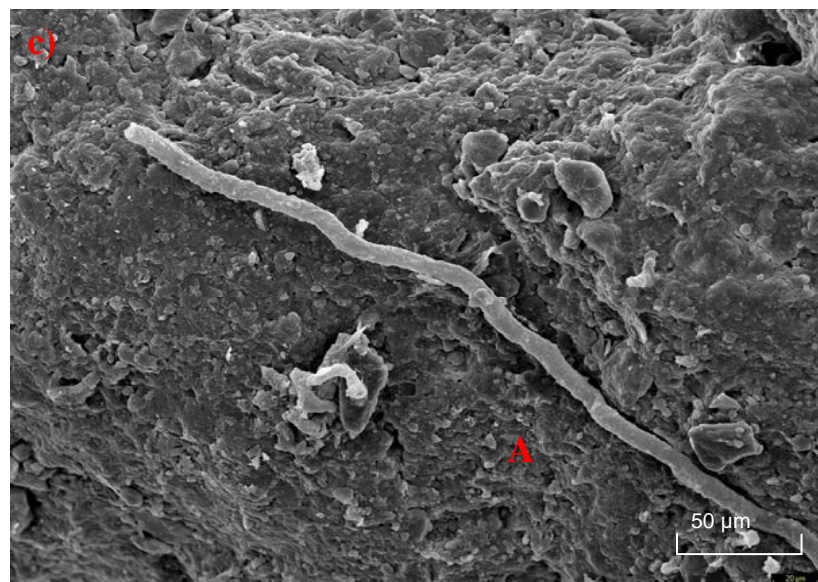
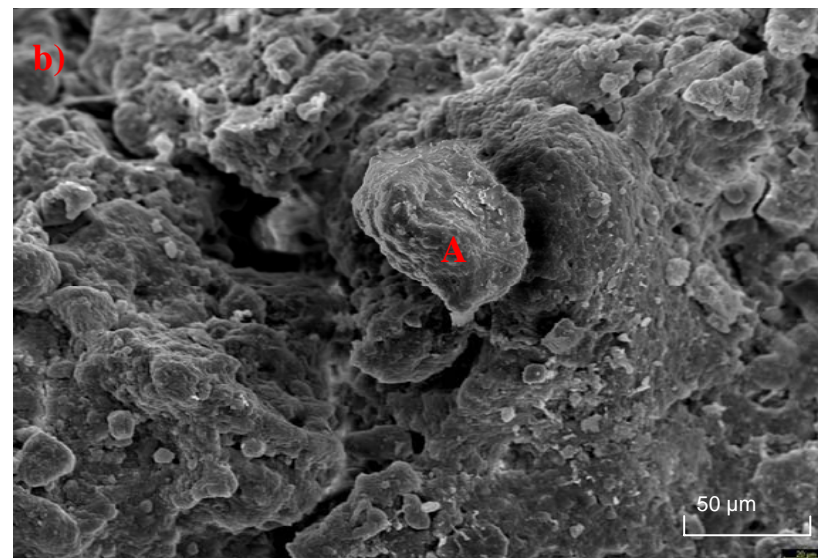
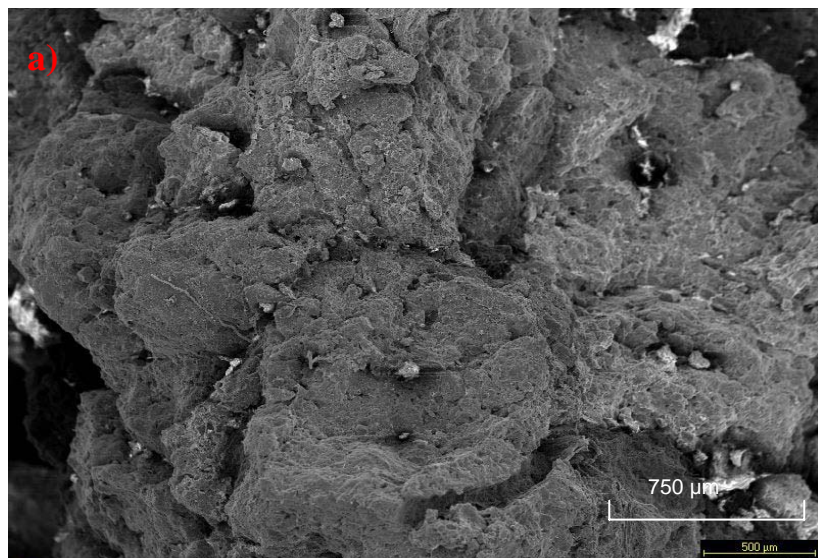
La ultramicrofábrica del interior de los microagregados (figuras IV.10.43 y IV.10.44), presenta también jerarquización, repitiéndose el esquema que aparece en la superficie de los agregados. Apenas se observan fenocristales, los cuales pueden encontrarse muy imbricados en la masa. Los cluster están formados por la asociación de dominios tamaño arcilla, unidos entre sí por procesos de lavado e iluviación, son laminares, con formas discoidales. Los dominios, con formas angulosas y alargadas, y diversos tamaños, son intercrecidos y parecen tener formas de hierro. Las láminas son de gran tamaño y muy finas, en contraste con las capas más gruesas y discontinuas que observábamos en la superficie. Dichas láminas están intercrecidas, presentan uniones cara-cara, y se encuentran muy cementadas (por una considerable cantidad de hierro, IV.10.46), formando una cobertura compacta sobre la que se depositan cordones de arcillas por iluviación (Figura IV.10.45). La porosidad es superior que en la superficie del agregado, con tamaños de poro muy variados, y tiende a localizarse entre las láminas. Asimismo, el interior presenta menor anisotropía que la superficie.

A modo de resumen, podemos concluir que en este suelo coexisten tres procesos fundamentales:

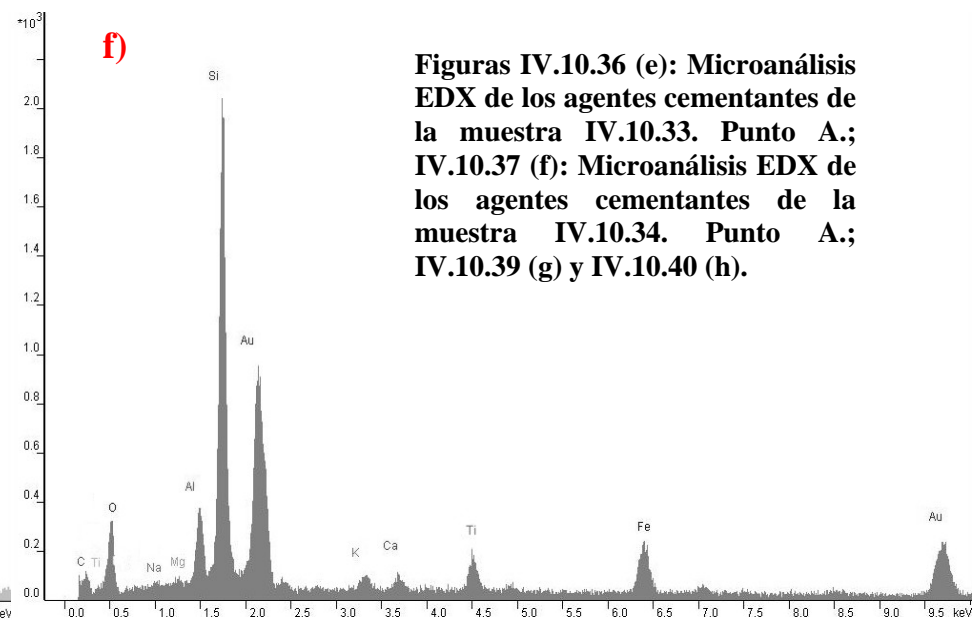
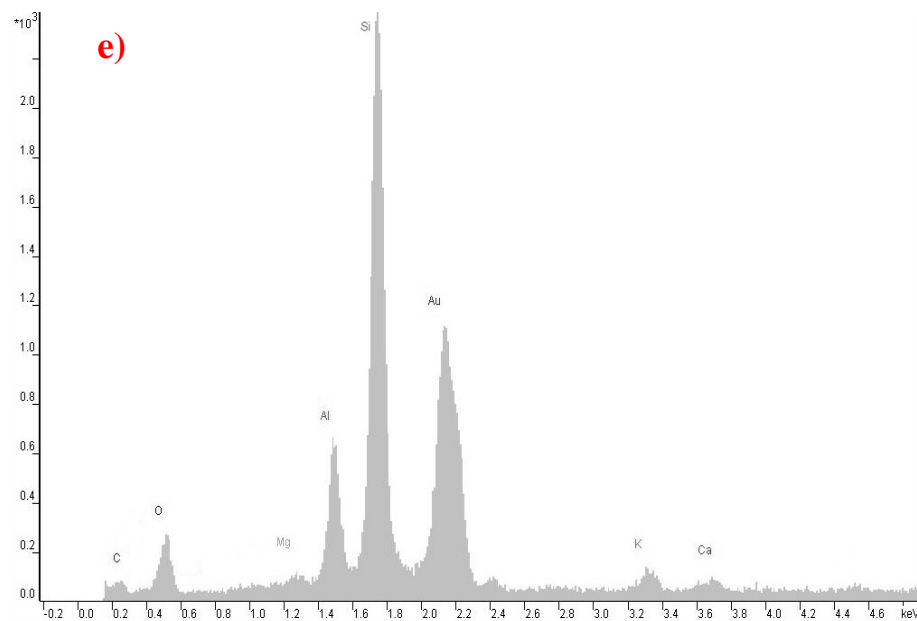
a) Salida de aire generando pequeños cráteres en los microagregados y circulación del agua a través de las grietas y poros, acumulándose arcillas silicatadas y limos muy finos en dichas grietas y en los huecos de los cráteres. La fábrica es poco porosa debido al lavado e iluviación de arcillas. La figura IV.10.41 también muestra una zona de lavado, donde coexisten dos fábricas: una fábrica laminar espesa, muy densa, con restos de coberturas superficiales, muy poco porosa y muy anisótropa; y la segunda fábrica presenta dominios sueltos por lavado, con anisotropía, en este caso, localizada, mucho más abierta que la anterior.

b) Ruptura de la masa por movimientos vérticos. En las figuras IV.10.35 y IV.10.47 se observa que el conjunto de la masa se encuentra, en su mayor parte, cuarteada o reticulada por retracción (líneas de cizalla), debido a los movimientos vérticos que sufre el conjunto de la masa de suelo al humectarse, cuando el agua discurre a través de los poros y fisuras, generándose una cierta tensión, que acaba con la fracturación de la masa.

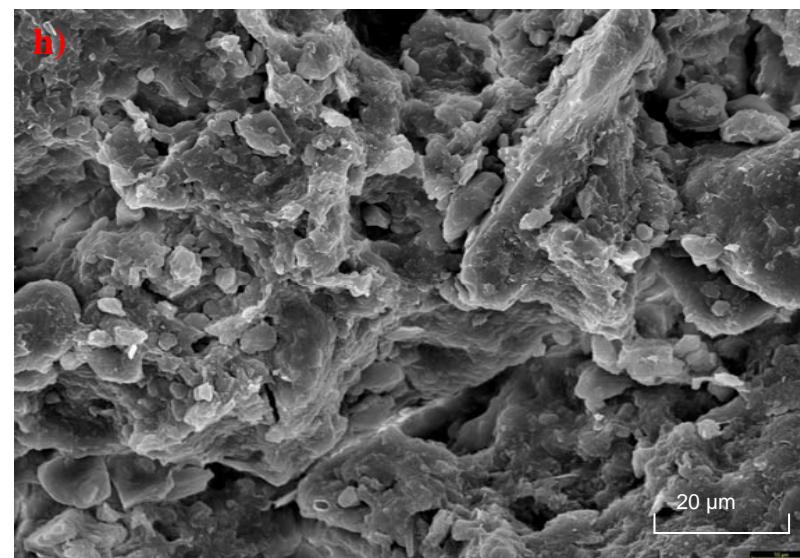
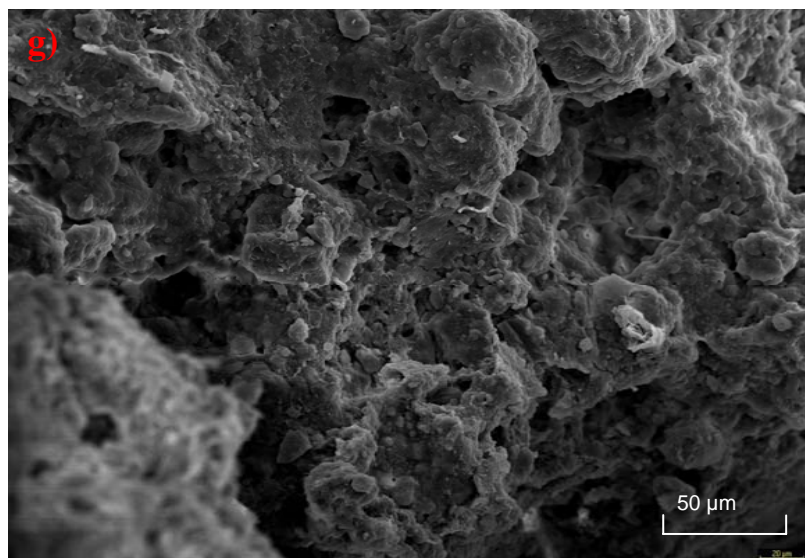
c) Sedimentación y cristalización de arcillas con óxidos de hierro. La figura IV.10.48, muestra una zona de acumulación de arcillas, donde las láminas están rodeadas de unos bordes constituidos por arcillas coaguladas, y en cuyo interior se produce iluviación de éstas. En la superficie de los fenocristales también se produce acumulación de pápulas de arcilla.



Figuras IV.10.32 (a); IV.10.33 (b); IV.10.34 (c) y IV.10.35 (d).



Figuras IV.10.36 (e): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.33. Punto A.; IV.10.37 (f): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.34. Punto A.; IV.10.39 (g) y IV.10.40 (h).



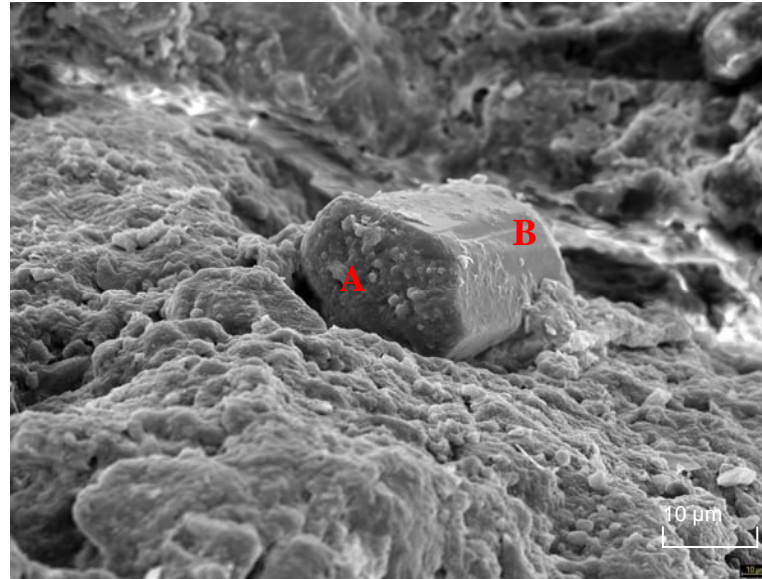
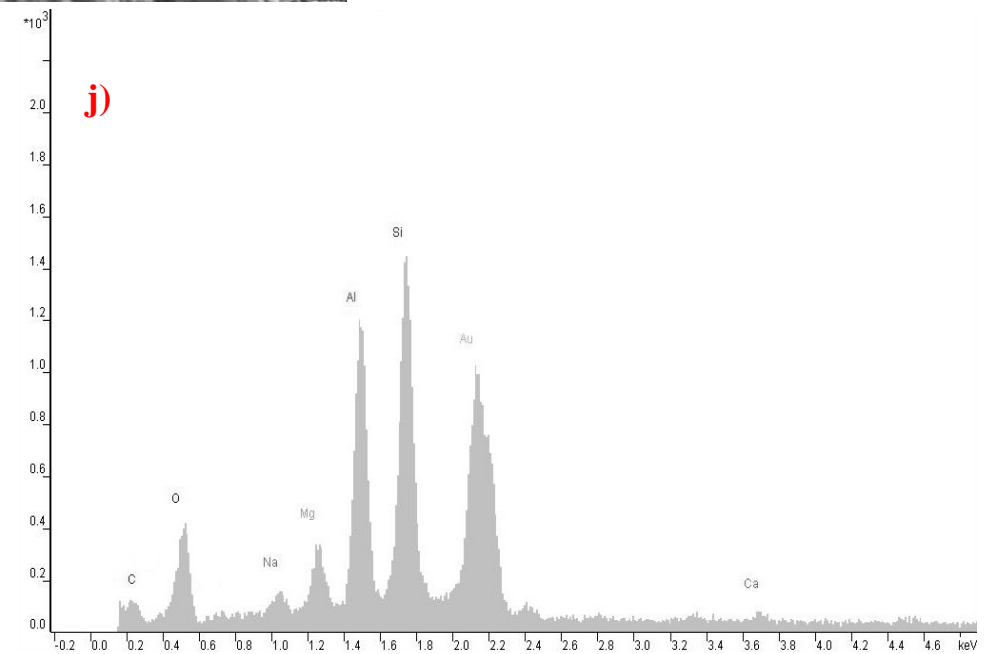
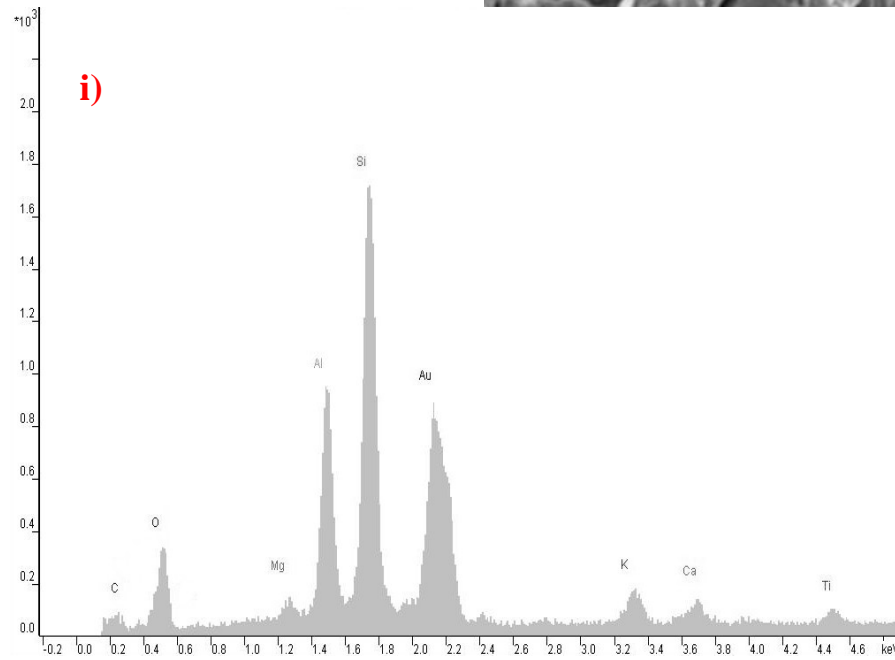
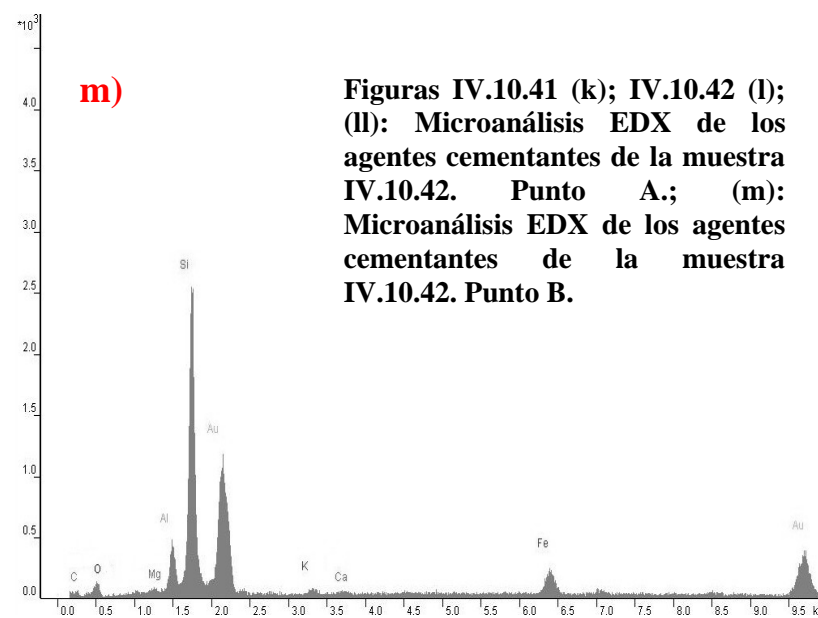
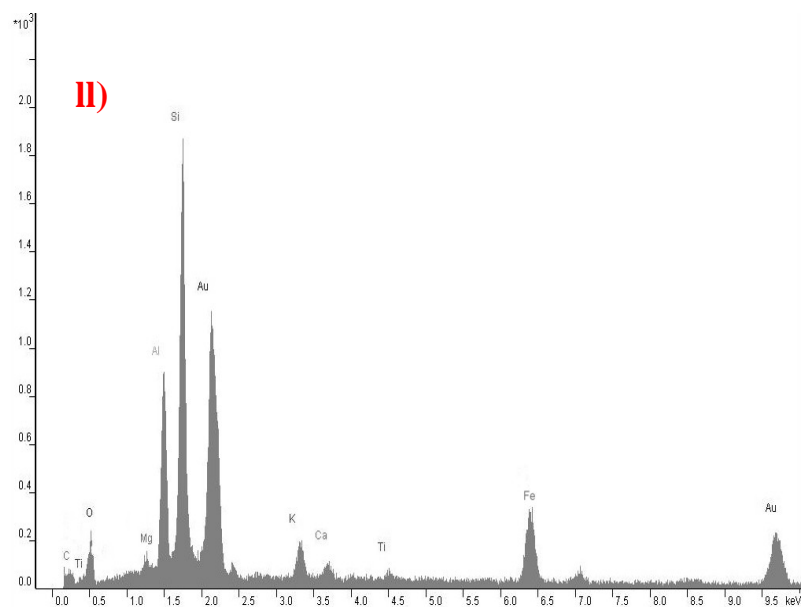
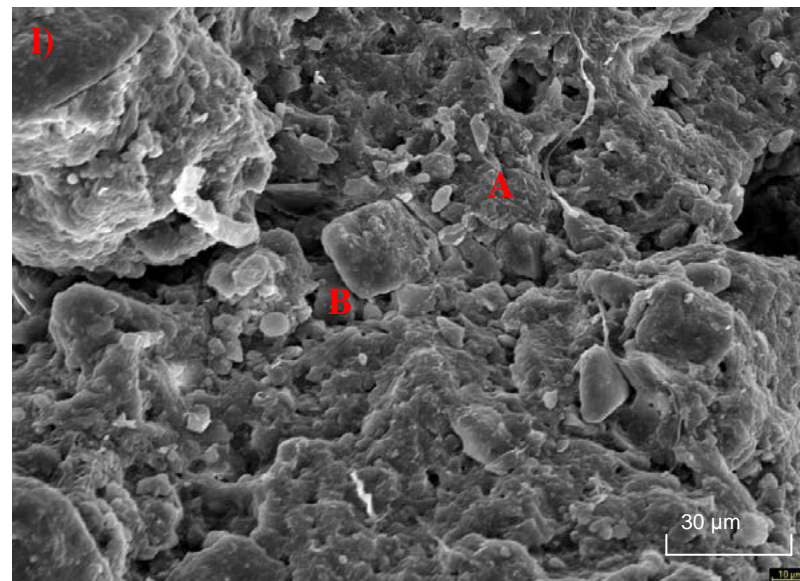
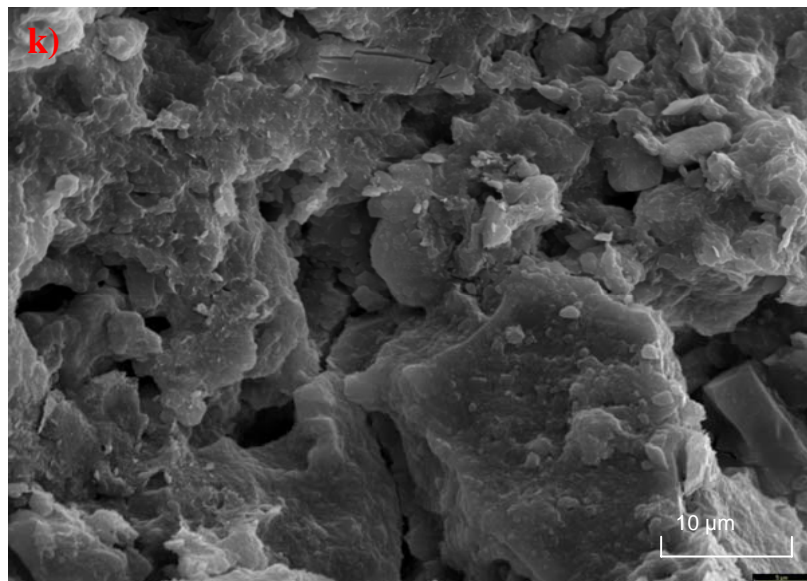
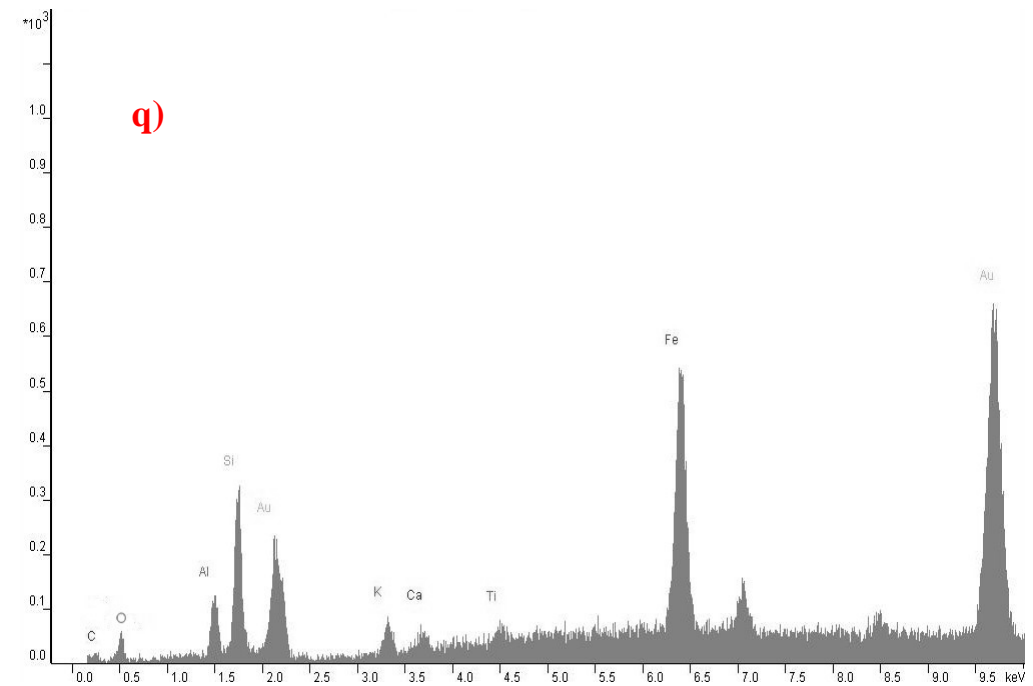
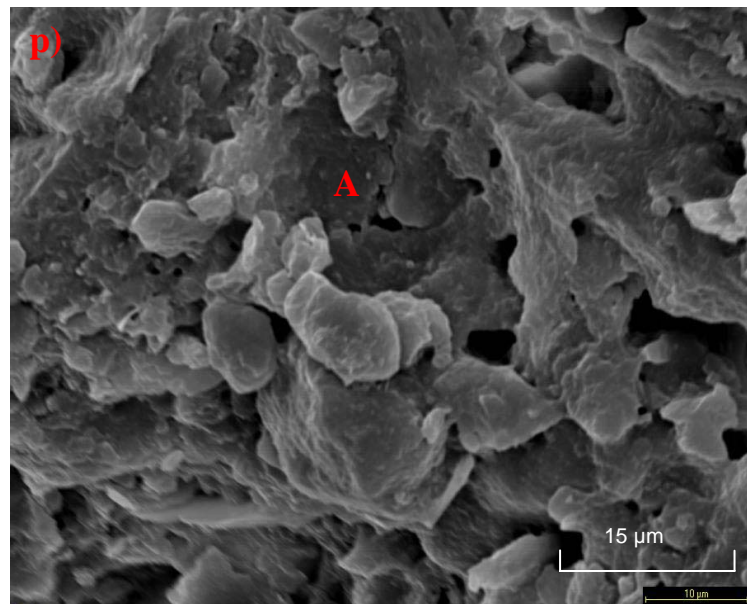
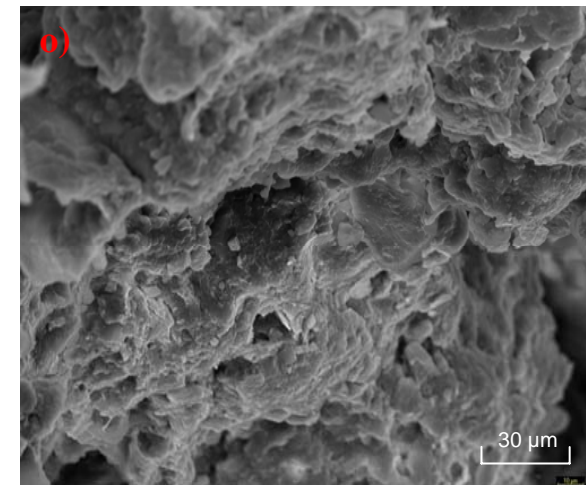
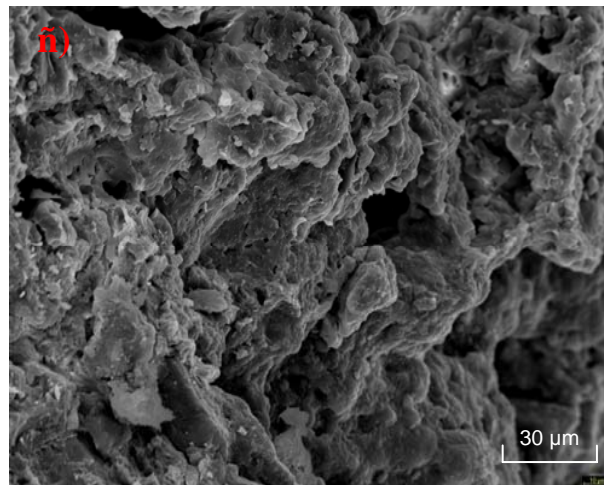
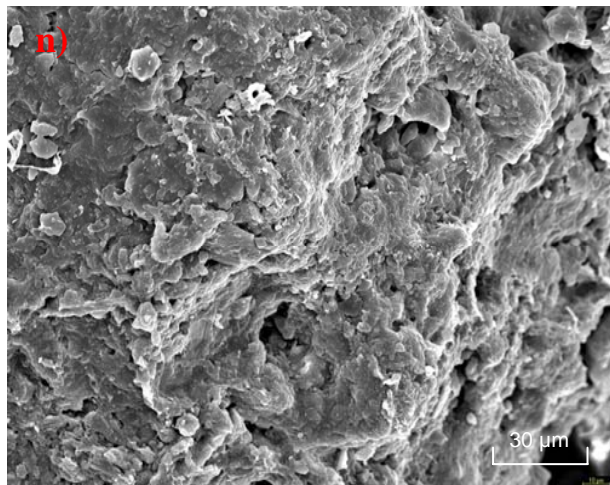


Figura IV.10.38 (i): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.38. Punto A., y (j): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.38. Punto B.

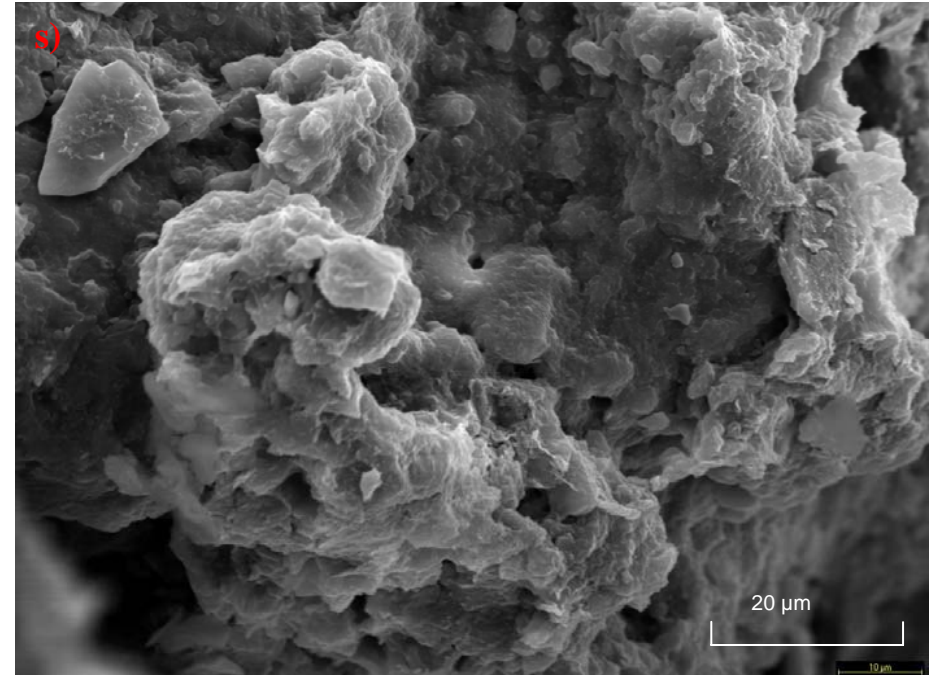
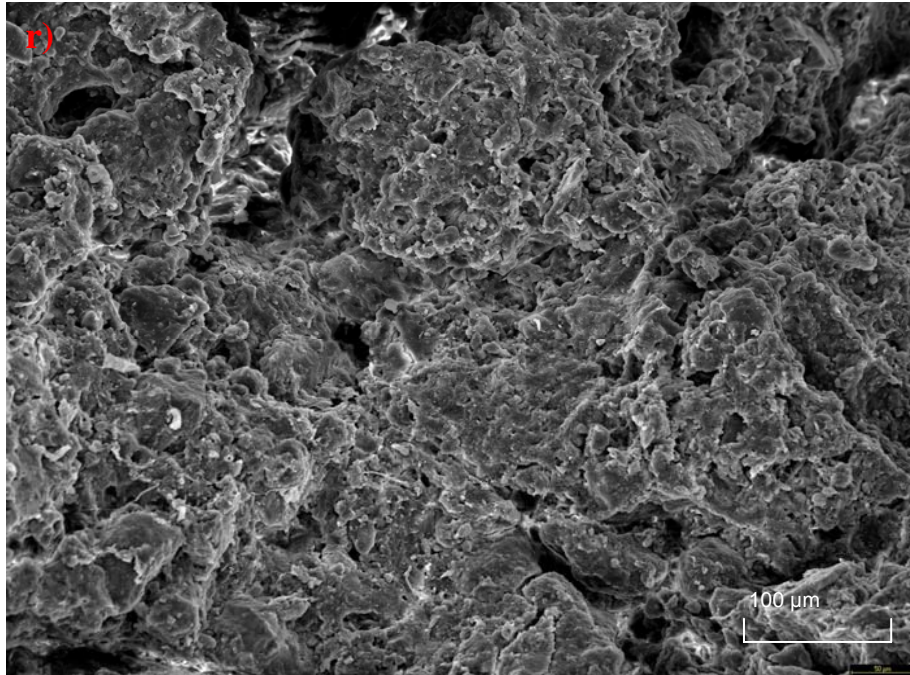




Figuras IV.10.41 (k); IV.10.42 (l); (ll): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.42. Punto A.; (m): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.42. Punto B.



Figuras IV.10.43 (n); IV.10.44 (ñ); IV.10.45 (o); IV.10.46 (p); (q): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.46. Punto A.



Figuras IV.10.47 (r) y IV.10.48 (s).

IV.10.1.6. Perfil 15

El perfil 15 se tomó de un sabinar de *Juniperus phoenicia*, donde también se desarrollaban algunos pies de *Pinus halepensis* y *Quercus ilex*, aproximadamente en la mitad de una ladera caliza escarpada. Esta zona apenas se encontraba influenciada por la acción humana, y tan solo aparecían algunos indicios de erosión hídrica laminar en las proximidades del perfil.

A nivel macroscópico, la estructura se define como migajosa, fuerte, muy desarrollada, que rompe en bloques angulares y subangulares medianos, moderados, y que a su vez se dividen en agregados esferoidales de menor tamaño (2-3 mm).

A nivel de microestructura (Figura IV.10.49), se observa que los pedos esferoidales de 2-3 mm, a su vez se jerarquizan en microagregados protuberantes, también redondeados, de 1 mm. A este nivel se observa un enraizamiento muy importante que tiende a conformar la estructura del agregado (Czarnes et al., 2000; Rilling et al., 2002).

A nivel de ultramicroestructura de la superficie se distinguen tres zonas con diferentes fábricas: a) zonas de iluviación, en las cuales los fenocristales y los granos de esqueleto se encuentran imbuidos en la masa, b) zonas con abundantes granos de esqueleto sueltos, y c) zonas que se encuentran próximas a las raíces.

a) En las zonas de iluviación existe jerarquización de los cluster hasta llegar al dominio. Los cluster son irregulares, con formas discoidales, y tamaños que oscilan en torno a 20 μm (Figura IV.10.50). Existen pequeños granos de esqueleto de naturaleza carbonatada, y algunos fenocristales, sin rasgos evidentes de alteración y cementados entre sí. Los dominios de arcilla, también imbricados en la masa, presentan formas laminares y esféricas, con uniones entre láminas cara-cara, cementadas por agentes de origen orgánico y por carbonatos. La muestra es poco anisótropa en toda la superficie de iluviación, pues los cluster no presentan diferentes orientaciones, sino que se encuentran incluidos en el conjunto de la masa. Alrededor de las zonas de iluviación surgen abundantes poros de desgasificación, aunque pueden también ser de origen biológico, con diferentes tamaños, entre 2 y 7 μm aproximadamente.

b) Respecto a las zonas con abundantes granos de esqueleto, presentan una importante jerarquización de cluster a dominio, e incluso aparecen varias generaciones de cluster que comienzan a agruparse entre sí, formando otro cluster de mayor tamaño, que no llega a la jerarquía de microagregado. Los cluster tienen formas y tamaños muy variados, algunos son ligeramente redondeados, y otros más alargados e irregulares. Presenta abundantes granos de esqueleto y fenocristales sin apenas signos de alteración, cementados por carbonatos, silicatos y materia orgánica, y con tamaños muy variados. La imagen IV.10.54 demuestra que en este suelo también está recreciendo cuarzo, como así se observa en el microanálisis realizado a la cobertura y al cuerpo del mineral. Los depósitos son de sílice, posiblemente sílice amorfa, que es la responsable del recrecimiento del cuarzo. Los dominios, tamaño arcilla, presentan formas redondeadas y también se encuentran cementados presumiblemente por agentes cementantes de origen orgánico, por carbonatos y silicatos. En este caso, la anisotropía es superior que en las zonas de iluviación, aunque en esta zona se presenta de forma localizada, pues los cluster se agrupan tomando diferentes orientaciones. Las evidencias de actividad biológica también son mayores que en el caso anterior, como se puede observar en los puentes cementantes de origen orgánico (Figura IV.10.52), y en la cobertura amorfa de materia orgánica que enlaza los pequeños granos de esqueleto (Figura IV.10.53). La porosidad, debida

a la liberación de gases y a la acción de los microorganismos, es muy abundante, distribuyéndose principalmente entre las distintas generaciones de cluster, con tamaños de poro muy variados, y con formas muy irregulares, aunque tienden conformar pequeños tabiques u orificios redondeados (Figura IV.10.51).

La microfábrica de la zona próxima a las raíces presenta micropeds con formas esferoidales a subangulares, muy heterométricos, con diferentes tamaños, que salen de una masa lobulada, y cuya estructura está siendo conformada, en gran parte, por las raíces (Figura IV.10.55). No obstante, también se observa otro grupo de microagregados de pequeño tamaño, que podrían tener un origen coprogénico, recubiertos por una cobertura de aspecto mucilaginoso, de origen orgánico, como así mostraron los picos de Al, Na, K, Ca, Si, Fe, y las importantes bandas de C, N, O obtenidas por el microanálisis (Figura IV.10.56).

A nivel de la ultramicrofábrica de la superficie, los micropeds próximos a las raíces se encuentran muy jerarquizados, con cluster irregulares de muy diversos tamaños, con formas redondeadas, y otros con un aspecto más subangular y alargado. También presenta una abundancia moderada de granos de esqueleto tamaño limo y arcilla, con formas planas, cementados, aunque no en exceso, por carbonatos, silicatos y materia orgánica. Los dominios de arcilla ($< 5 \mu\text{m}$) presentan formas redondeadas y laminares, apilamiento intercrecido, y uniones entre láminas cara-cara, cementadas también por agentes cementantes de origen orgánico, carbonatos y silicatos (Figura IV.10.57). Los microagregados presentan anisotropía organizada y abundante porosidad. En estos micropeds, se pueden observar importantes rasgos de actividad biológica, como es la presencia de posibles núcleos de micorrizas, secuestradas por el material silicatado (Figura IV.10.58) donde las raíces contribuyen a conformar la estructura de los microagregados (Czarnes et al., 2000; Rilling et al., 2002). Tanto la raíz como el microagregado, se encuentran recubiertos por una cobertura silicatada y Fe. El microanálisis realizado al microagregado presentó además un poco de Ca (Figura IV.10.58). La fábrica de la superficie de estos microagregados es porosa, cementada, esquelética, y algo laminar.

La ultramicroestructura del interior de estos micropeds se puede observar en la zona donde se rompe el agregado de la figura IV.10.59, y se diferencian claramente dos zonas: una de paso de agua y otra con precipitación y recristalización de CaCO_3 (Figura IV.10.60).

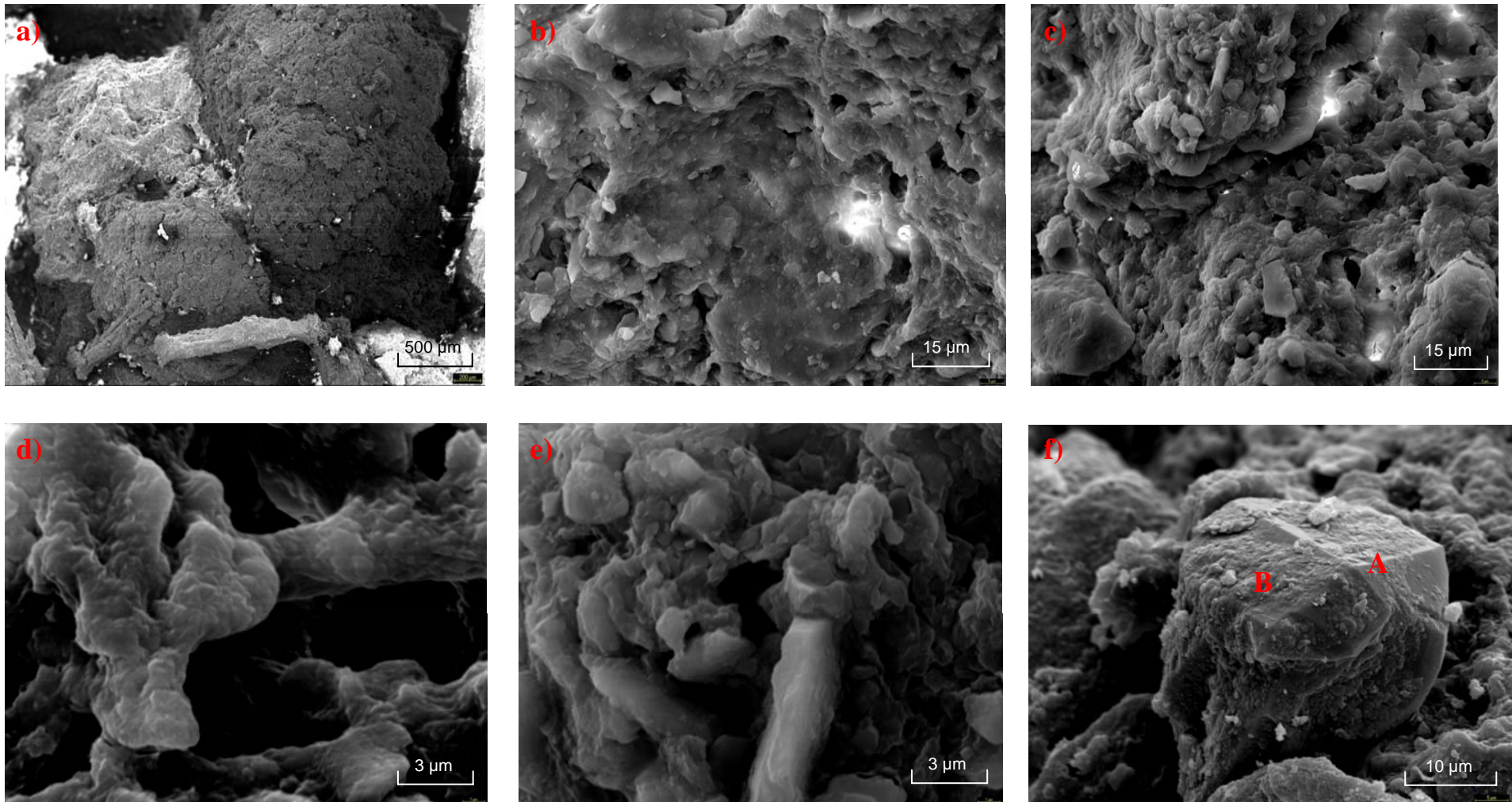
La ultramicrofábrica del interior se encuentra muy jerarquizada, con cluster esferoidales, aunque tienden a ser muy heterogéneos, de aproximadamente $20 \mu\text{m}$, y muy sueltos en apariencia. Estos cluster están constituidos por apilamientos de láminas de mica intercrecidas, orientadas, con uniones cara-cara, y cementadas por carbonatos (Figura IV.10.60). Los dominios son planos, con uniones cara-cara, están intercrecidos, y también se encuentran cementados por carbonatos. La fábrica interna está muy desordenada, es decir, es muy anisótropa, y más porosa que la superficie (Figura IV.10.61). El sistema de poros está formado por un conjunto de poros y tabiques, recubiertos de carbonatos, silicatos, etc., que están separando los cluster, y conformando las paredes del agregado (Figura IV.10.62).

La fábrica del interior también muestra evidencias de una gran actividad biológica. Así, todos los microanálisis realizados a la muestra presentan importantes picos de C y O, y algunos de N. A su vez, la imagen IV.10.64 mostró aglomeraciones de restos de cuerpos bacterianos de $1 \mu\text{m}$ por toda la muestra. Estas bacterias son reductoras, precipitan hierro y están recubiertas de una cobertura de carbonatos. Así, el microanálisis realizado a dichos cuerpos bacterianos, dictaminó la existencia de abundante materia orgánica, carbonatos,

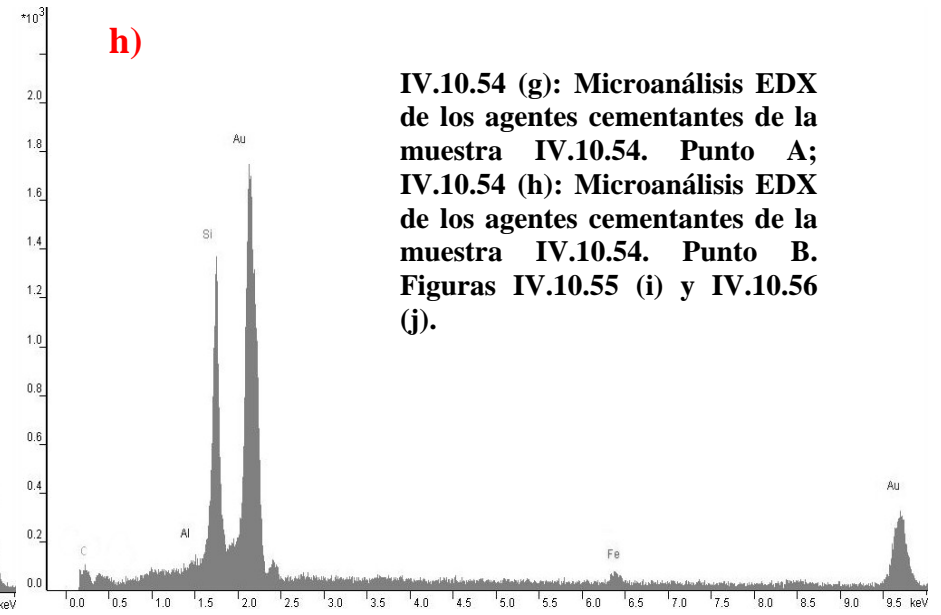
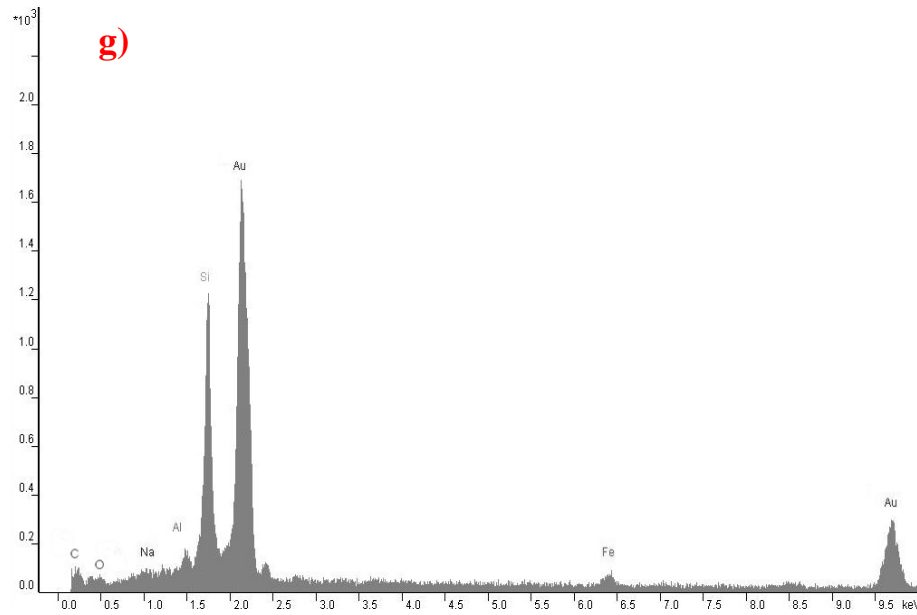
hierro, y algo de silicatos (Figura IV.10.66). La muestra presenta también abundantes excretas, con una estructura interna muy floculenta, semejante a un panel de abejas (Figura IV.10.63), y próximas a las mismas, se observan una gran cantidad minerales laminares, con bordes netos, de esméctica que se está neoformando, las cuales parecen estar colaborando con la estructura laminar del agregado (Figura IV.10.65). El microanálisis realizado a dichas láminas mostró picos de Si, Al, Fe, C, Ca, O, y algo de Na, K, Mg. La relación Si-Al es muy grande, así que su fórmula es Si y Al con K, Na y Mg en la interlámina, y con abundante Fe en la capa octaédrica, por lo que se trata de una esméctica tipo nontronita.

Las zonas de paso de agua e iluviación (Figura IV.10.63), también son micrositios para la neoformación de arcillas, de hecho, se observan láminas de arcilla de esmectitas (con pinta de tactoide) en los poros. El microanálisis que se ha hecho a la zona de neoformación muestra un pico importante de hierro (ferrialquilán), apoyando la hipótesis de que se trata de una zona de iluviación. El resto de los componentes apuntan a minerales del tipo 2:1 (ilitas o esmectitas).

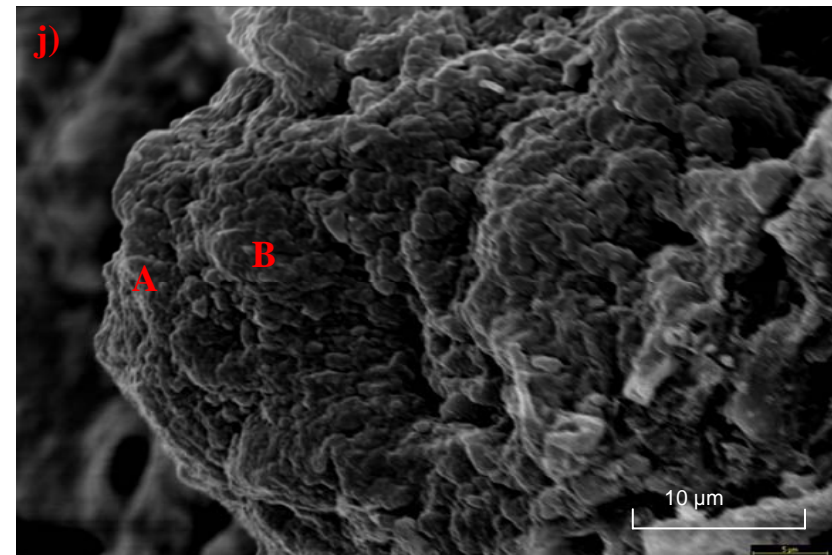
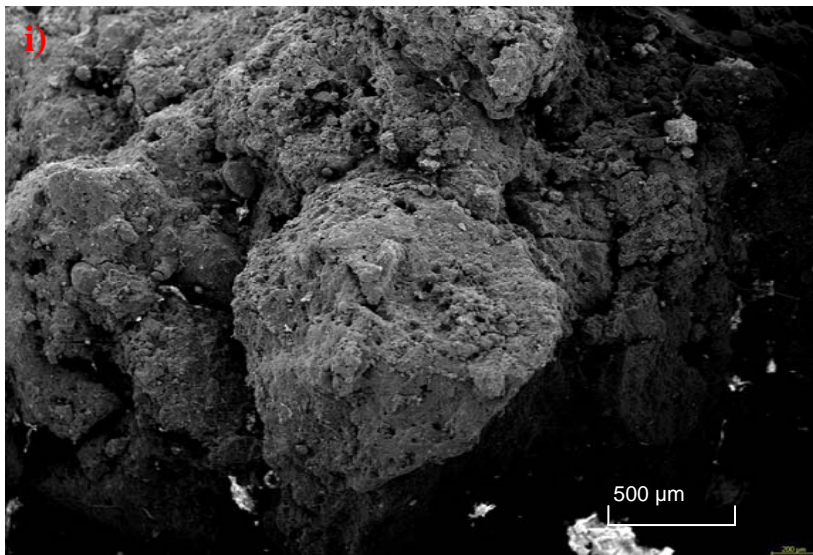
En resumen la fábrica de esta muestra es muy heterogénea, tanto en la superficie, donde se distinguen zonas de iluviación, zonas muy esqueléticas y zonas cuya estructura estaba siendo conformada, en gran parte, por las raíces; como en el interior, en el que coexisten procesos de circulación de agua e iluviación, donde se favorece la neoformación de arcillas, y procesos de precipitación y recristalización de CaCO_3 . La actividad biológica también desempeña un papel fundamental en el desarrollo de la estructura interna de estos suelos, como se ha comentado anteriormente.

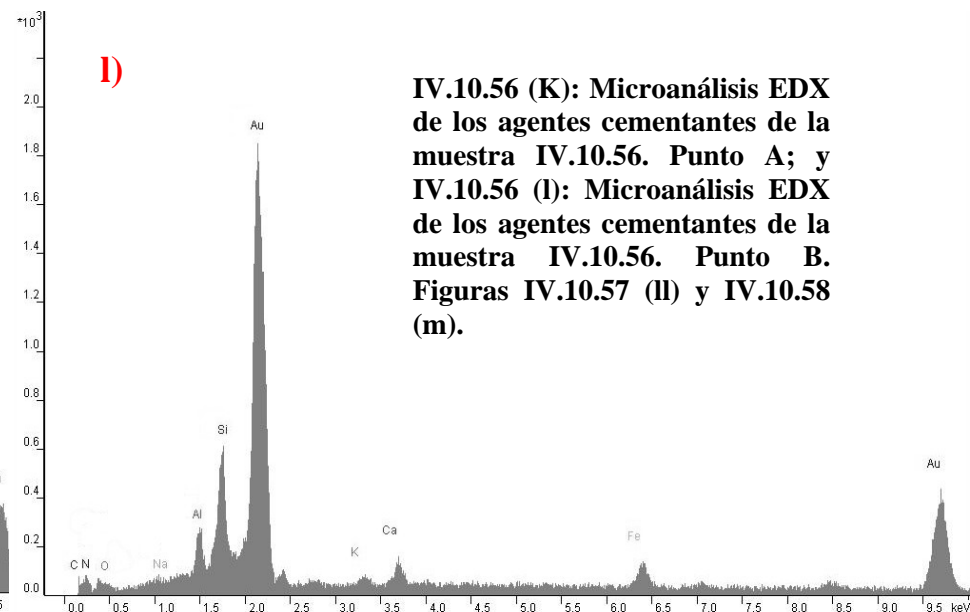
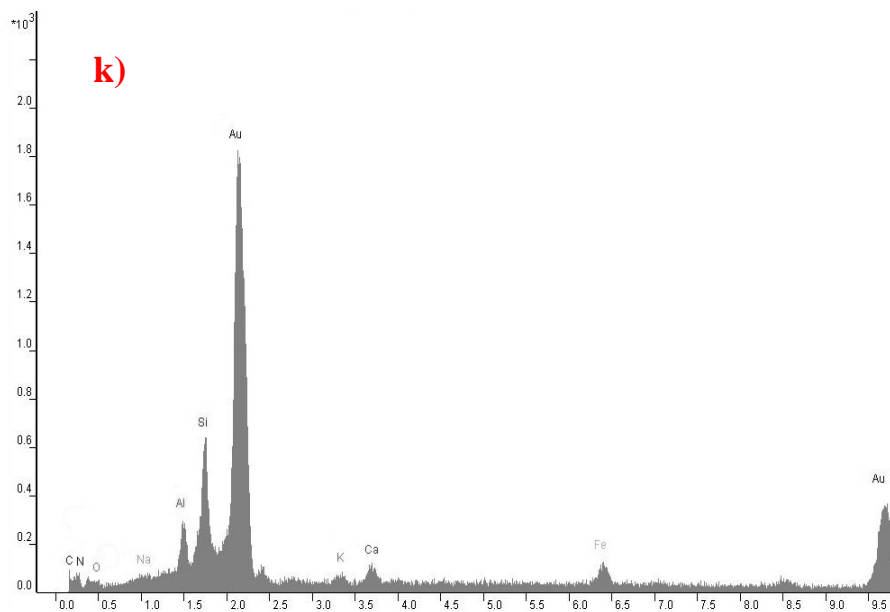


Figuras IV.10.49 (a); IV.10.50 (b); IV.10.51 (c); IV.10.52 (d); IV.10.53 (e) y IV.10.54 (f).

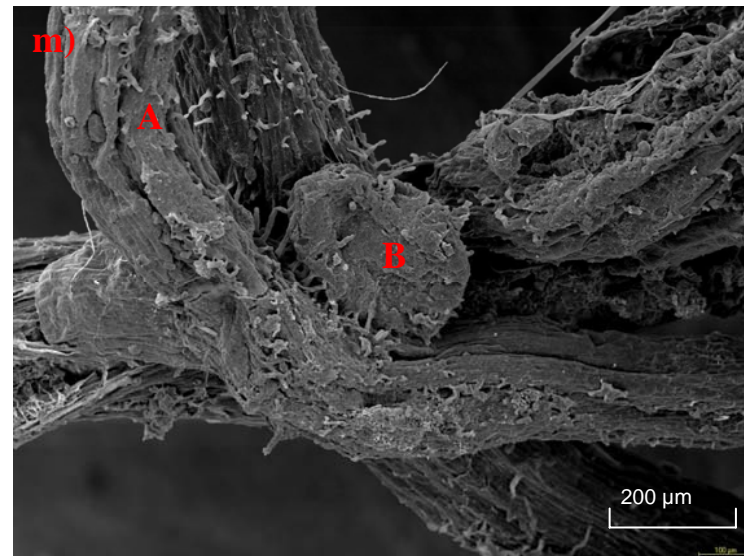
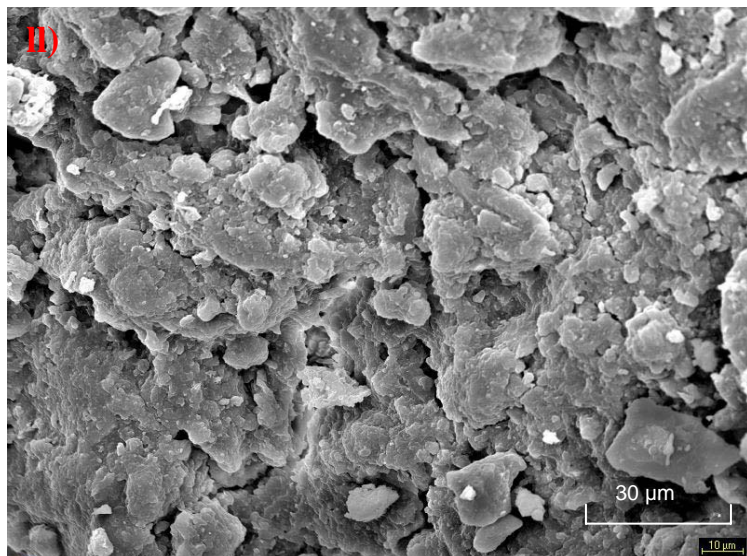


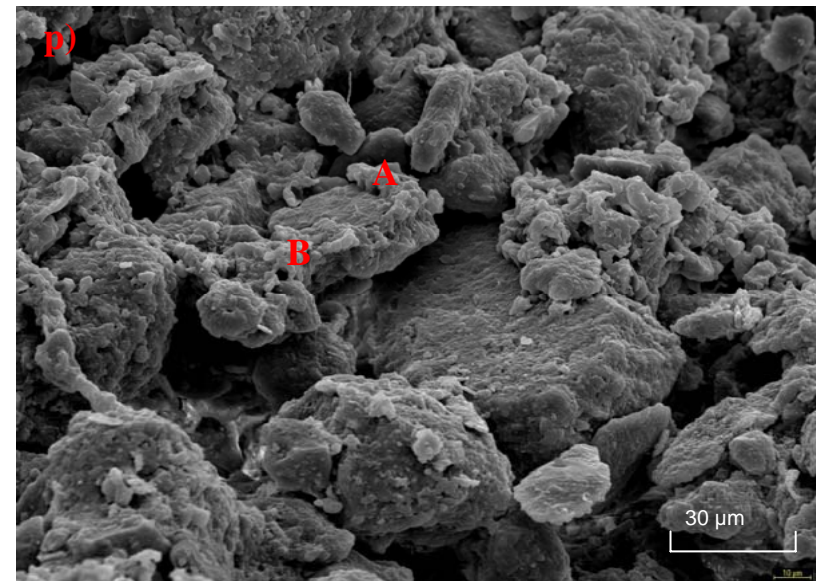
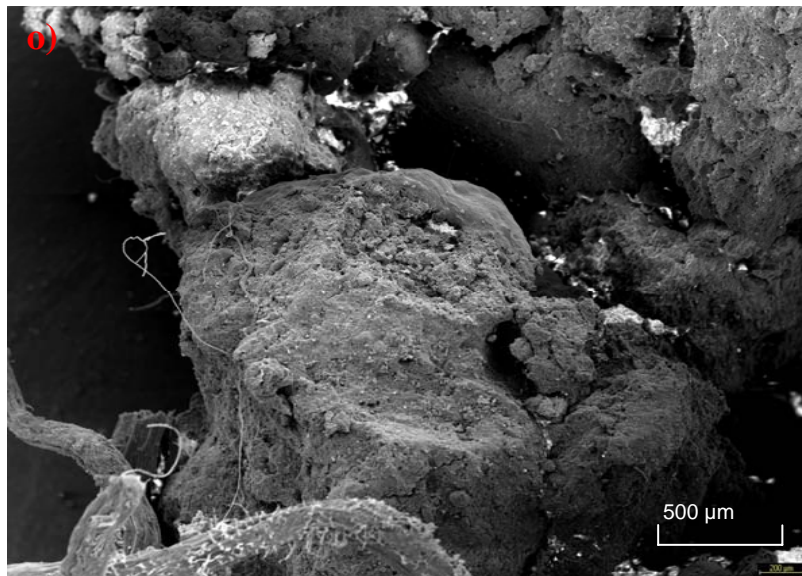
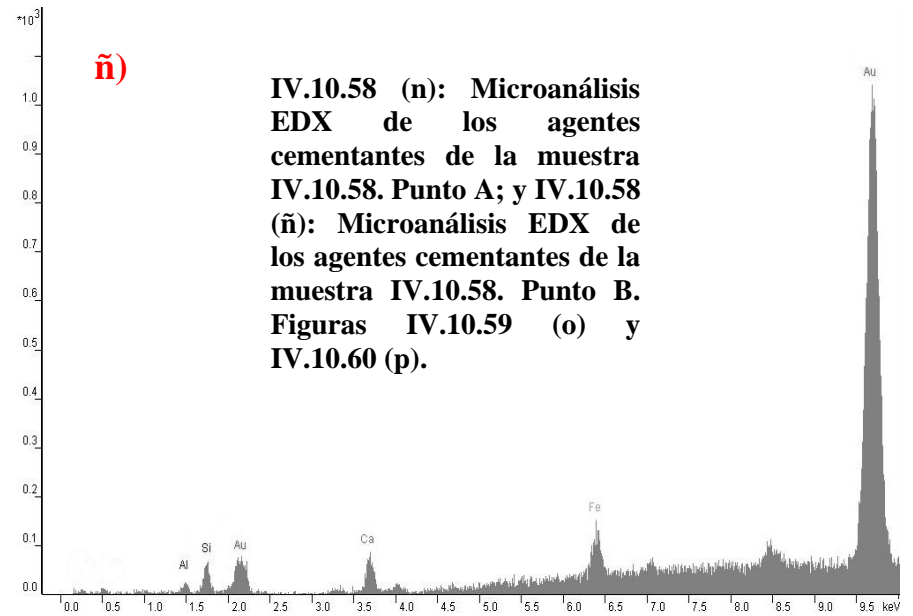
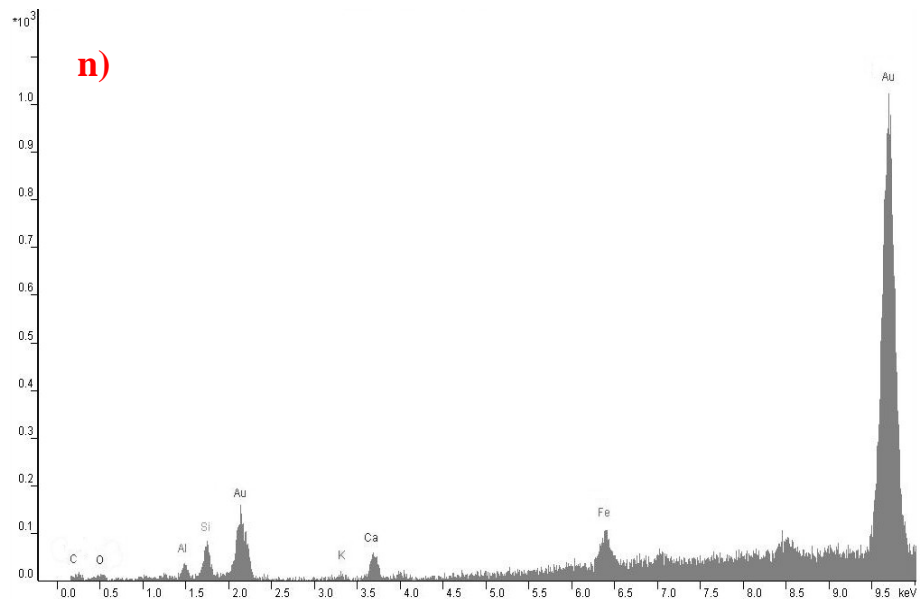
IV.10.54 (g): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.54. Punto A; IV.10.54 (h): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.54. Punto B. Figuras IV.10.55 (i) y IV.10.56 (j).

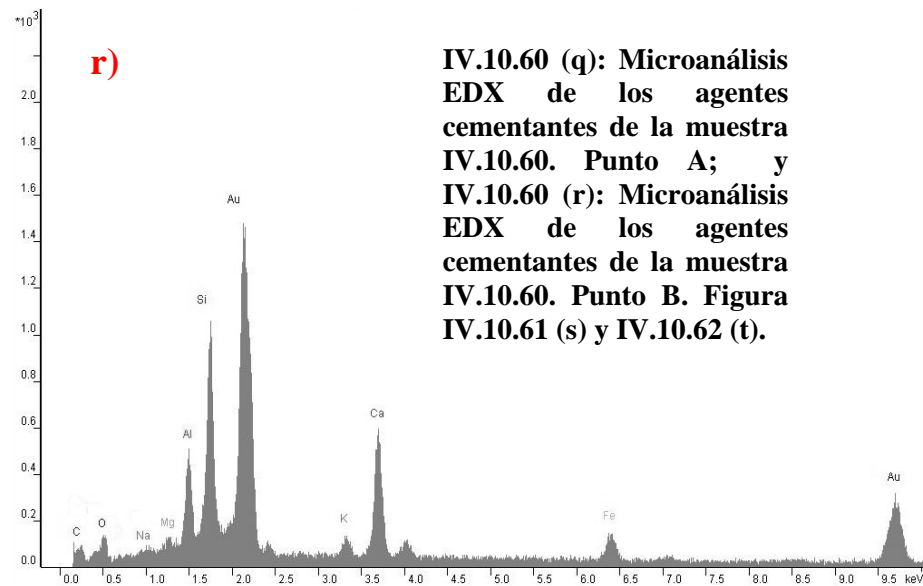
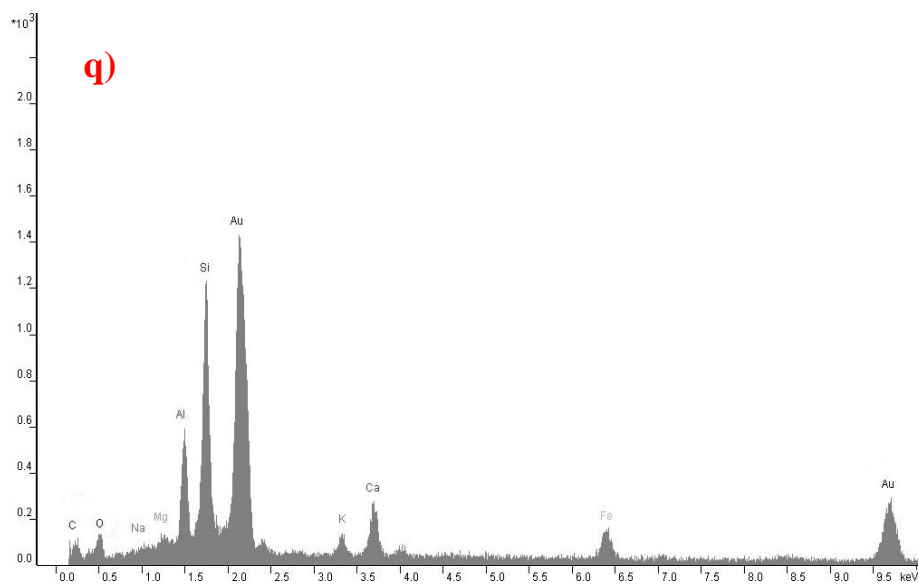




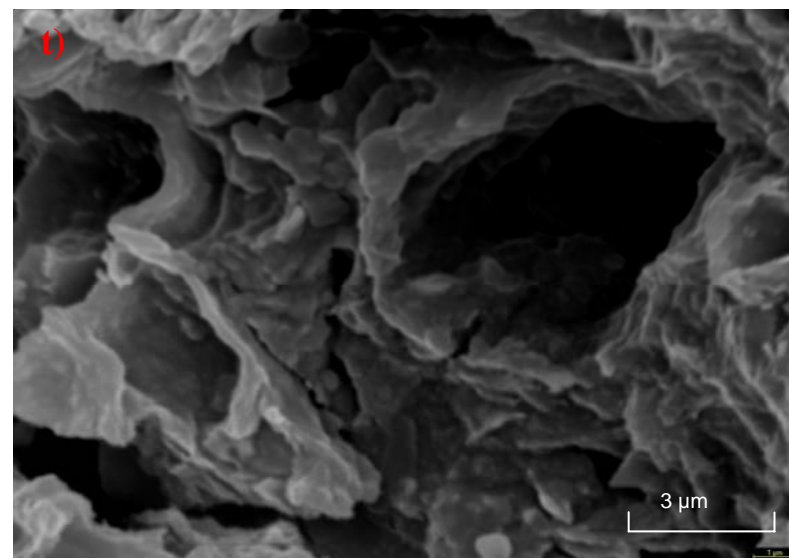
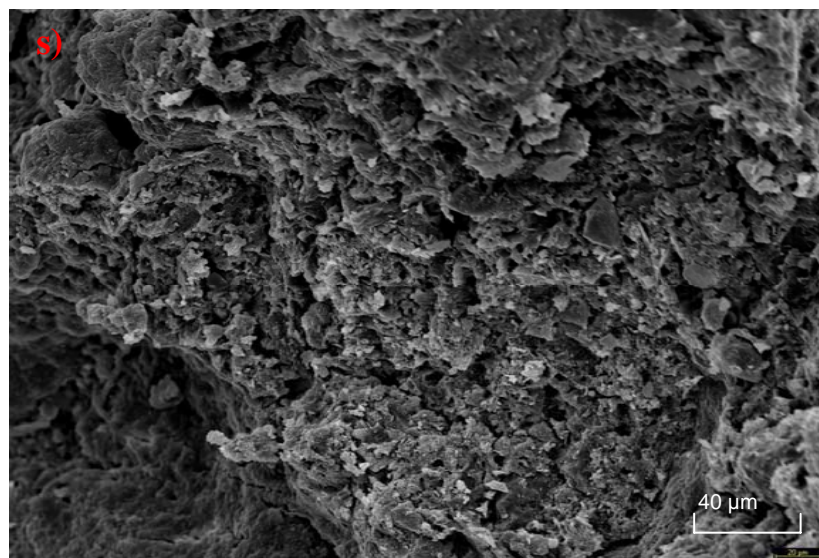
IV.10.56 (K): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.56. Punto A; y IV.10.56 (l): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.56. Punto B. Figuras IV.10.57 (ll) y IV.10.58 (m).







IV.10.60 (q): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.60. Punto A; y IV.10.60 (r): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.60. Punto B. Figura IV.10.61 (s) y IV.10.62 (t).



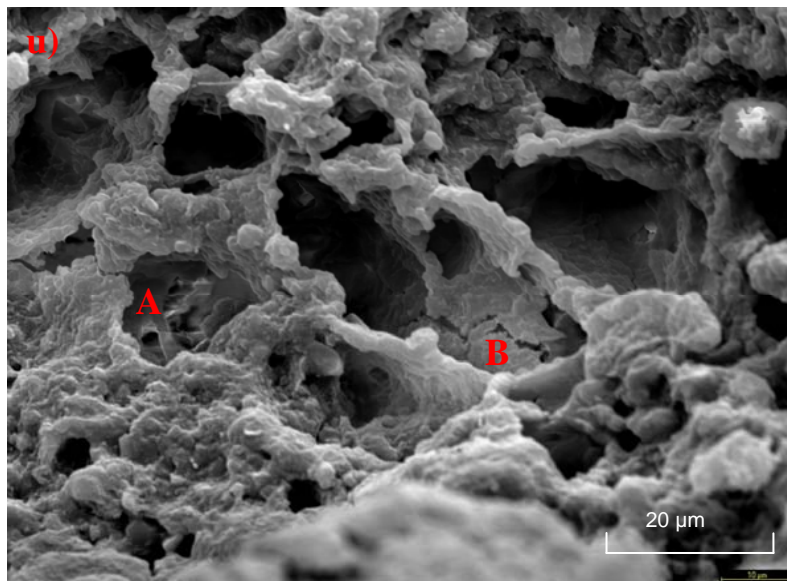
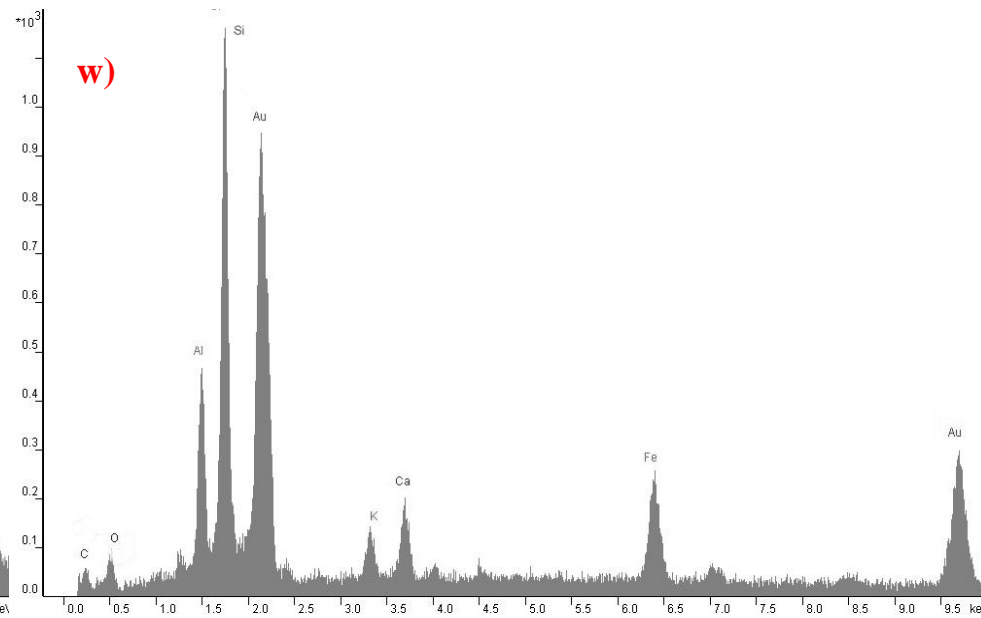
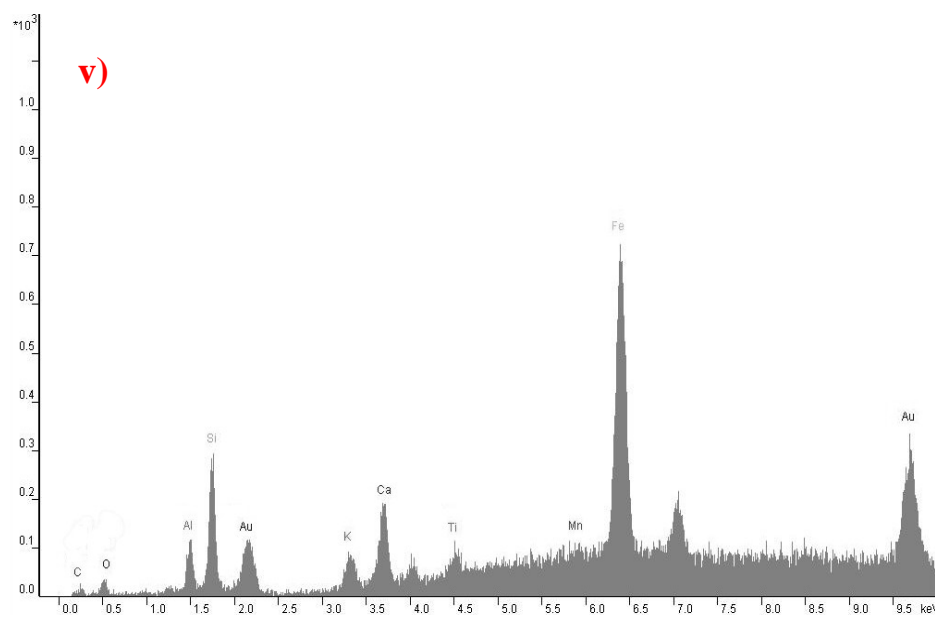


Figura IV.10.63 (u); IV.10.63 (v): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.63. Punto A; IV.10.63 (w): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.63. Punto B.



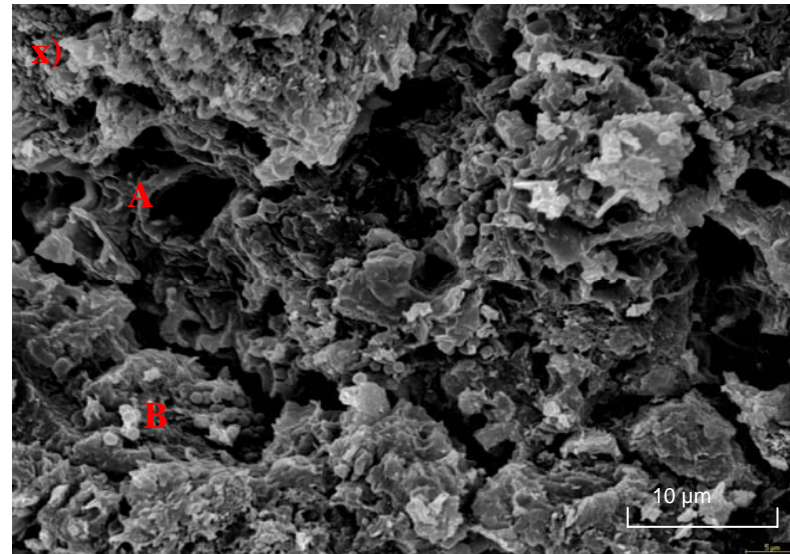
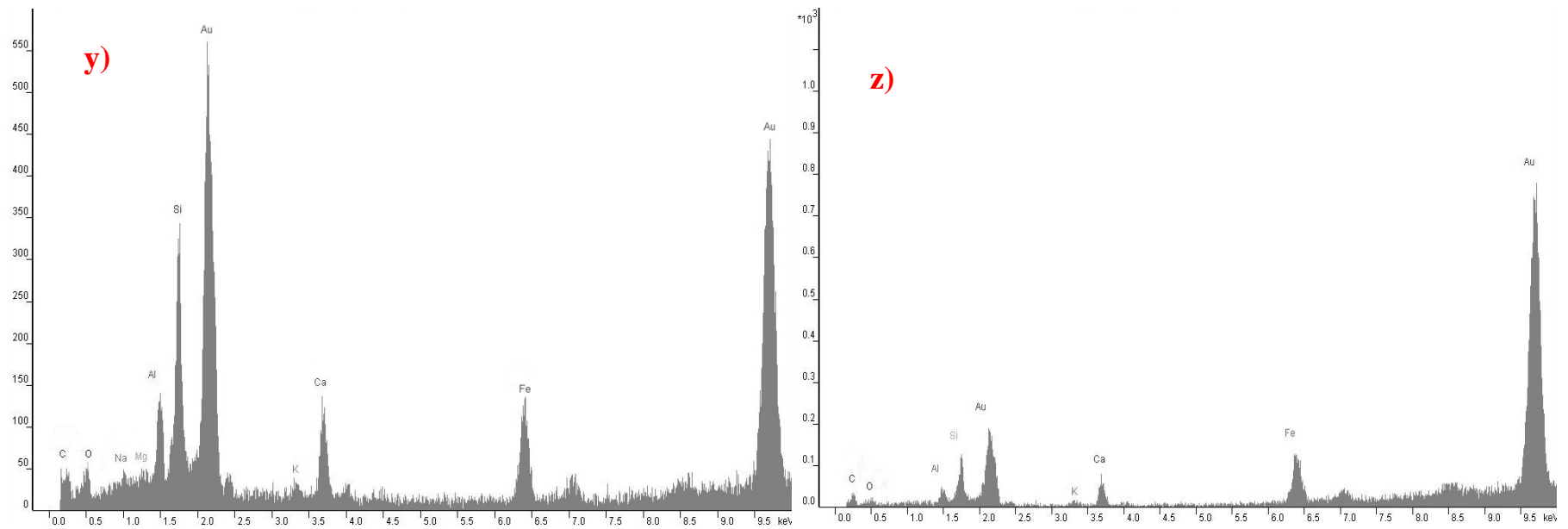
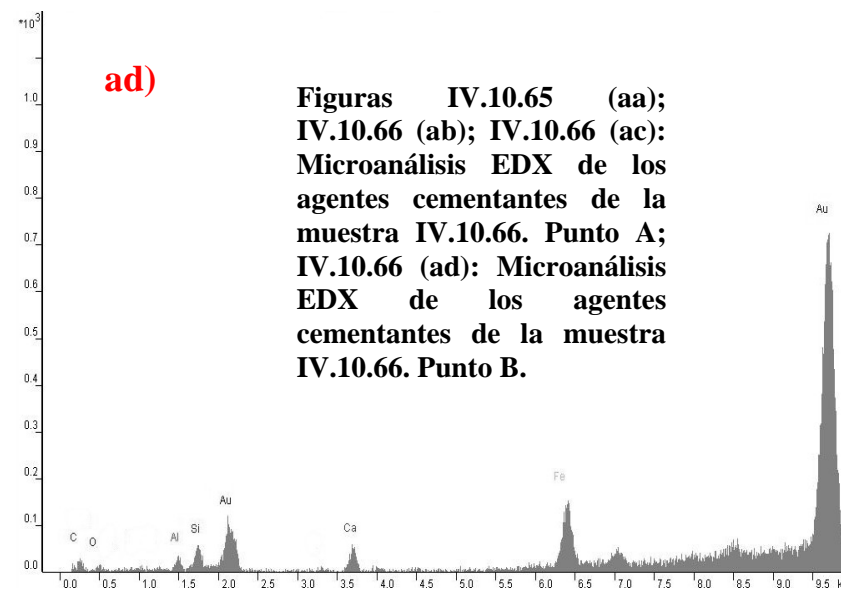
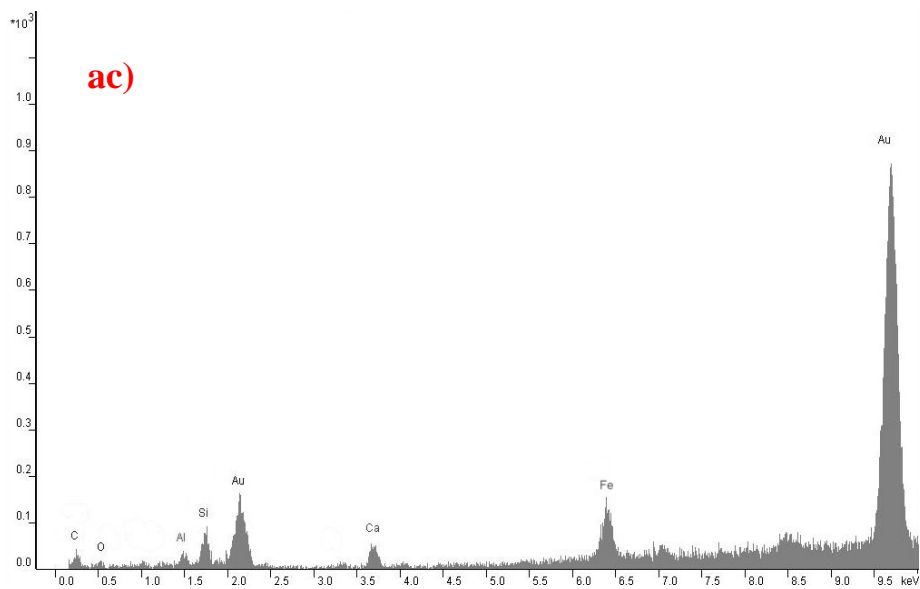
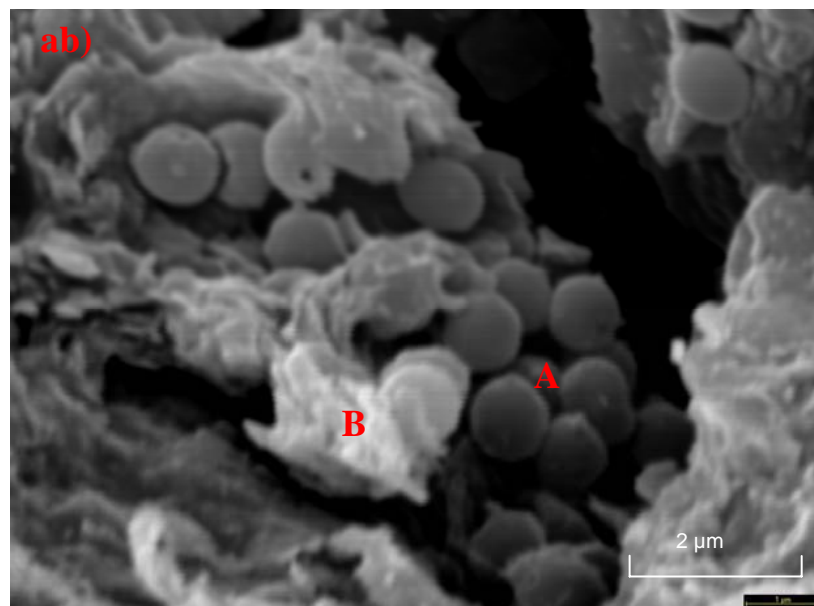
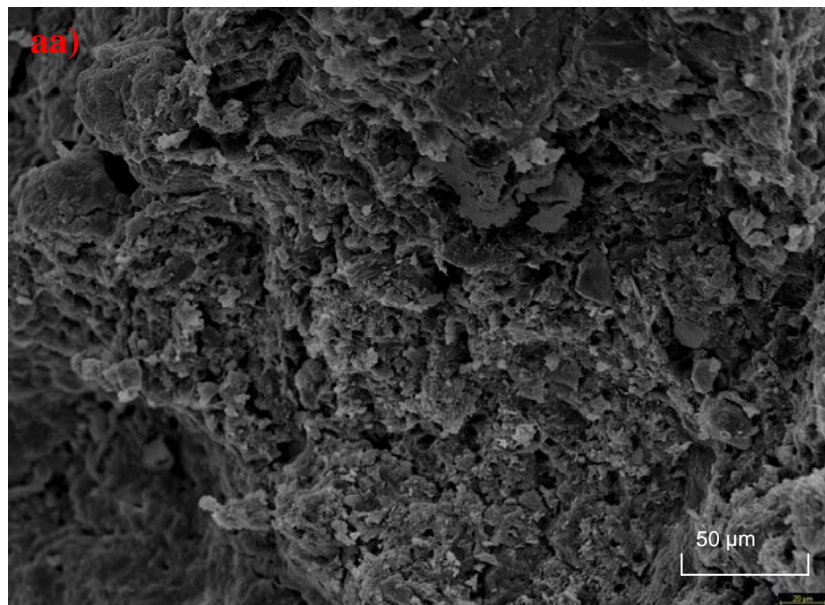


Figura IV.10.64 (x); IV.10.64 (y): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.64. Punto A; IV.10.64 (z): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.64. Punto B.





Figuras IV.10.65 (aa); IV.10.66 (ab); IV.10.66 (ac): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.66. Punto A; IV.10.66 (ad): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.66. Punto B.

IV.10.1.7. Perfil 20

El perfil 20 se tomo en un zona de matorral pluriespecífico y especializado (*Erinacea anthyllis*, *Vella spinosa*, *Lygeum spartum*, etc.) en la cumbre de Sierra de María (Alto de la Burrica), sobre rocas calizas. Aunque está permitida la caza y el pastoreo, la influencia humana es mínima, ya que dicha zona se encuentra en la reserva del Parque.

A nivel microscópico, los micropeds presentan formas esferoidales, y con una gran microporosidad. Estos microagregados se encuentran imbricados unos con otros, constituyendo una estructura migajosa, moderada y fina, a la que se le incorpora una gran cantidad de materia orgánica fresca (Figura IV.10.67). Incluso algunos micropeds tienen origen coprogénico (Figura IV.10.68), como revela el microanálisis realizado a uno de ellos (Figura IV.10.69), que se trata de una excreta con una cobertura mucilaginosa de materia orgánica, con restos vegetales y minerales, e incluso con sales de cloruro y sodio (importantes picos de C, O, Na, Fe, Si, Al, Ca, Ti, k, Cl y Ni). Aunque también se observan algunos agregados coprogénicos que carecen de dicha cobertura.

A nivel ultramicroscópico, la fábrica de la superficie se encuentra jerarquizada en cluster y dominios. Los cluster tienen tamaños y formas muy variados, aunque generalmente son ligeramente redondeados, y se conforman a partir de láminas superpuestas cementadas entre sí. La fábrica es muy esquelética, presentando abundantes granos de feldespato, con evidentes huellas de alteración como golfos de corrosión, y con pátinas de hierro, carbono, y también K, Ca y Mg. Otros granos de feldespato además presentaron picos muy grandes de Ca y aluminosilicatos (Si, Al, Mg, k, Na, C, Cl, Fe, Ni, O, Ti), y se encuentran cementados entre sí por puentes de cementos orgánicos y ferrosos (picos elevados de Fe, C, O y Na, y algo de Al, Si, Ca, Ti, Cl, Mg, K, Ni). Los dominios tamaño arcilla, presentan formas redondeadas y alargadas, están intercrecidos, con uniones cara-cara, y también se encuentran cementados por coberturas de origen orgánico y ferroso. La muestra presenta anisotropía localizada y poca porosidad (Figura IV.10.70). A este nivel se observan algunas evidencias de actividad biológica, como presencia de algunas hifas fúngicas, que contribuyen con el desarrollo de la estructura de estos suelos (Ternan et al., 1996).

La ultramicrofábrica interna es bastante heterogénea, diferenciándose zonas cuyas estructura queda muy configurada por la actividad de microorganismos edáficos, de otras zonas más esqueléticas, donde las raíces, hifas y micelios desempeñan un papel fundamental en el desarrollo de la estructura.

Las zonas donde la ultramicroestructura está configurada por la actividad de los microorganismos, se encuentran jerarquizadas en cluster y dominios. Los cluster son muy irregulares, aunque generalmente alargados, circulares y discoidales, muy pequeños (15-20µm), formados por laminillas de filosilicatos (micas o esmectitas), cementadas por una cobertura orgánica, con algo de silicatos, carbonatos y hierro, como así muestran los espectros de microanálisis (Al, Si, Fe, K, C, Ca, Mg, O, Ti, Cl, y un pico mas pequeño de Na). No se observan fenocristales, ni granos de esqueleto, los cuales estarían incluidos en la masa. Los dominios son laminares, redondeados, están intercrecidos y tienen uniones cara-cara y cara-borde. Las láminas presentan una cierta orientación entre sí, por lo que la muestra presentaría una cierta anisotropía localizada. El sistema de poros está constituido por poros de gran tamaño, muy abundantes, con formas generalmente circulares, con una cierta continuidad entre ellos, y cuyo origen puede deberse a la generación de gases durante el proceso de maduración microbiana, una vez depositada la excreta. El sistema de poros también está

formado por un entramado de cavernas, resultado de la disposición que adoptan las láminas en su paso por el tracto intestinal de los microorganismos (Figura IV.10.71) (Amezqueta, 1999).

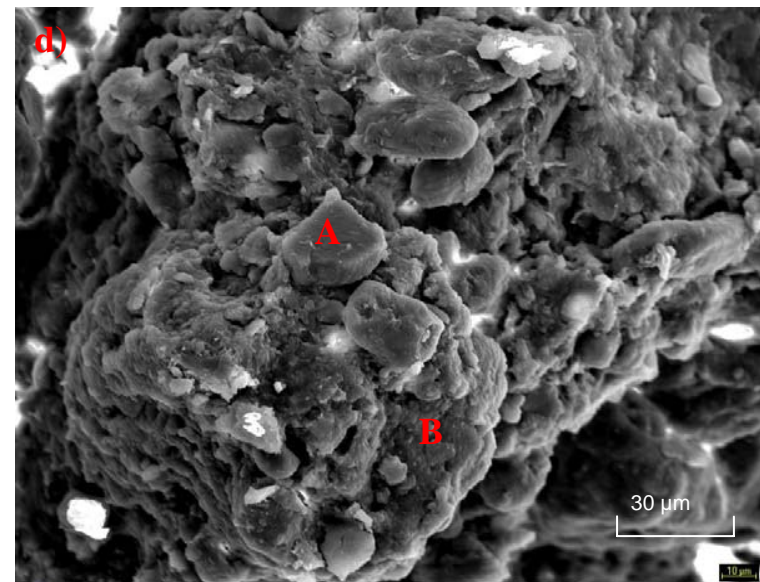
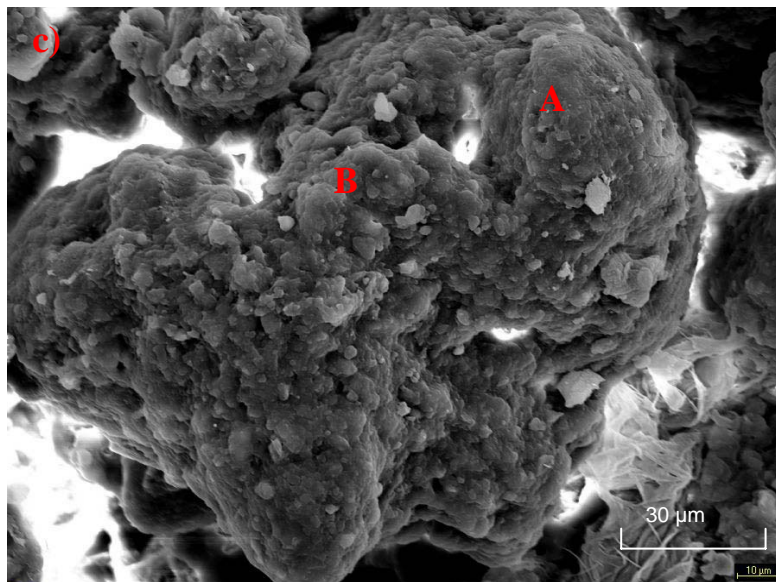
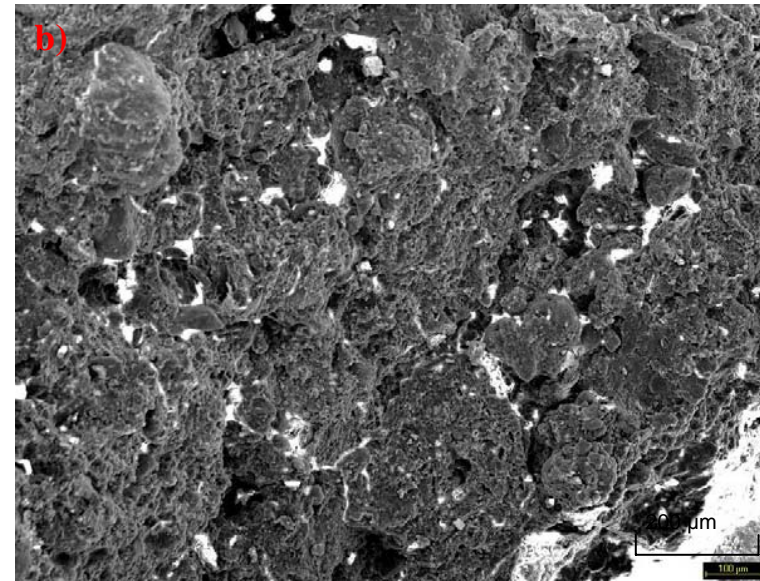
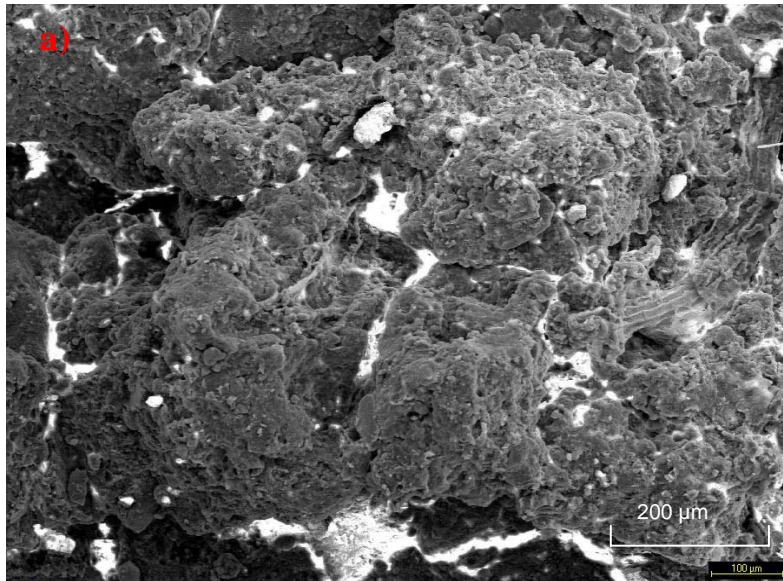
Una peculiaridad típica de esta fábrica, es la presencia en todos los diagramas de microanálisis de Na, Cl, Ca, Fe, C y O, que confirma la teoría de que la microfauna edáfica favorece la meteorización de los minerales durante el proceso de digestión, así como en su paso por el tracto intestinal de los microorganismos. A su vez, en la imagen IV.10.72 se ratifica el origen biológico de esta muestra, pues se observa como la masa, constituida a partir de láminas perfectamente orientadas, alrededor del poro de mayor tamaño, ha ido fluyendo y girándose sobre sí misma en el sistema digestivo de los microorganismos, hasta adquirir una forma muy peculiar, que parece organizada en “capas de cebolla”. Dicha masa también presenta una importante cantidad de cementos orgánicos, que van soldando las láminas, ofreciendo, en algunos sitios, un aspecto masivo. El microanálisis realizado a la zona masiva, denota la existencia de Fe, Si, C, O, Ar, Ca, Ti, Cl, Mg, Na, Ni, y gran cantidad de Al, por lo que puede tratarse de esmectitas, aunque dada la enorme cantidad de Al, también pueden existir separaciones de aluminio por gibbsite.

Respecto a la ultramicrofábrica interna de las zonas donde la estructura queda configurada por la presencia raíces e hifas fúngicas (foto IV.10.73), los micropeds son más poligonales, con algunas protuberancias esferoidales, en cuya superficie hay multitud de hifas de hongos. La estructura es más compacta que en el caso anterior, pues es más arcillosa y menos porosa (Figura IV.10.74). Presenta jerarquización de cluster hasta llegar al domino, con cluster alargados y redondeados. Estos cluster están formados por láminas cementadas entre sí por esmectitas, con una importante cantidad de material orgánico, carbonatos, sales de sodio y cloruro, y hierro, sobre las que se acumulan un conjunto de partículas de limos muy finos y arcillas, formando un flóculo. La fábrica es muy esquelética, con una gran cantidad de granos de esqueleto y fenocristales, sin marcas evidentes de alteración, y con formas irregulares. Algunos de estos fenocristales se están neofормando, y parecen ser aluminosilicatos (en la imagen IV.10.75 el microanálisis realizado al fenocristal presentó bandas de Al, Si, Fe, C, O, Ca, ect.). Los granos de esqueleto parecen ser atraídos y ensamblados por las hifas o micelios (Hendrix et al., 1990). Dichas hifas están recubiertas por cementos con la misma composición elemental comentada anteriormente. Los dominios están intercrecidos, con uniones cara-cara, cementados también por esmectitas, materia orgánica, carbonatos, sales de sodio y cloruro, y hierro (el microanálisis realizado a la cobertura de la figura IV.10.78 mostró importantes picos de Fe, Al, Si, K, Ca, Mg, Na, O y C). La fábrica presenta anisotropía localizada, ya que las láminas muestran un cierto orden en determinados lugares, es decir, tiene una cierta tendencia a la planaridad (Foto IV.10.76). En general, la estructura interna de estas zonas es poco porosa, con tamaños de poro variados y formas redondeadas. En esta zona también se observó una importante aglomeración de cuerpos bacterianos, confirmando la existencia de abundantes procesos de fermentación (Foto IV.10.75).

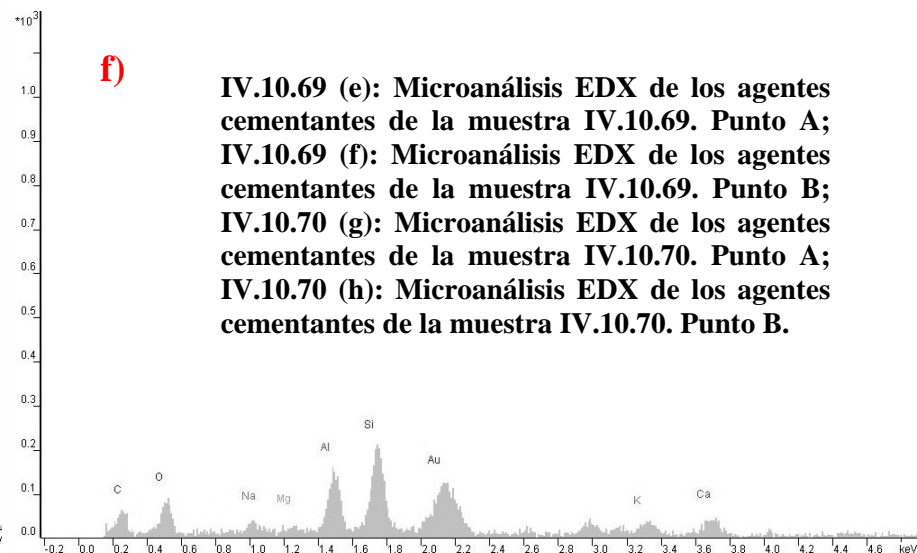
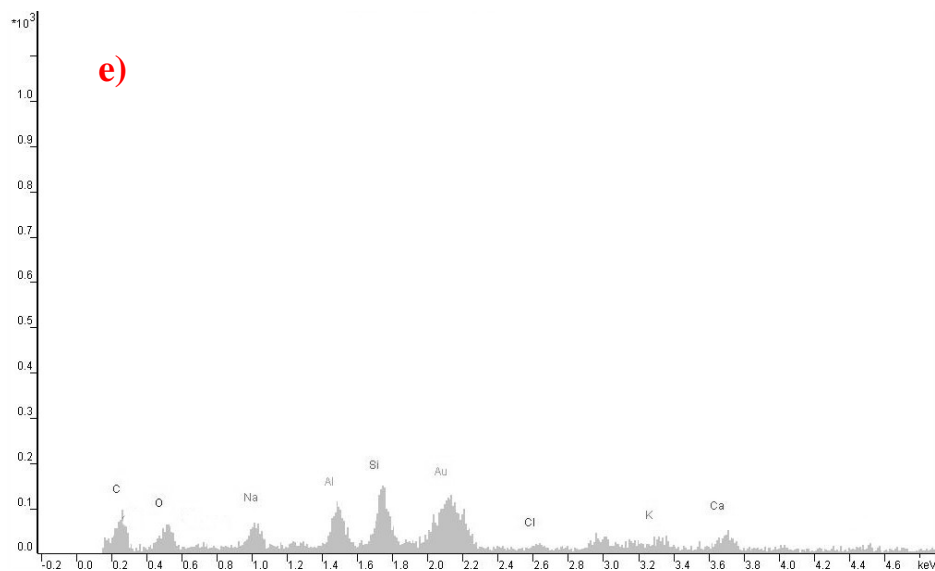
Otros casos menos frecuentes en la ultramicroestructura interna de estos agregados, se observan en la imagen IV.10.77, que presenta, en la parte izquierda, una fábrica que coexiste con la anteriormente descrita, con una orientación distinta, con cluster lobulados, discoidales, o con forma de trébol y bastante más porosa; y en la figura IV.10.79, donde se observa una superficie más plana, que pertenece a la parte más blocosa de los agregados, y que carece de la cobertura orgánica que hemos estudiado en la anterior fábrica. En este caso, también hay abundantes granos de esqueleto y puentes cementantes en determinadas zonas. Las láminas de

mica/esmectita, con abundantes carbonatos y formas de hierro, se apilan con uniones cara-cara (Fe, Ca, Si, Al, K, C, O, Mg, Ti).

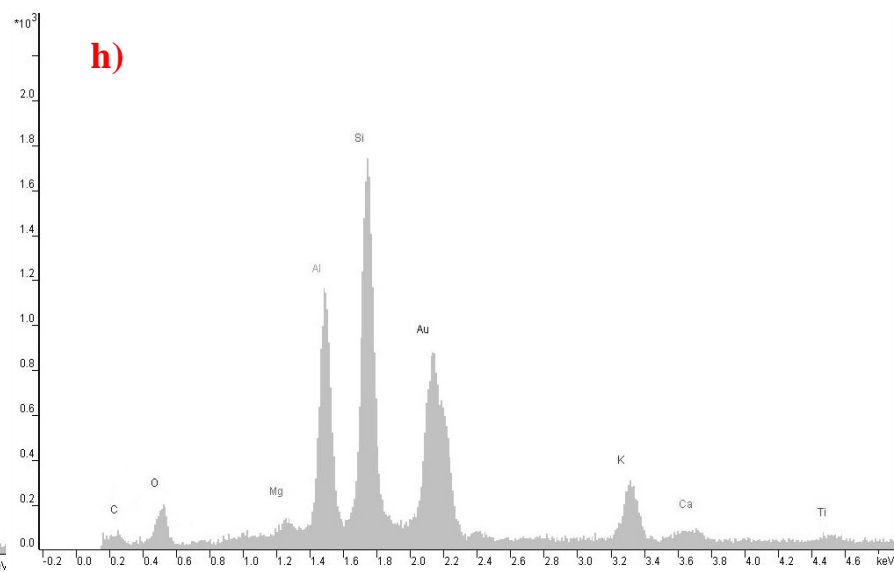
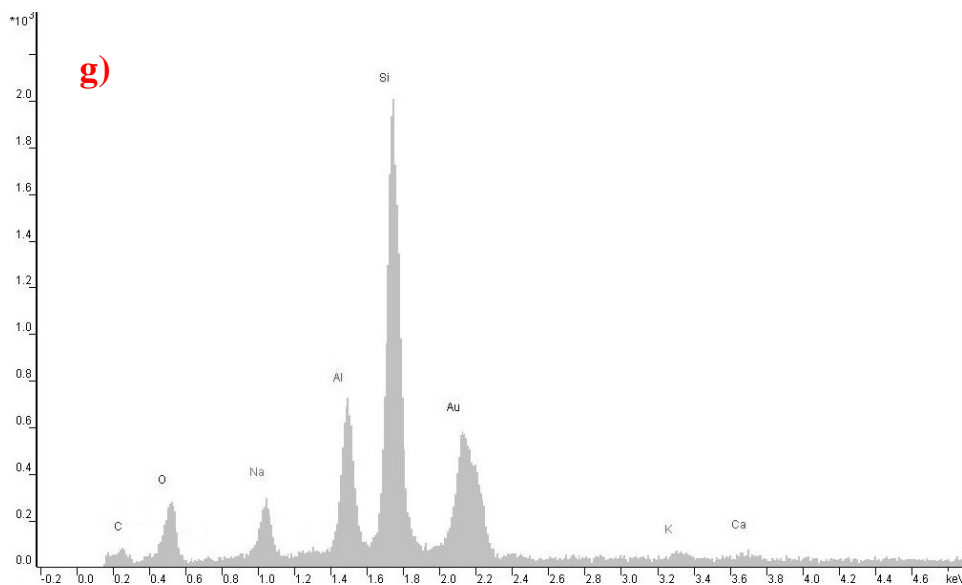
En resumen, en este perfil, el mecanismo de formación de la estructura es bastante complejo, ya que coexisten varios procesos simultáneamente como son la selección de granos de esqueleto por hifas o micelios, y cementados por arcillas, materia orgánica, hierro y sales, excretas conformadas por la actividad biológica y posibles fermentaciones dentro de la masa.

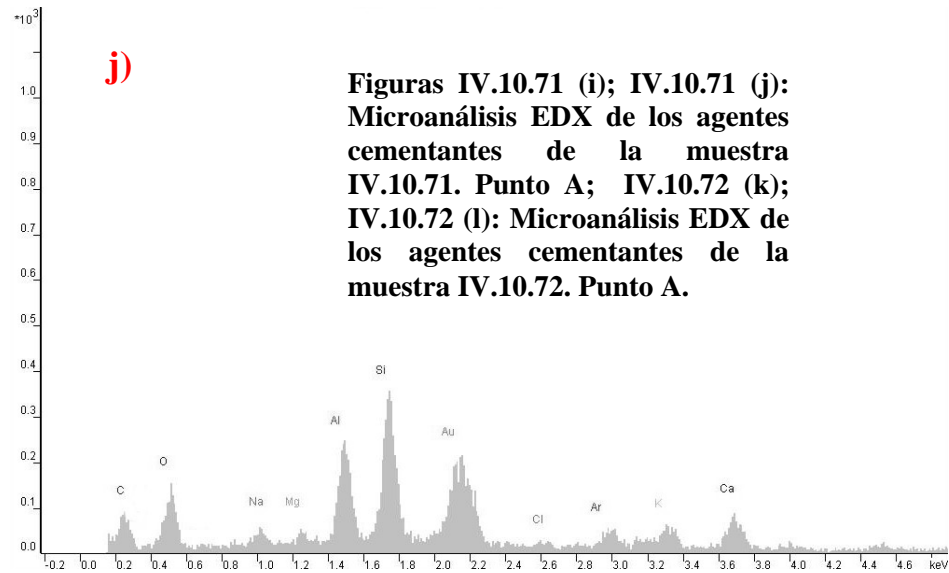
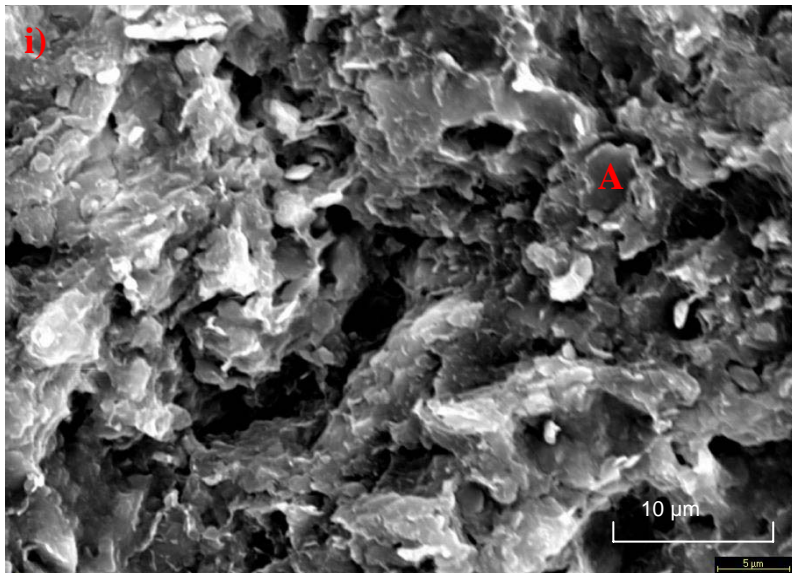


Figuras IV.10.67 (a); IV.10.68 (b); IV.10.69 (c) y IV.10.70 (d).

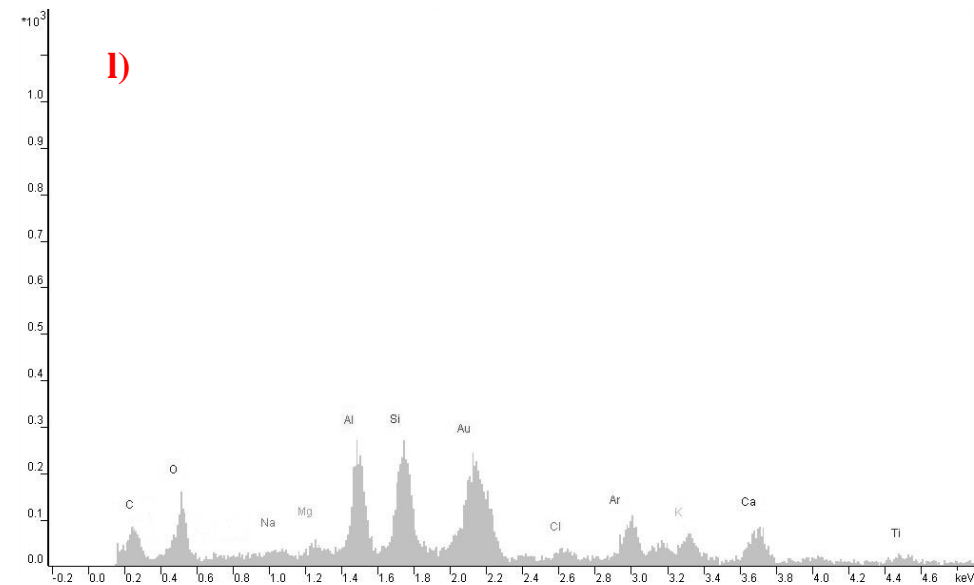
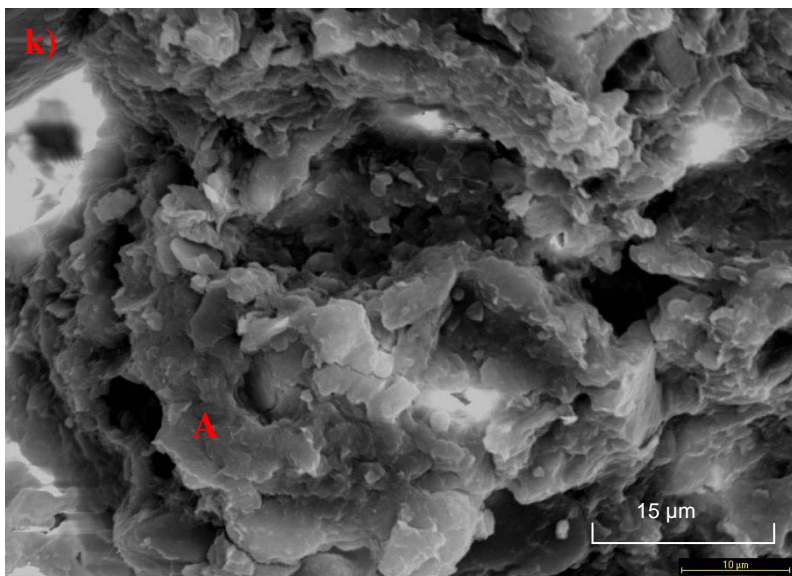


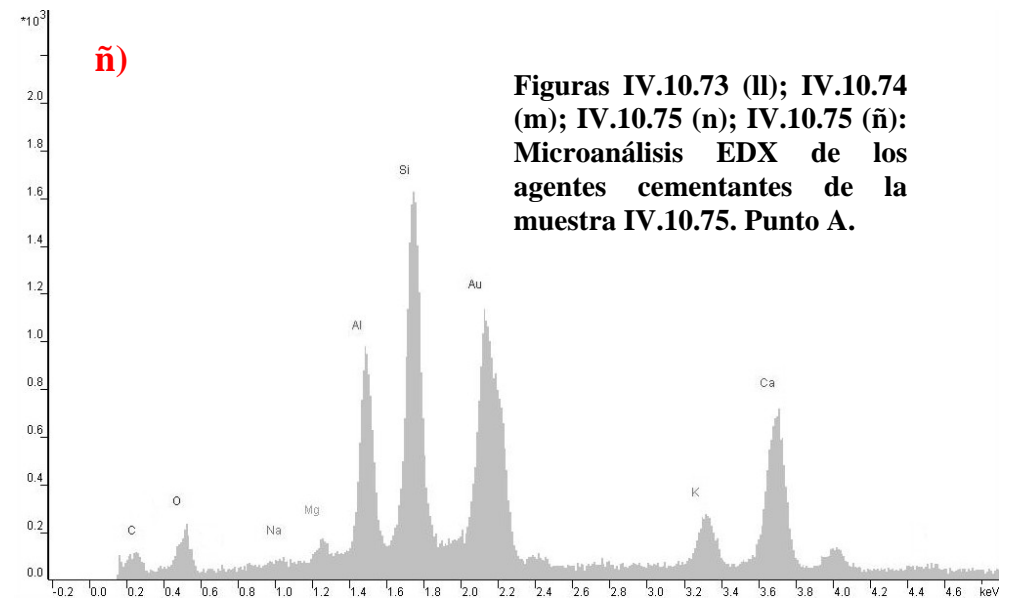
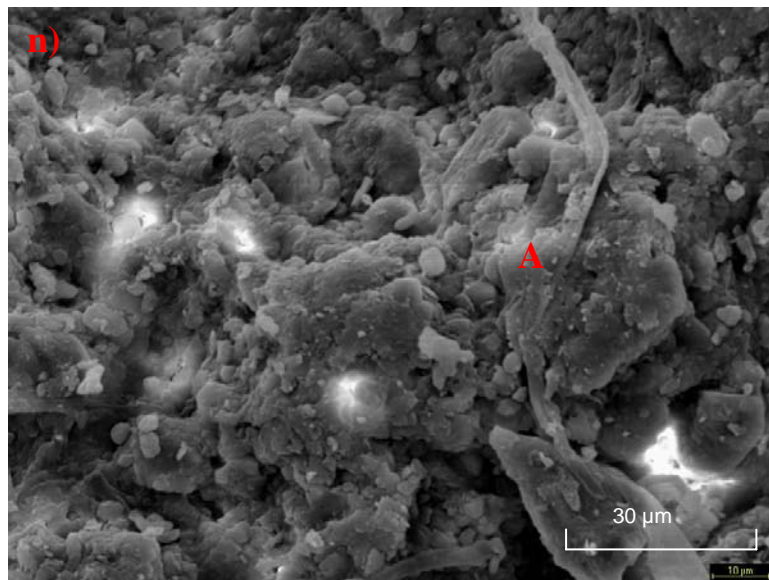
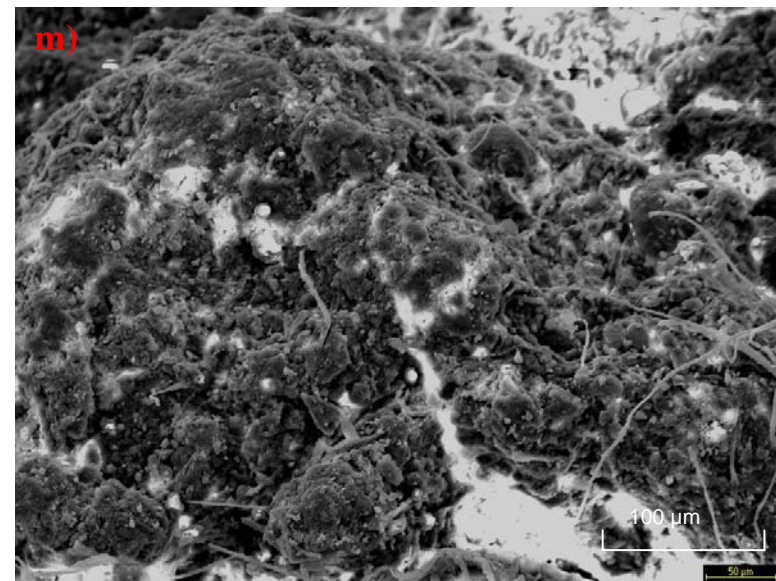
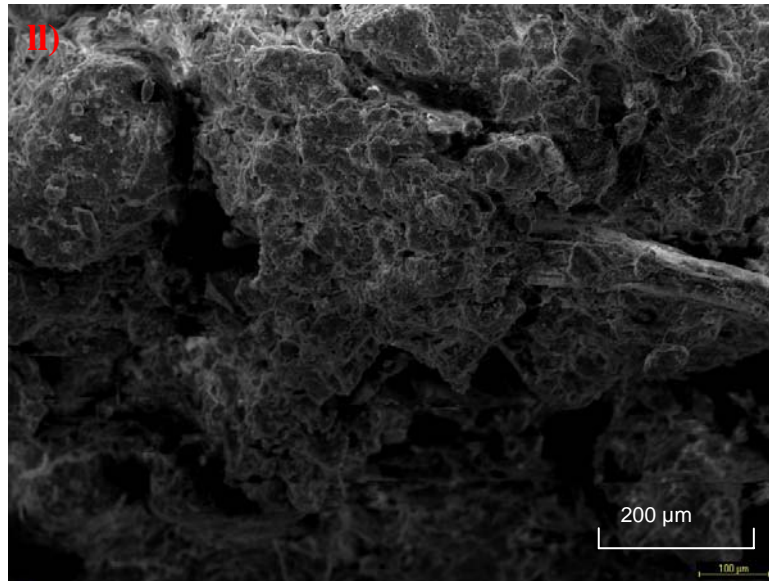
IV.10.69 (e): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.69. Punto A;
IV.10.69 (f): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.69. Punto B;
IV.10.70 (g): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.70. Punto A;
IV.10.70 (h): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.70. Punto B.

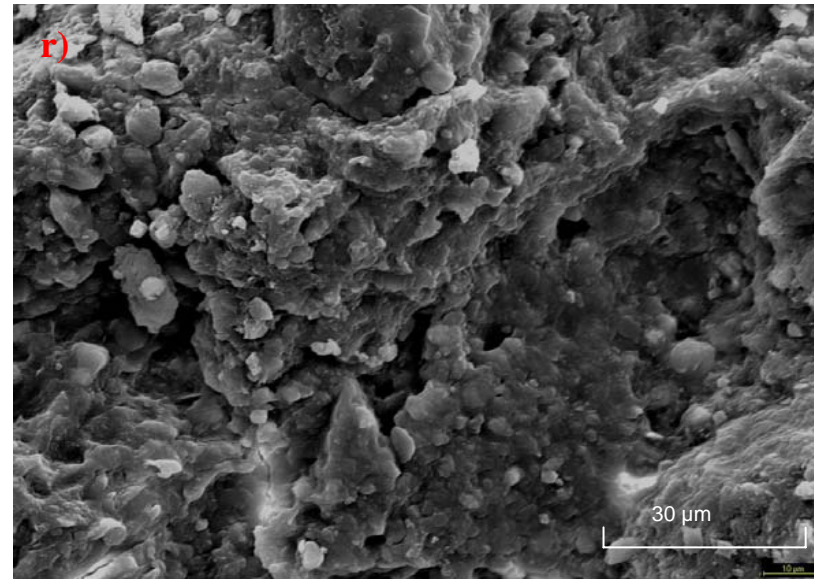
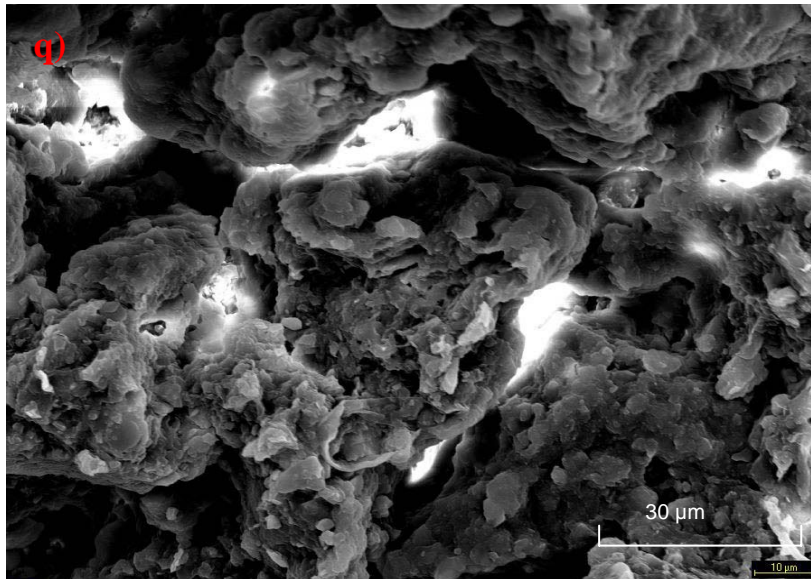
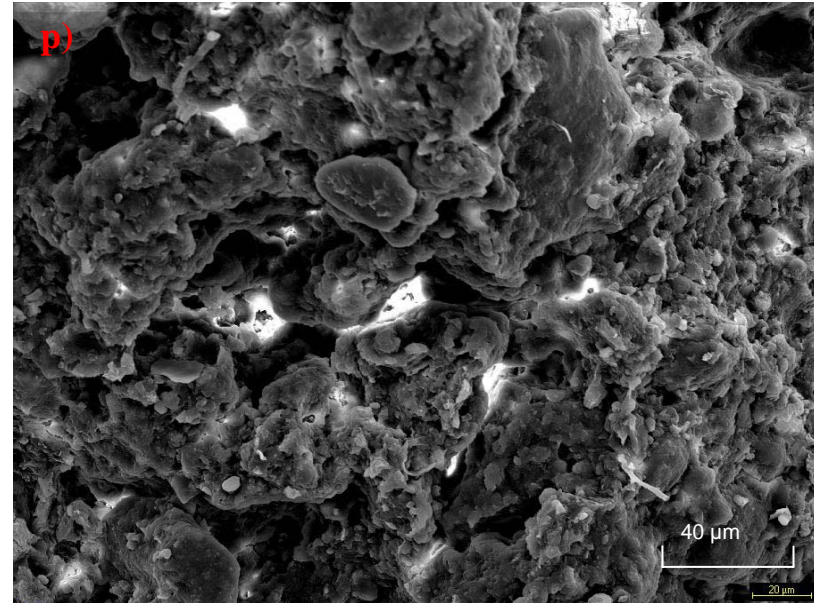
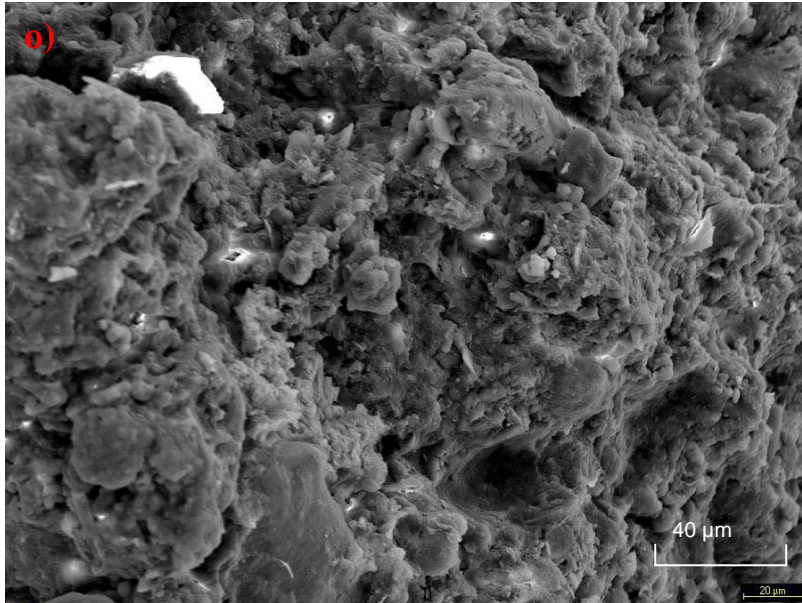




**Figuras IV.10.71 (i); IV.10.71 (j):
Microanálisis EDX de los agentes
cementantes de la muestra
IV.10.71. Punto A; IV.10.72 (k);
IV.10.72 (l): Microanálisis EDX de
los agentes cementantes de la
muestra IV.10.72. Punto A.**







Figuras IV.10.76 (o); IV.10.77 (p); IV.10.78 (q) y IV.10.79 (r).

IV.10.1.8. Perfil 3

El perfil 3 se ha muestreado en un encinar de *Quercus ilex*, sobre calizas, y con abundante sotobosque en el que imperan *Quercus coccifera*, *Cistus laurifolius*, *Rosmarinus officinalis*, *Thymus sp.*, *Salvia sp.*, *Erinacea Anthyllis*, *Festuca sp.*, *Helianthemum sp.*, *Vella spinosa*, *Genista scorpius*, *Teucrium sp.*, etc. La influencia antrópica es nimia ya que la zona se encuentra en la reserva del Parque.

La microestructura de este suelo presenta micropeds esferoidales de 1.5-2 mm, que se van jerarquizando sucesivamente en microagregados de menor tamaño (< 1mm), más lábiles, con formas arracimadas y caras comunes, separadas por grietas de diferentes tamaños. La estructura migajosa de dichos micropeds, parece estar conformada, en gran medida, por raíces muy finas y colonias fúngicas, aunque algunos de los agregados de menor tamaño tienen un origen coprogénico. Los micropeds más grandes se encuentran completamente cubiertos por unas coberturas muy densas fisuradas (Figura IV.10.80). Sin embargo, los micropeds de tamaño inferior a 1mm, presentan coberturas de menor espesor (Figura IV.10.81).

A nivel de la ultramicroestructura de la superficie, las coberturas de los agregados de mayor tamaño, se van apilando sucesivamente, en varias generaciones (hasta seis capas en determinadas zonas), junto con algunos filamentos de hifas, constituyendo una capa de gran espesor. Dichas coberturas también presentan profundas grietas y estrías producidas por movimientos vérticos (Figura IV.10.82), así como una gran cantidad de láminas de arcilla neoformadas, e incluso grupos de arcillas cristalizadas y cútanos de presión (Figura IV.10.85). Según muestra el microanálisis, el material de estas coberturas es de mica (Ca, C, O, Si, Al, Fe, Mg, P, Ti, Na, K). La jerarquización no es muy clara, ya que los cluster presentan gran continuidad en determinadas zonas. Dichos cluster tienen tamaños del orden de 10 μm , son laminares, con formas lenticulares o discoidales irregulares, con uniones cara-cara (Figura IV.10.83). Los dominios, que parecen individualizarse de las láminas, o ser el resultado de una descamación progresiva de las mismas, con tamaños del orden de 2 μm , están intercrecidos, con formas laminares, y contornos hexagonales y afilados, por lo que es probable que estas arcillas sean neoformadas (Figura IV.10.84). El microanálisis realizado a dichas láminas mostró que se trata de filosilicatos, con una gran cantidad de carbonato cálcico (C, O, Si, Al, Ca, Fe, y algo de Na, Mg y K), a su vez el microanálisis realizado a los cementos presentó una mayor proporción de Si frente al Al, por lo que se trata de un material más esmectítico (Si, Ca, Al, C, O, y en mucha menor concentración Fe, K y Mg). La muestra presenta una gran anisotropía, pues las láminas están orientadas de forma paralela a la superficie, y es muy poco porosa. En la superficie de los agregados también se observan otras evidencias de actividad biológica, como es la presencia de bacterias con formas esferoidales del orden de 1-2 μm .

La ultramicroestructura del interior de los agregados, es más esquelética, menos arcillosa y las coberturas son más delgadas que en la superficie (Figura IV.10.86). La jerarquización y clusterización es similar a la observada en la superficie del agregado, aunque los cluster son más discontinuos (Figura IV.10.87). Los cluster, laminares, con formas alargadas e irregulares, con tamaños comprendidos entre 7-10 μm y un grosor de aproximadamente 0.8 μm , están jerarquizados agrupándose en familias de cluster de menor tamaño (Figuras IV.10.88 y IV.10.89). El microanálisis realizado a los cluster (Figura IV.10.90), muestra diagramas típicos de esmectitas con carbonatos y algo de hierro y fósforo (Si, Al, Mg, Fe, Ca, K, C, O, P y Ti). La fábrica interna es bastante esquelética, con abundantes láminas de gran tamaño, que se disponen formando un castillo de naipes, con uniones cara-cara. Las láminas

de arcilla tienen una forma curvada, llegando a conformar, en algunas ocasiones, cavidades con formas tubulares (Figura IV.10.89). Los dominios, a su vez, son muy pequeños, del orden de 0.5-1 μm , laminares y con uniones cara-cara entre ellos. La fábrica interna es más desordenada que en la superficie, y por tanto, menos anisótropa, aunque se observa un curioso proceso de selección de anisotropía desde el centro a la periferia (Figura IV.10.88). El interior también es más poroso que la superficie, disponiéndose una gran cantidad de poros entre las láminas. Así, la fábrica del interior podría definirse como fábrica esmectítica plegada muy porosa.

La visión oblicua de dicha fábrica (Figura IV.10.91), muestra las láminas neoformándose, el reticulado, los poros oblicuos entre las láminas y los puentes de cementos. El microanálisis realizado a los puentes de cementos mostró picos de Fe, Ca, Al, Si, K, Au, C, O, Mg y Na, y en las láminas mostró picos de Si, Al, A,u, O, C, K, Ca, Fe, Mg, Na.

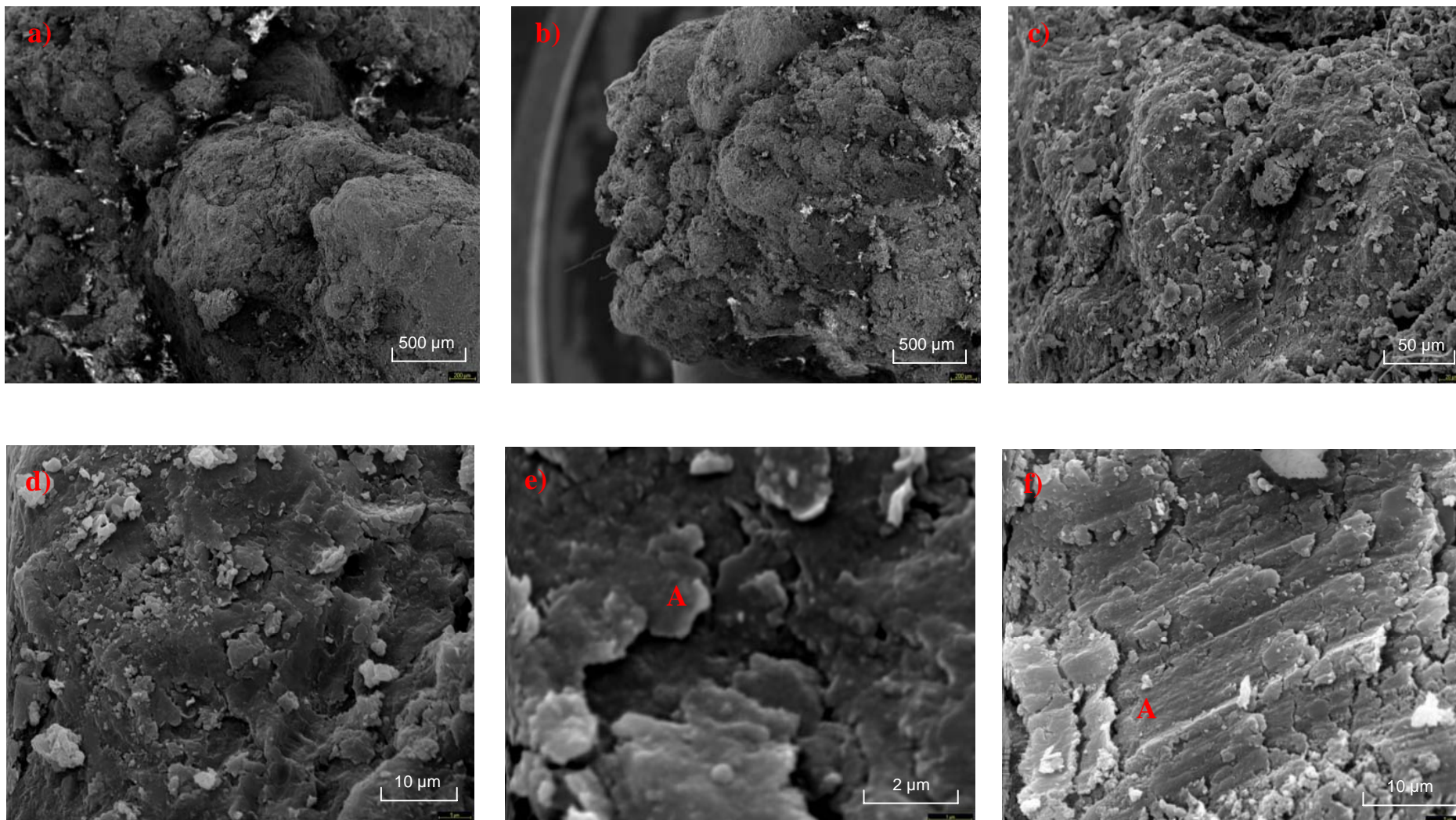
Otra característica de estos suelos con vertisolación, aparte de su morfología, es que la materia orgánica se intercala entre las láminas de esmectitas, originando un color muy oscuro en el suelo, aunque el contenido en materia orgánica total del mismo no sea muy elevado (Figura IV.10.91).

Al igual que los suelos, la fábrica de los agregados también suele ser muy heterogénea, por lo que generalmente se describen los casos más frecuentes. Sin embargo, en este suelo destacan ciertas peculiaridades respecto a la ultramicrofábrica del interior de los agregados que se pueden observar en la imagen IV.10.92, que muestra un microagregado jerarquizado en cuatro micropeds de menor tamaño, cuya estructura está conformada, en gran parte, por la actividad biológica, así como por las hifas fúngicas o micorrizas que envuelven el agregado. Dichas micorrizas atraen y acumulan láminas tamaño limo fino y arcilla, con una cierta cementación entre ellas (Ternan et al., 1996). El estudio en detalle del microped, muestra una cobertura laminar, aunque las láminas de arcilla no están tan fundidas en la matriz del suelo, como en la superficie de los agregados anteriormente descrita (Figura IV.10.93). El microanálisis realizado a las láminas mostró una composición elemental de Si, Al, Fe, O, C, Na, K y Mg, pero sin nada de Ca (Figura IV.10.94). Sin embargo, otro microanálisis realizado al microped, mostró la misma composición elemental que el anterior, pero con mayor cantidad de carbonatos (Figura IV.10.95). En este caso, la fábrica del interior es similar a la estructura del interior del agregado comentada anteriormente, donde las láminas de arcilla se agrupaban constituyendo un castillo de naipes, pero es más desordenada, más esquelética, más anisótropa, más compacta por la presencia de cementos carbonatados, y menos porosa (Figura IV.10.95 y IV.10.96).

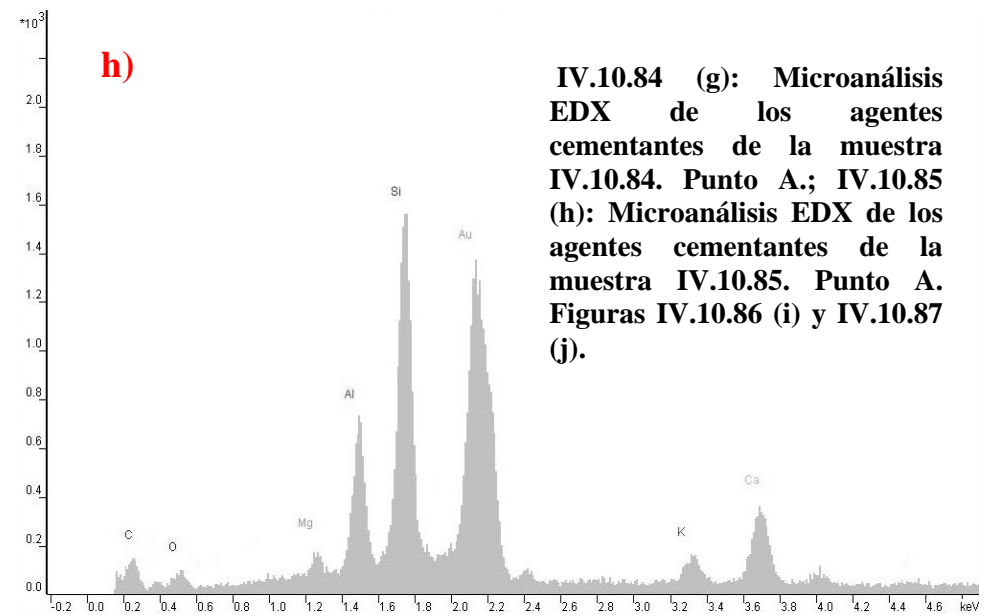
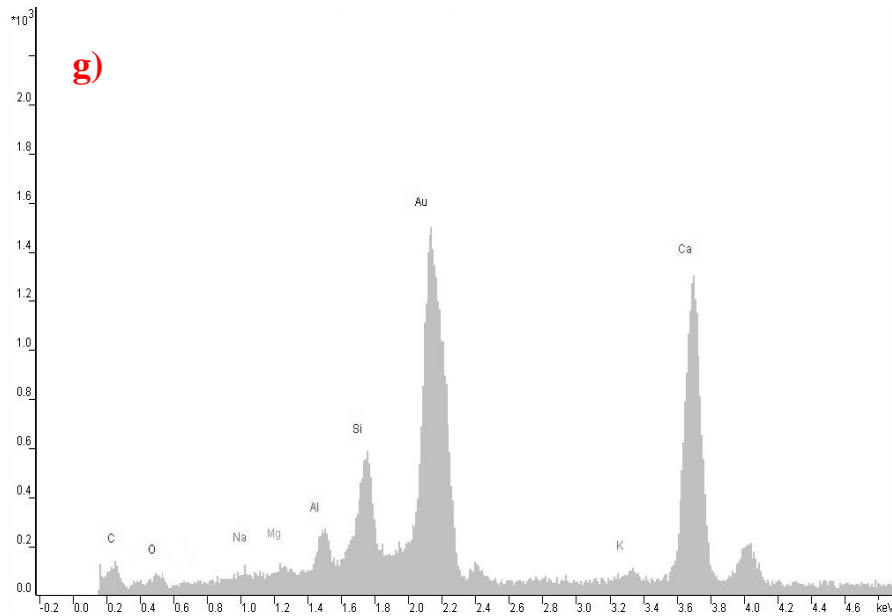
La imagen IV.10.97 también muestra otra particularidad de la estructura, en un agregado roto, donde se observa la superficie e interior del mismo. En la superficie quedan restos de coberturas muy gruesas, agrietadas en determinadas zonas, y su interior se encuentra colonizado por hifas fúngicas que permiten un grado de evolución importante en esta fábrica.

El interior del agregado (Figura IV.10.98) muestra un ultramicrofábrica más jerarquizada que la fábrica general que presentan estos suelos, posiblemente debido a una mayor cantidad de materia orgánica. Los cluster, que presentan tamaños muy variados, se desarrollan en torno a los poros, adoptando formas de anillo. Estos cluster reproducen la teoría de los fractales, ya que los cluster de mayor tamaño se conforman a partir de otros cluster más pequeños, pero con su misma morfología (Mandelbrot, 1982; Bartoli et al., 1991; Rasiah et al., 1992 y 1995). Así por ejemplo, en el centro de la foto 109 se desarrolla un cluster de 60-80 μm en torno a un

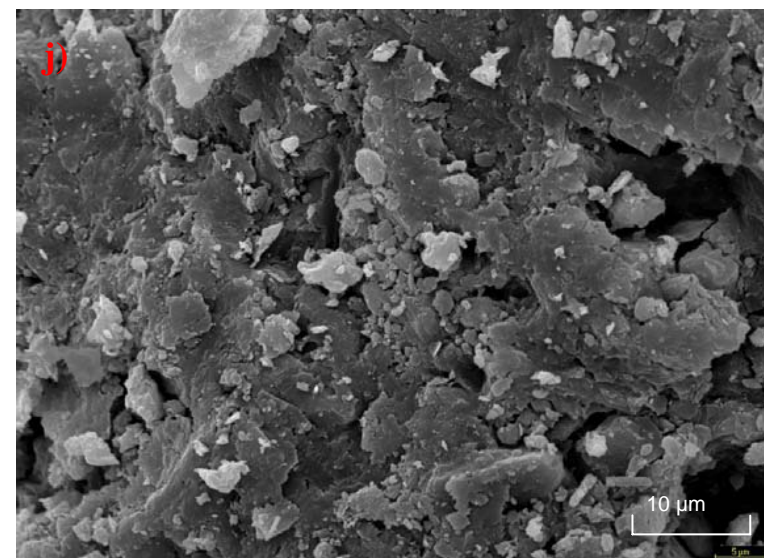
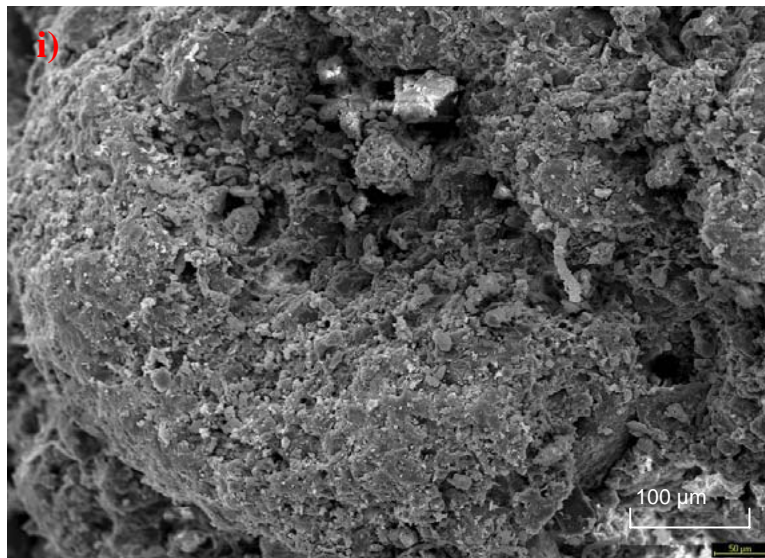
poro, y la observación en detalle de dicho cluster (Figura IV.10.99), muestra que se compone de otros cluster de menor tamaño (aproximadamente 20 μm), que reproducen su misma forma, los cuales a su vez, se van conformando de clusters de orden de 5^{-7} μm , relativamente bien cementados, que se componen de abundantes dominios. La fábrica interna es muy esquelética, con abundantes láminas, con uniones cara-cara y cara-borde, intercrecidas y en ocasiones apiladas conformando una especie de escalera. Los dominios tienen un tamaño comprendido entre 1 y 3 μm , son laminares, intercrecidos, con uniones cara-cara. El microanálisis realizado a los dominios mostró que se trata de micas fengíticas con abundantes cementos de carbonatos y hierro (muestra importantes picos de Si, Al, O, Fe, Ca, K y pequeños picos de Mg y C). La muestra es muy anisótropa en toda la superficie, y la porosidad es muy superior a la estudiada en la fábrica interna común de esta muestra. La porosidad se define como celdas de 200 μm , en torno a los cuales se conforman los cluster.

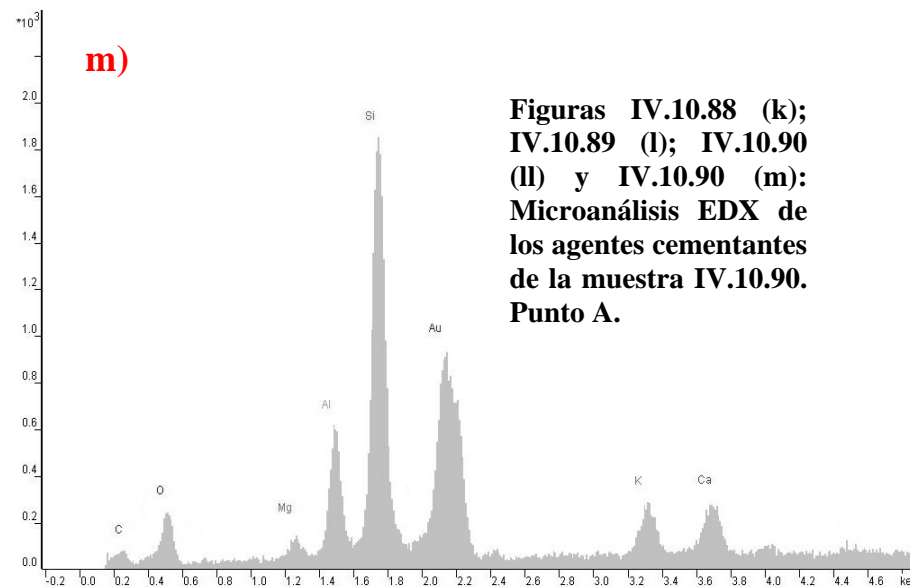
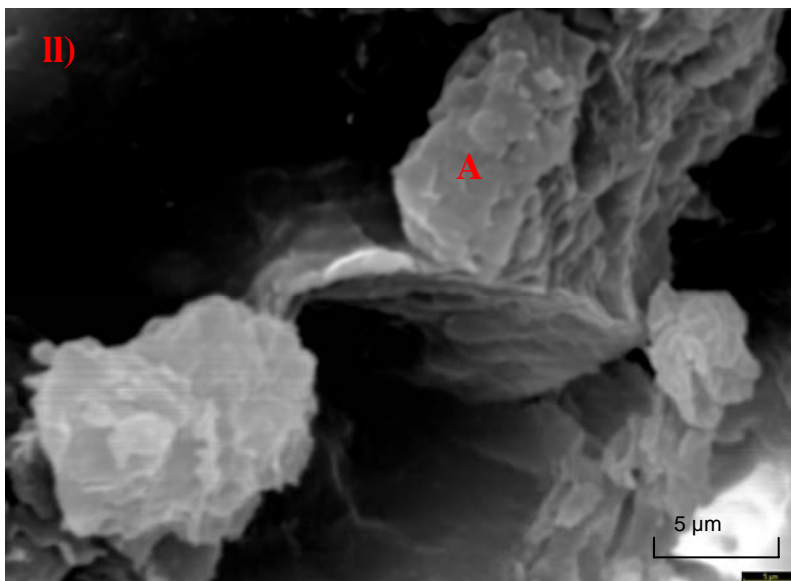
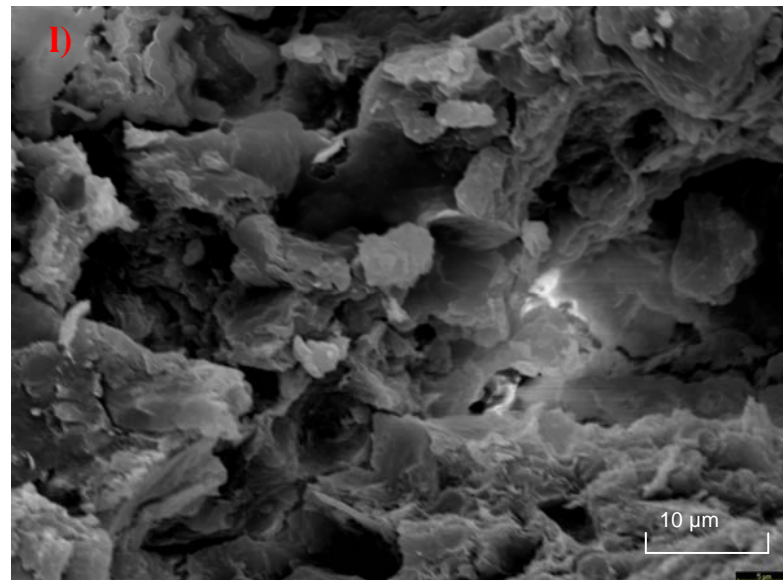
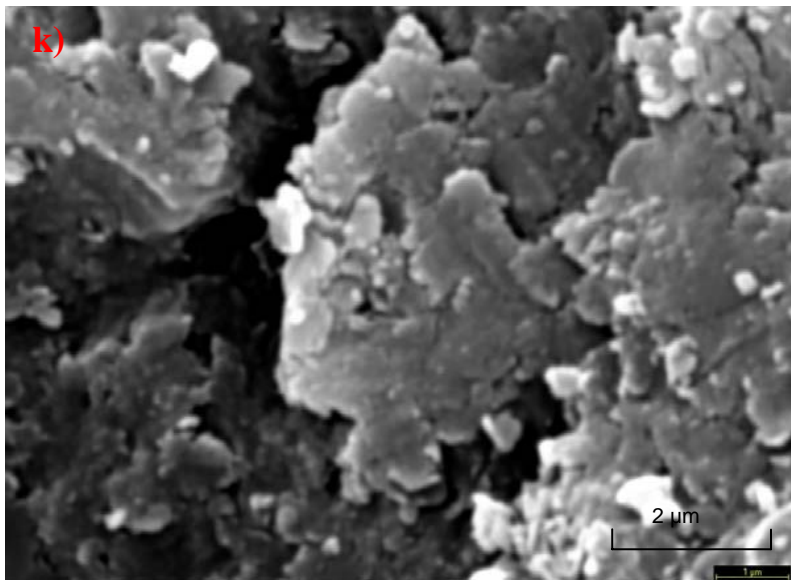


Figuras IV.10.80 (a); IV.10.81 (b); IV.10.82 (c); IV.10.83 (d); IV.10.84 (e); y IV.10.85 (f).

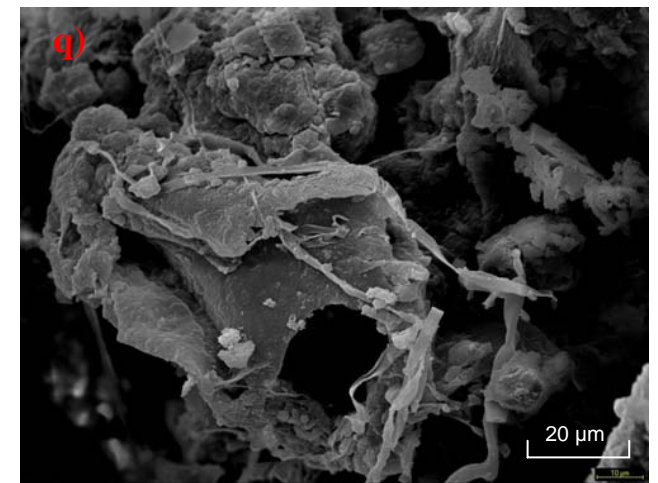
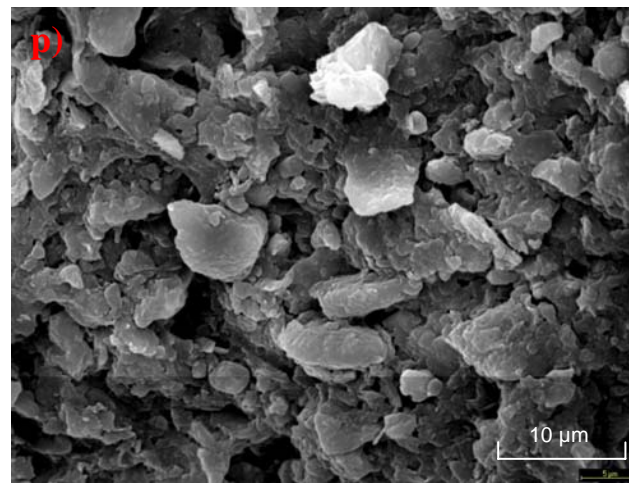
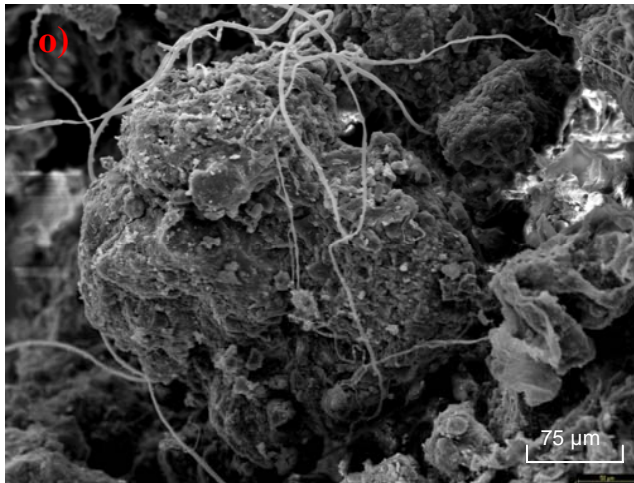
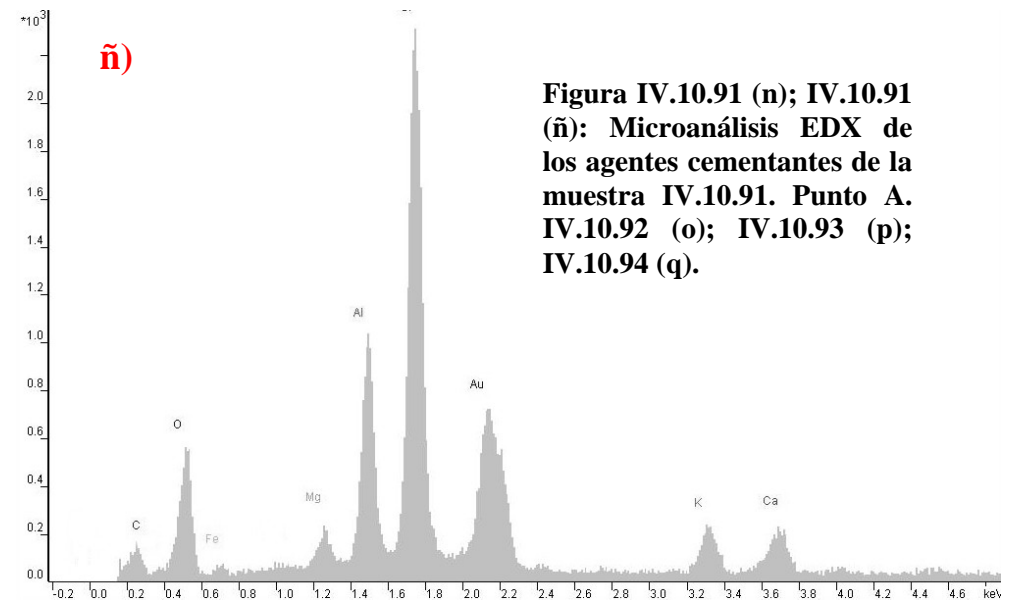
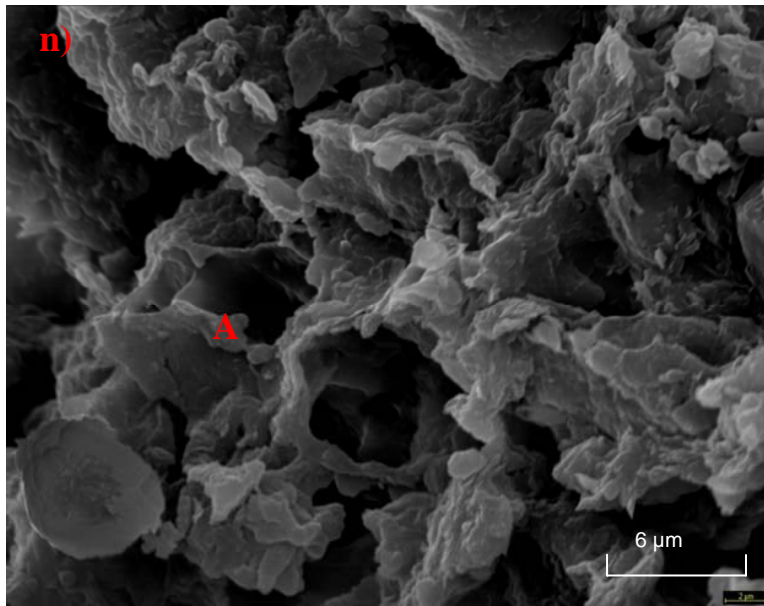


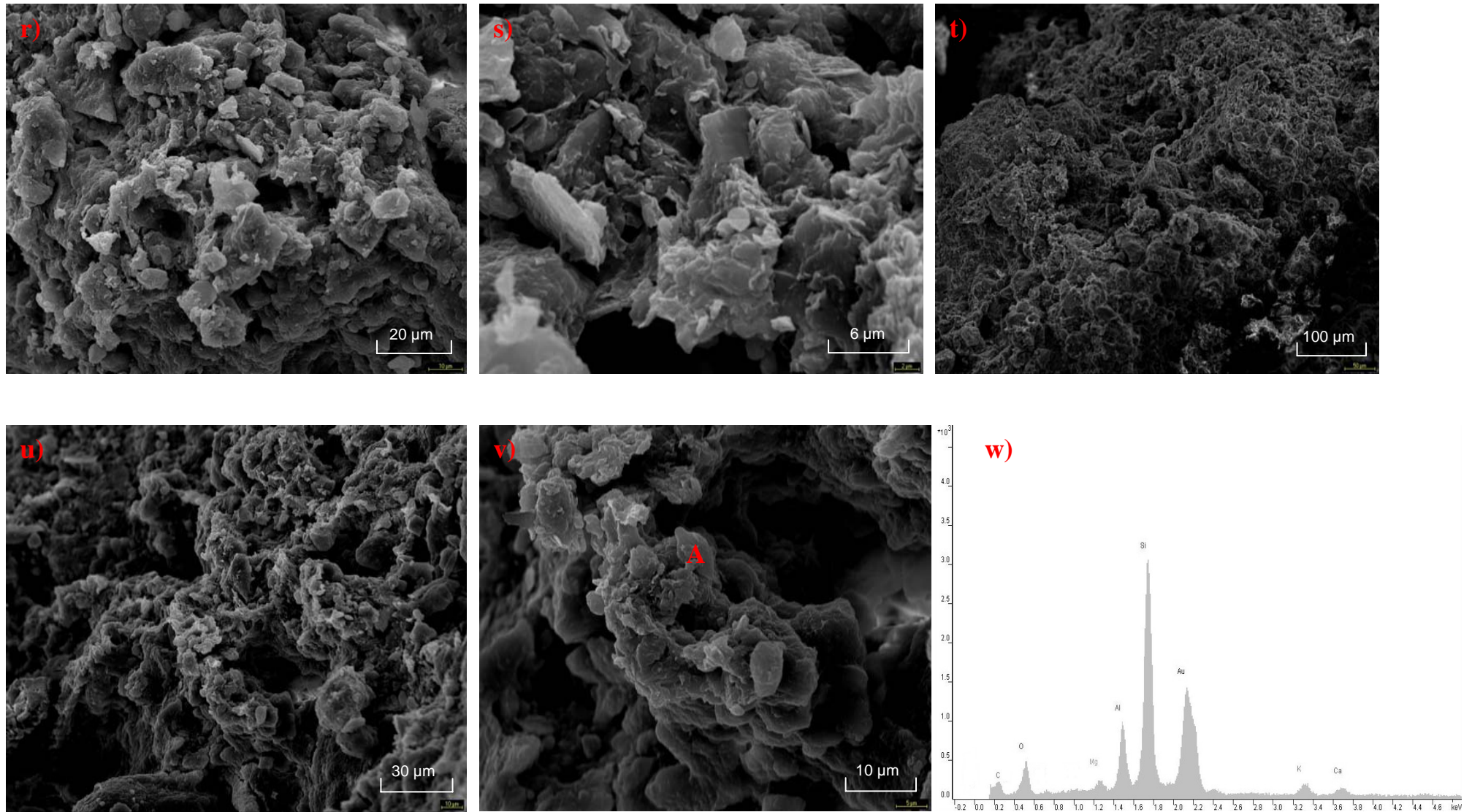
IV.10.84 (g): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.84. Punto A.; IV.10.85 (h): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.85. Punto A. Figuras IV.10.86 (i) y IV.10.87 (j).





Figuras IV.10.88 (k); IV.10.89 (l); IV.10.90 (ll) y IV.10.90 (m): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.90. Punto A.





Figuras IV.10.95 (r); IV.10.96 (s); IV.10.97 (t); IV.10.98 (u); IV.10.99 (v) y IV.10.99 (w): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.99. Punto A.

IV.10.1.9. Perfil 19

El perfil 19 se ha recogido en un pinar de *Pinus halepensis*, en la base de las Muelas, de roca caliza, con abundante matorral y con muy poca influencia antrópica.

A nivel microscópico, la estructura está formada por racimos de microagregados esferoidales, entre 1-2 mm, colonizados por una gran cantidad de hifas de hongos, y con un posible origen coprogénico. En este suelo, la estructura está muy evolucionada, y parece repetir el mismo patrón de microestructura, que en otros pinares antiguos, como ocurría en la muestra p10 bajo pinar natural de *Pinus nigra*, discutida anteriormente (Figura IV.10.100). En otras zonas, los micropeds adoptan formas poligonales, lo cual corrobora su origen biológico, pues en estos casos, la estructura está sometida a una serie de procesos, además del propio coprogénico, que va poligonizando los agregados (Figura IV.10.101).

A nivel ultramicroscópico, la superficie de los agregados es bastante esquelética, con abundantes fenocristales, granos de esqueleto y partículas de filosilicatos, tamaño limo y arena fina, con una disposición plana sobre la superficie y con un cierto orden, enlosadas por cementos y recubrimientos de arcillas. Las coberturas que se disponen sobre los fenocristales presentan una composición elemental de Si, Al, Au, K, C, O, Fe, Mg y picos muy elevados de Ca. Algunos de los cementos que unen los granos de esqueleto parecen ser secreciones de las hifas (Figura IV.10.104), con una composición elemental de C, O, Ca, Na, Mg, Al, Si, Au, K y Fe, por lo que se trata de materiales micáceos con abundante carbonato cálcico. Otros cementos próximos a las hifas, además mostraron picos de Cl y Na, patrón que se repite en otras muestras orgánicas. En este sentido, es probable que las hifas fúngicas ejerzan de núcleo de cristalización de carbonatos, generando estas formas peliculares de cementos. El microanálisis realizado a las hifas mostró picos de Ca, Fe, K, Au, Al, Si, Mg, C, O; aunque tiene mayor concentración de Ca que de Si. Los cráteres que se desarrollan en la superficie de estos agregados (Figura IV.10.102) parecen formarse como resultado de la acumulación de sustancias que se van expeliendo y cementando alrededor de los poros (Figura IV.10.103). La jerarquización de cluster hasta llegar al dominio no es demasiado evidente. Los cluster presentan formas esféricas y discoidales, y los dominios, con formas esféricas y laminares, están intercrecidos y presentan uniones cara-cara. La superficie es poco anisótropa y poco porosa.

Respecto al interior de los agregados, a nivel ultramicroscópico podrían describirse dos modalidades diferentes de fábrica interna, ambas con una gran actividad biológica. Así, en determinadas zonas del interior, los cluster esféricos de mayor tamaño se van jerarquizando en cluster cada vez más pequeños hasta llegar al dominio (Figura IV.10.105). Existen abundantes clusters de aproximadamente 20 μm , de aspecto elipsoidal, conformados por una gran cantidad de láminas de esmectitas, apiladas de forma piramidal, y que parecen estar neoformándose (los espectros a las láminas de arcilla mostraron picos Ca, K, Mg, Na, Ti, P, Si, Fe, e importantes picos de C y O, corroborando que existe una gran actividad biológica). Dichas láminas presentan uniones mayoritariamente intraclusters, del tipo cara-cara, y están bastante cementadas por carbonatos, esmectitas y materia orgánica (Si, AL, O, C, Ca, K, Fe, P, Mg) (Figura IV.10.106 y IV.10.107). Esta fábrica interna también es muy esquelética con abundantes fenocristales y granos de esqueleto (el microanálisis realizado a los fenocristales mostró bandas de Si, Al, Mg, C, O, Fe, P, K, Ti, picos muy grandes de Ca y muy poco Na). Los dominios son laminares, con formas esferoidales y discoidales principalmente, están intercrecidos, con uniones cara-cara, y están cementados entre sí por arcillas, carbonatos y

materia orgánica. La muestra presenta anisotropía localizada y mayor porosidad que la superficie.

A este nivel, también queda patente la actividad biológica de estos suelos, con abundantes raíces e hifas fúngicas carbonatadas (Figura IV.10.108). Los espectros de la composición elemental de las raíces mostraron bandas de O, C, Na, Fe, P, Zn, Ni y algo de Si, tiene pues metales pesados. Las concentraciones más elevadas pertenecieron a los picos de Na, P y C. Dada la gran actividad biológica de estos suelos, existe una liberación importante de CO₂, durante el proceso de respiración microbiana, y acumulación de carbonatos (Figura IV.10.109). Estos suelos también parecen presentar algunos restos de cuerpos bacterianos carbonatados (parte superior y centro de la imagen IV.10.107). El microanálisis a dichas bacterias mostró picos muy importantes de Ca, O y C y filosilicatos pertenecientes a la matriz donde se encuentra los restos de cuerpos bacterianos (Si, Al, Mg, K, Fe, Na).

Otra modalidad de ultramicrofábrica del interior de esta muestra, se observa en la imagen IV.10.110, en la que la fábrica interna es mucho más esponjosa que la fábrica anteriormente descrita, y está mucho más cementada por carbonatos y materia orgánica. Los cluster se encuentran jerarquizados hasta llegar al dominio (Figura IV.10.113), resolviéndose progresivamente en otros clusters de tamaño inferior, que reproducen la forma de los más grandes, según la teoría de los fractales. Los cluster son esferoidales, o elípticos, y groseramente elipsoidales, y se encuentran trabados por las hifas o micelios de hongos, que configuran esta fábrica. Estos cluster se conforman a partir de la superposición de láminas de esmectitas que se están neofормando (Si, Al, Ca, K, Fe, C, O, Mg), y además están rodeados por cementos orgánicos, que presentan un aspecto suave y coloidal (Figura IV.10.112). La fábrica es esquelética, con abundantes fenocristales de mica (El microanálisis realizado al filosilicato, determina que se trata de una mica blanca fengítica con Mg en la capa octaédrica, de muy baja carga, o de un feldespató, con una composición elemental de C, Ca, O, Fe, Mg, K, Si, Al y muy poco Ti. Otros diagramas realizados a fenocristales mostraron aproximadamente la misma composición elemental) y granos de esqueleto de cuarzo (Si, O, C, Fe, Al, Mg, K, Ca), con coberturas de esmectitas y carbonatos, que se encuentran unidos a las hifas mediante cementos, las cuales también se componen de esmectitas y carbonatos (Si, Al, C, O, Ca, Ti, Fe, K, Mg) (Figura IV.10.113). Los dominios tamaño limo fino de 10-15 μm y arcilla ($< 5 \mu\text{m}$), son laminares, con uniones cara.cara, y están intercrecidos. La muestra presenta anisotropía localizada, y es bastante porosa. Los poros se distribuyen entre los cluster y en el interior de los mismos.

En este caso, también son evidentes los signos de actividad biológica, dada la gran cantidad de estructuras fúngicas, presencia de huevos o bolsas de polen de la microfauna edáfica (detalle de la parte superior derecha de la figura IV.10.111) y de bacterias.

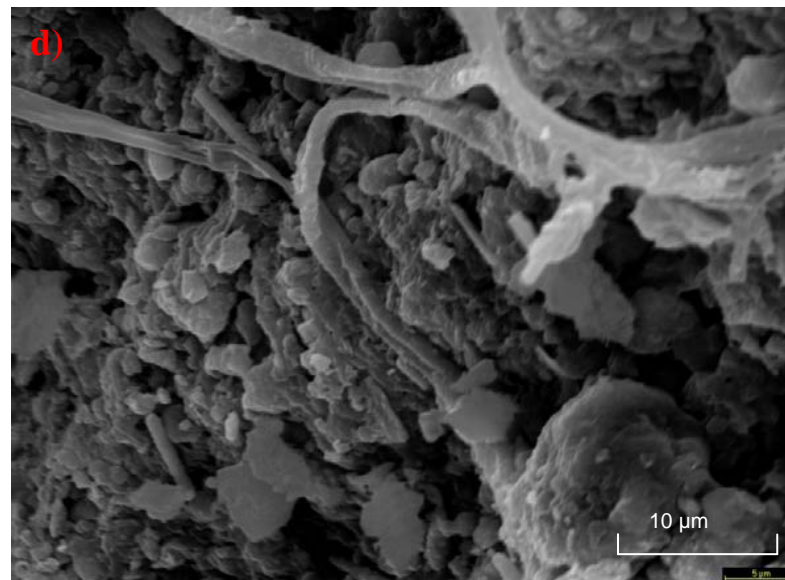
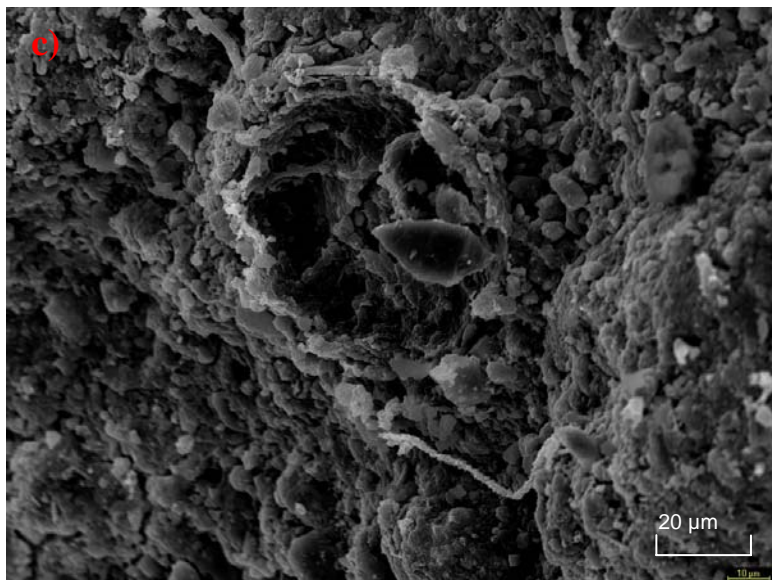
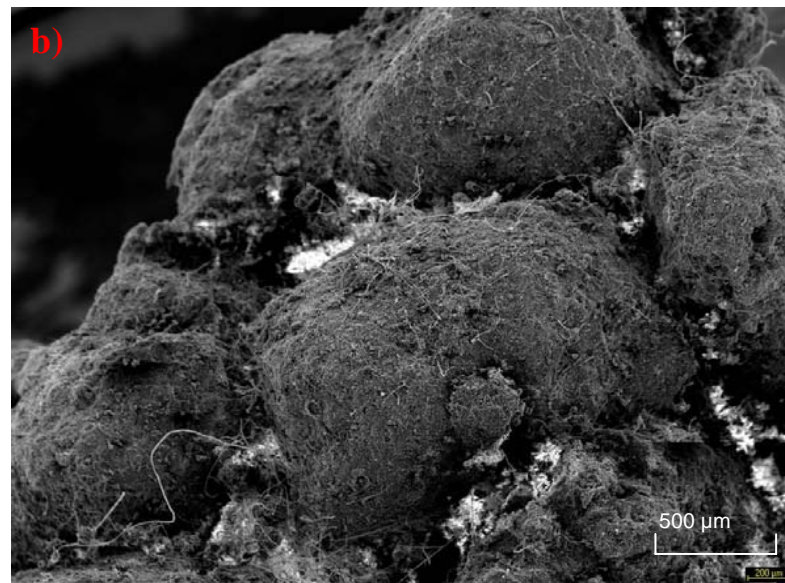
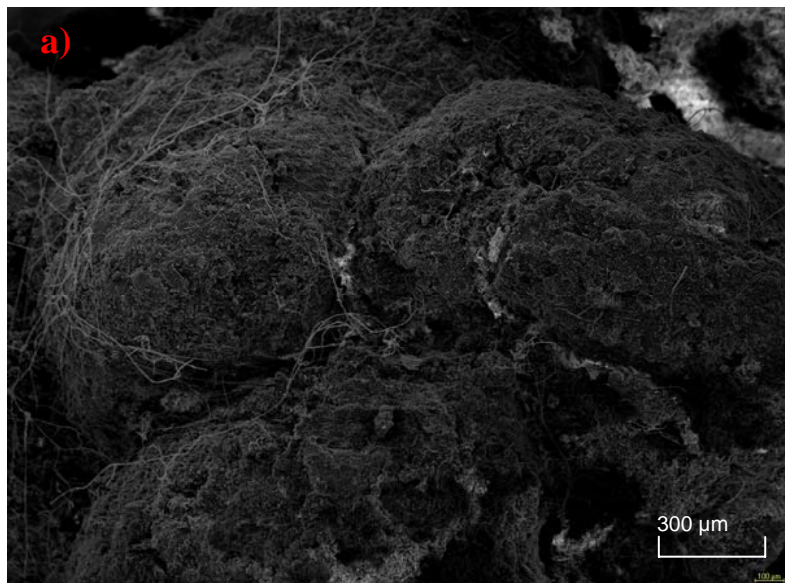


Figura IV.10.100 (a); IV.10.101 (b); IV.10.102 (c) y IV.10.103 (d).

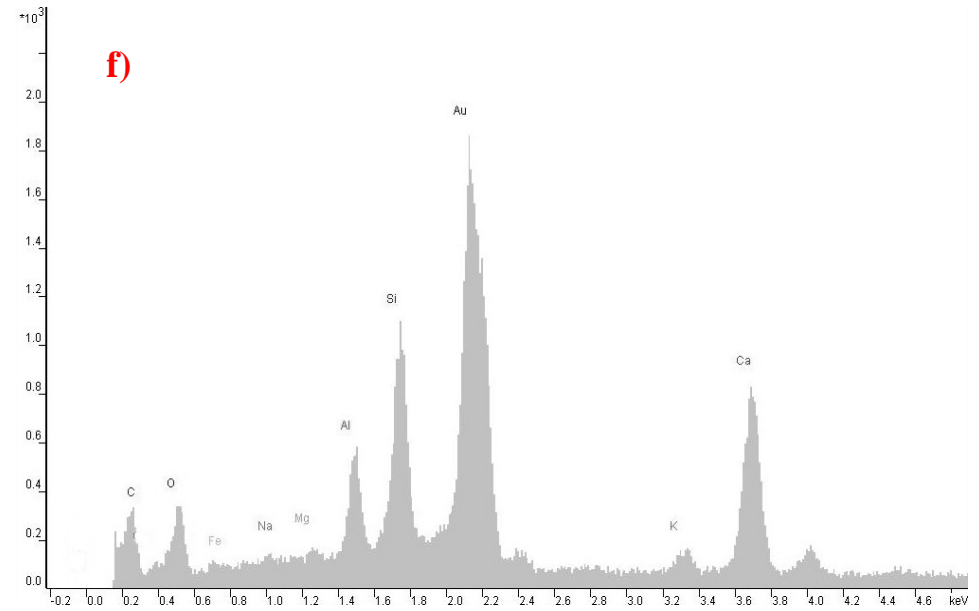
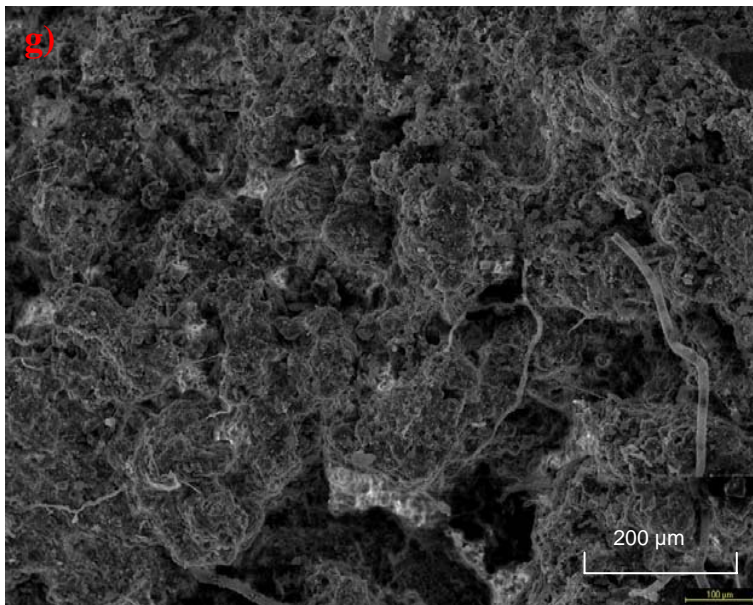
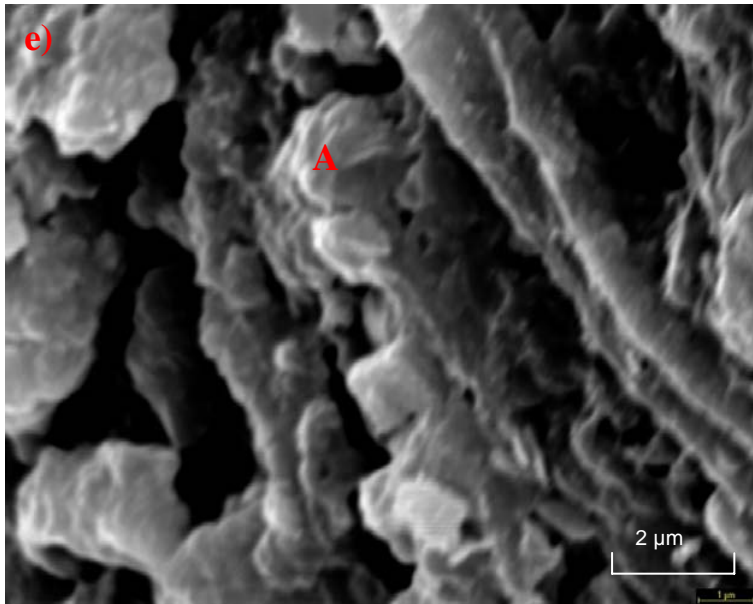
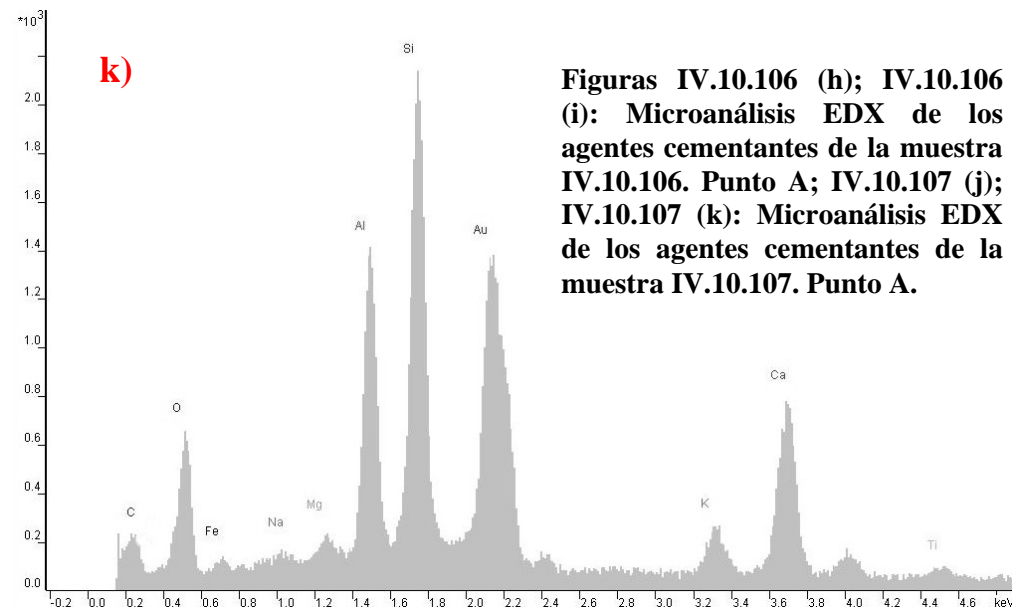
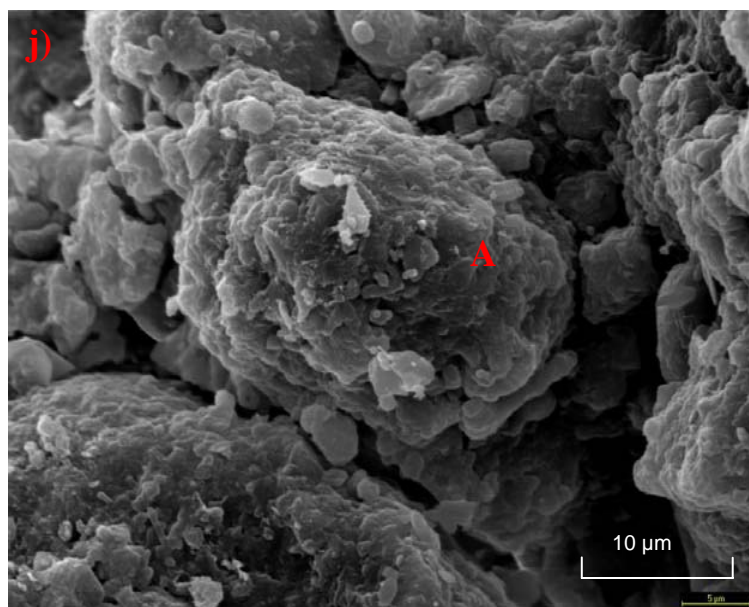
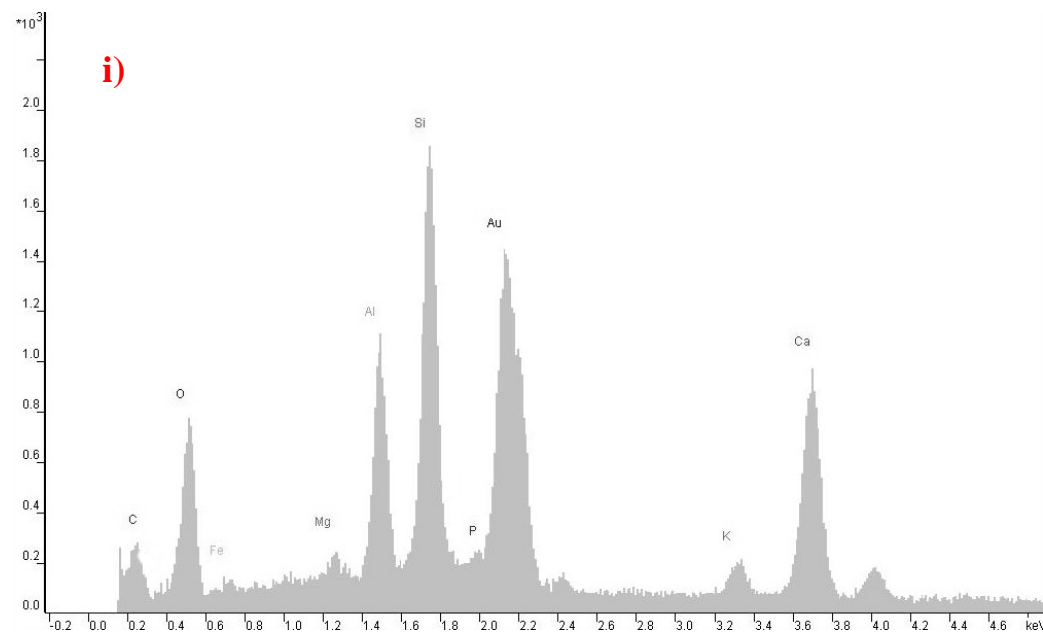
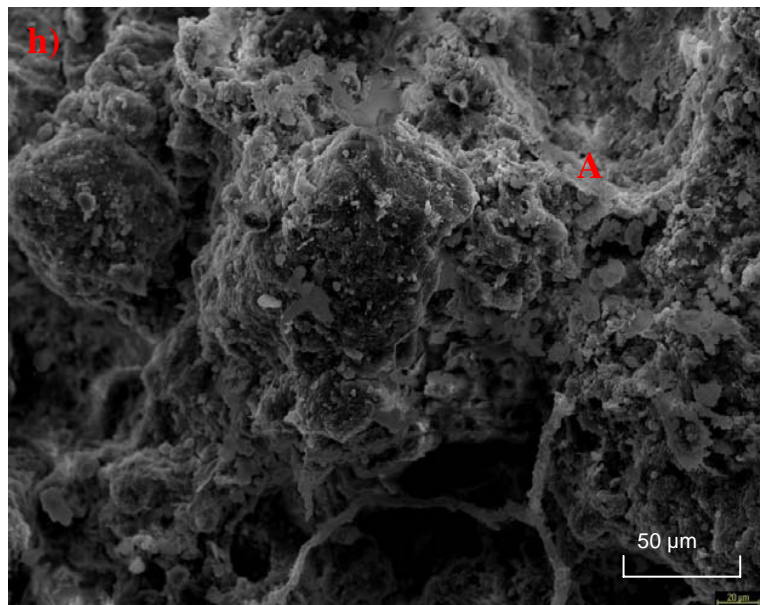
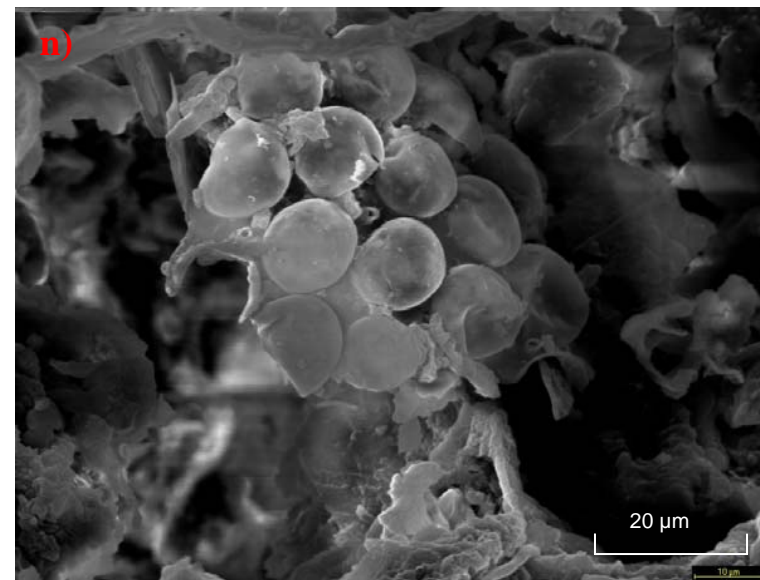
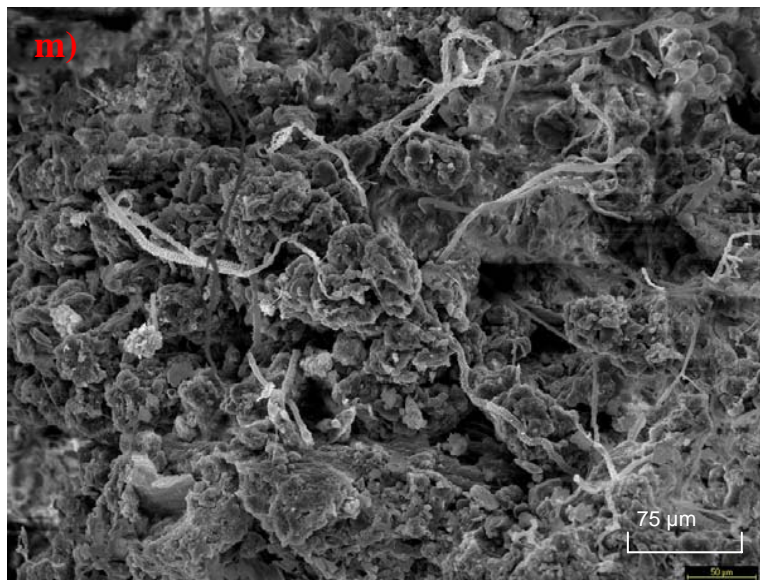
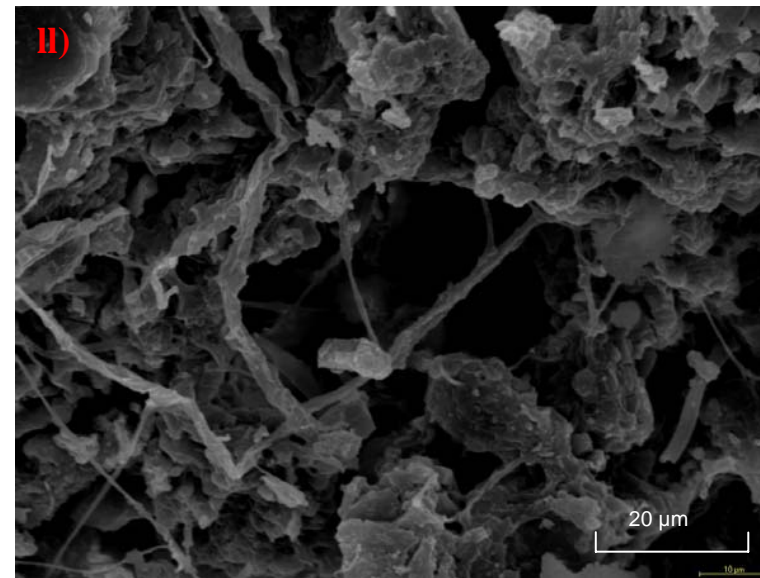
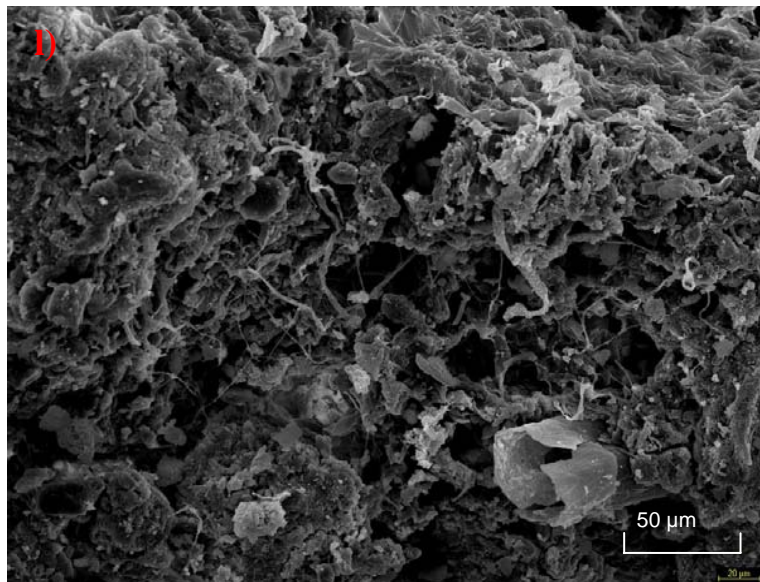


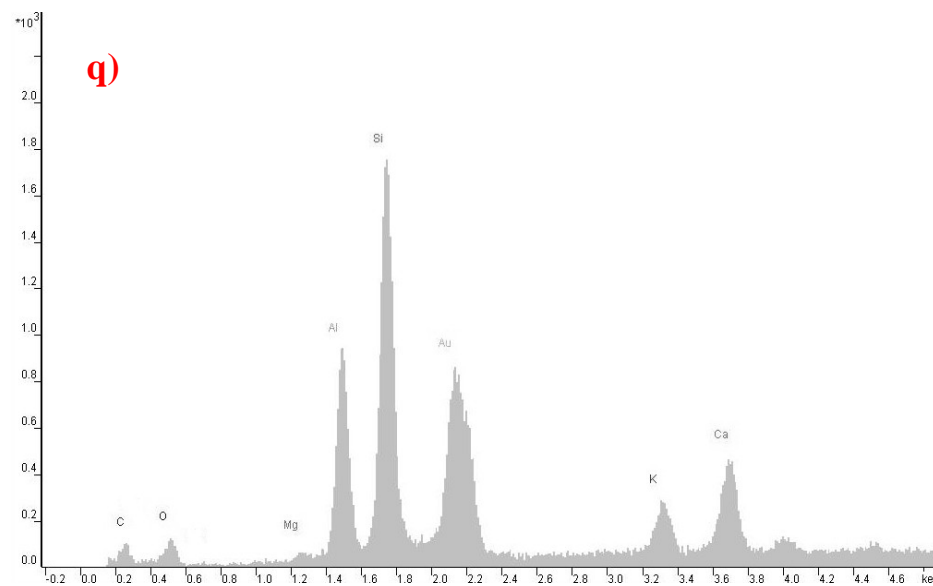
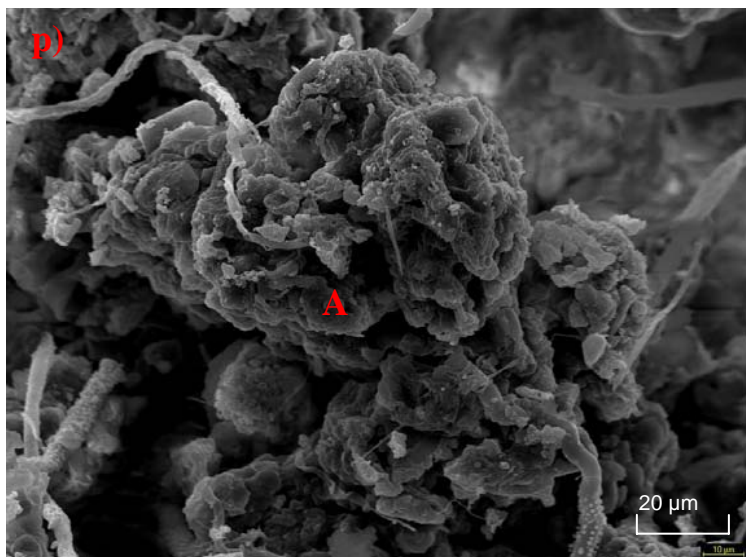
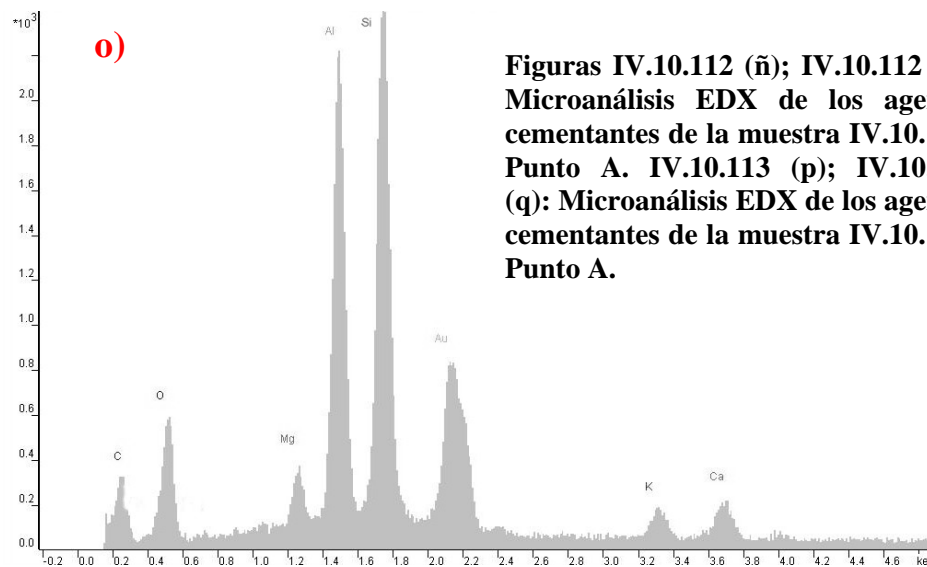
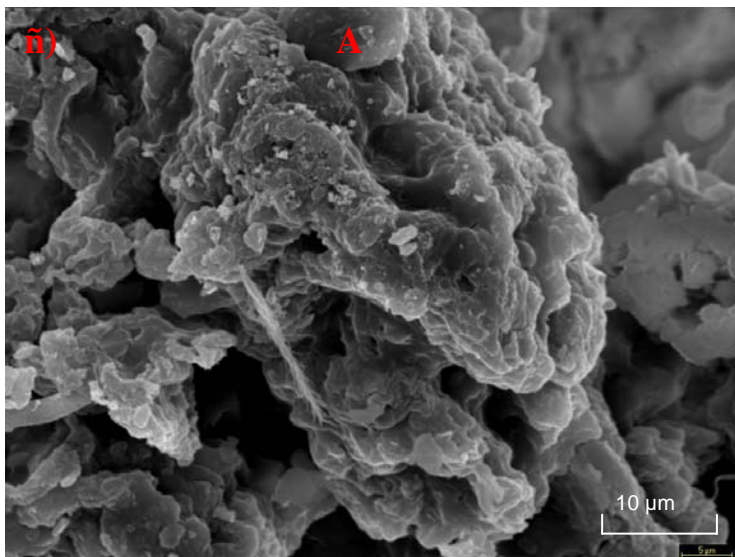
Figura IV.10.104 (e); IV.10.104 (f): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.104. Punto A; IV.10.105 (g).



Figuras IV.10.106 (h); IV.10.106 (i): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.106. Punto A; IV.10.107 (j); IV.10.107 (k): Microanálisis EDX de los agentes cementantes de la muestra IV.10.107. Punto A.



Figuras IV.10.108 (l); IV.10.109 (ll); IV.10.110 (m) y IV.10.11 (n).



IV.10.2. Factores que influyen en la formación y estabilización de la estructura de los suelos

La vegetación desempeña un papel fundamental en la génesis de la estructura del suelo, especialmente en la zona de estudio, donde debido a sus peculiaridades climáticas (largos períodos de sequía estival interrumpidos por lluvias torrenciales con gran poder erosivo, importantes tasas de insolación durante todo el año, y escasez hídrica), la abrupta orografía, que condiciona pérdidas importantes de suelo por procesos erosivos, así como al manejo de los suelos, sólo se conserva parte de la vegetación natural en zonas muy reducidas (De Kimpe et al., 1999; Eswaran et al., 1999). La cobertura vegetal favorece la actividad microbiana a través de la formación de sustancias húmicas, que constituyen una fuente energética para los microorganismos edáficos. A su vez, la cubierta vegetal protege los agregados de la erosión hídrica y del impacto de las gotas de lluvia (Fuentes, 1997), favorece la acumulación de materia orgánica, y disminuye las fluctuaciones en la temperatura y humedad del suelo, lo cual permite que los agregados del suelo sean más estables (Sanroque et al., 1990; Ternan et al., 1994; Cerdá et al., 1995; Cerdá, 1996; Cerdá, 1998). Así, los suelos del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, presentaron los valores más elevados de estabilidad estructural en los suelos bajo pinar natural (perfiles 10 y 19 = 0.99), pinar de repoblación (perfil 8 = 0.98), encinar (perfiles 3 y 14 = 0.95) y sabinar (perfil 15 = 0.96), donde los horizontes superficiales presentan mayores contenidos en materia orgánica (Tabla IV.10.1). Por el contrario, los suelos con menor cobertura vegetal, como los suelos de matorral cacuminal, matorral degradado y cultivos, presentaron los valores más bajos de estabilidad estructural (perfil 20 = 0.92, perfil 2 = 0.68 y perfil 5 = 0.77). Estos resultados ponen de manifiesto la importancia de la materia orgánica como agente estabilizador de la estructura, e indica el efecto de este componente edáfico en la formación de la estructura (Ternan et al., 1996; Cerdá, 1998; Barragán et al., 1999).

Los compuestos húmicos cementan las partículas minerales y las agrupan en forma de agregados, lo que provoca la aparición de estructuras migajosas, de gran porosidad (Tabla IV.10.1), con una adecuada distribución del tamaño de poros, y con gran capacidad de retención de agua. Así, cuando la cantidad de materia orgánica en los agregados es elevada, la presencia de grietas o poros grandes e irregulares, a veces interconectados, es más frecuente. Los suelos bien estructurados presentan unos contenidos de este tipo de poros particularmente altos. Estos serán responsables de los incrementos en la porosidad total (Dalal and Bridge, 1999), la cual favorece la infiltración y la calidad de los suelos, y dificulta la acción de los agentes erosivos. Tales resultados se han puesto de manifiesto en las imágenes obtenidas con Microscopio Electrónico de Barrido (SEM). Las imágenes del SEM de las muestras de suelo bajo pinar natural (perfiles 10 y 19), encinar (perfiles 3 y 14), sabinar y matorral cacuminal (perfiles 15 y 20, respectivamente), presentan una estructura migajosa constituida por microagregados esferoidales imbricados entre sí, con formas arracimadas, y caras comunes, indicativas de un claro origen biológico. En estos suelos se observa una porosidad muy abundante, constituida principalmente por un sistema de grietas entre los peds, y por poros de menor tamaño y formas irregulares en los micropeds. Por el contrario, los suelos bajo repoblación reciente de pinos, matorral degradado y cultivos (perfiles 8, 2 y 5 respectivamente), manifestaron una estructura en bloques subangulares muy similar entre sí, y con una porosidad inferior a los tipos de usos comentados anteriormente.

La estabilidad estructural también aumenta al hacerlo la biomasa radicular (Perfect et al., 1990), y la actividad microbiológica del suelo, que, a través de secreciones polisacáricas, y con el crecimiento de las hifas fungoideas y mucílago bacteriano, aumenta la estabilidad de

los agregados del suelo (Metzger et al., 1987; Levy et al., 1991; Roberson et al., 1991). De hecho, el estudio del estado biológico del suelo, puede ser utilizado como un indicador de calidad muy útil para detectar posibles procesos degradativos, que no podrían estimarse con otros métodos, como cambios en el carbono orgánico total, estado de la cubierta vegetal, etc (Aranda, 1998). Las imágenes del SEM mostraron abundantes colonias fúngicas y raíces muy finas, tanto en la superficie, como en el interior de los agregados de suelo bajo pinar natural (perfiles 10 y 19) y encinar (perfiles 3 y 14). Los microanálisis realizados en las zonas próximas a las raíces y redes de hifas o micelios mostraron picos más elevados de carbono y oxígeno, ratificando que éstos exudaban compuestos orgánicos que ensamblan los agregados (Ternan et al., 1996). A su vez, las imágenes realizadas con SEM mostraron que las hifas tienden a enredar partículas dentro de dichos agregados conformando la estructura de dichos suelos (Ternan et al., 1996). Cabe destacar también que estos suelos presentaron mayor hidrofobicidad que los suelos con repoblación reciente de pinos, matorral y cultivos. Según Bayliss 1911, McGhie y Posner, 1981 y Doerr et al., 2000, la presencia de estas redes de hifas, junto con los restos de las acículas de los pinos, que presentan una considerable cantidad de resinas, ceras o aceites aromáticos, pueden ser responsables de la resistencia a la humectación que manifiestan estos suelos (Ver capítulo IV.6).

El perfil 19 no sólo presentó abundantes raíces y colonias de estructuras fúngicas en el interior de los agregados, sino también algunos restos de cuerpos bacterianos carbonatados. La gran actividad biológica de este suelo también se puede corroborar con los datos obtenidos en los análisis de las propiedades bioquímicas generales y específicas, donde se obtuvieron resultados elevados de carbono de biomasa (2256.5 mg kg⁻¹), respiración microbiana (160.4 mg kg⁻¹), deshidrogenasa (0.73 $\mu\text{moles INTFg}^{-1} \text{h}^{-1}$), catalasa (3.13 mmoles H₂O₂ g⁻¹ h⁻¹), fosfodiesterasa y β -glucosidasa (1.74 y 2.63 $\mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{h}^{-1}$, respectivamente), ureasa (13.26 $\mu\text{moles NH}_3$) y proteasa-caseína (0.60 $\mu\text{moles tirosina g}^{-1} \text{h}^{-1}$) (Tabla IV.9.1. Capítulo IV. 9).

Al igual que en los suelos bajo pinar natural y encinar, los suelos de sabinar y matorral cacuminal (perfiles 15 y 20, respectivamente), también mostraron rasgos de actividad biológica en la superficie de los agregados (puentes cementantes de origen orgánico y coberturas amorfas de materia orgánica), si bien las imágenes realizadas al SEM de estos suelos apenas mostraron estructuras fúngicas. No obstante, la fábrica del interior del perfil 15 presentó evidencias de una gran actividad biológica (aglomeraciones de restos de cuerpos bacterianos, abundantes excretas, etc.), superior a la observada en la superficie del agregado. Dichos resultados se verificaron en los espectros obtenidos por microanálisis, donde aparecían importantes picos de carbono, oxígeno y nitrógeno, así como en los datos obtenidos en el estudio de las propiedades bioquímicas, donde se obtuvieron valores altos de carbono de biomasa (1071.5 mg kg⁻¹), respiración microbiana (261.7 mg kg⁻¹), deshidrogenasa (0.80 $\mu\text{moles INTFg}^{-1} \text{h}^{-1}$), catalasa (3.38 mmoles H₂O₂ g⁻¹ h⁻¹), fosfodiesterasa y β -glucosidasa (1.43 y 1.73 $\mu\text{moles p-nitrofenol g}^{-1} \text{h}^{-1}$, respectivamente), ureasa (8.32 $\mu\text{moles NH}_3$) y proteasa-caseína (1.00 $\mu\text{moles tirosina g}^{-1} \text{h}^{-1}$) (Tabla IV.9.1. Capítulo IV. 9).

Los suelos bajo pinar de repoblación reciente (perfil 8) presentaron algunas evidencias de actividad biológica (algunas raíces muy finas, hifas o micelios de hongos y recubrimientos zonales de materia orgánica), aunque mucho menos frecuentes que en los suelos bajo pinar natural, encinar y sabinar. En este sentido, cabe destacar que este suelo presentaba mucha menor hidrofobicidad que los suelos bajo pinar natural (perfiles 10 y 19) y encinar (perfil 3) (Ver capítulo IV.6). Esto es posiblemente debido al menor contenido de materia orgánica y de estructuras fúngicas, dado el menor grado de evolución del suelo y la edad del pinar

(Teramura, 1980). Los suelos bajo matorral degradado y cultivos, apenas presentaron rasgos de actividad biológica (algunas raíces muy finas y restos vegetales primarios entre los pedos) en las imágenes realizadas con SEM.

Cabe destacar la influencia de la fauna edáfica (insectos, lombrices, nematodos, ect.) en la estabilización de la estructura de los suelos bajo pinar natural, encinar, sabinar y matorral cacuminal. Estos macroorganismos a través de la ingesta de material edáfico, traslado de material vegetal y formación de madrigueras (Amezqueta, 1999), mejoran la aireación, porosidad, infiltración, estabilidad de los agregados, y favorecen la disponibilidad de nutrientes, estabilización de nitrógeno y carbono, y la movilidad de metales (Amezqueta, 1999; Brown et al., 2000). Algunas imágenes realizadas con SEM recogieron evidencias de la actividad de lombrices y nematodos en dichos suelos. Éstas ingieren y mezclan la tierra y los restos de materia orgánica parcialmente descompuesta, para devolverla al suelo con una mejor estructuración, ya que durante el proceso de digestión se favorece la orientación de las partículas, y producen una mezcla de componentes minerales y orgánicos que actúan como agentes cementantes, aumentando la estabilidad de los agregados. Además, favorecen la porosidad del suelo, desarrollando un sistema de galerías o túneles que facilitan el crecimiento de las raíces, el movimiento del agua y aire, y el paso de la restante fauna del suelo (Brown et al., 2000; Jegou et al., 2001).

El estudio realizado con el SEM y microanálisis a las distintas muestras de suelo, también ha revelado el importante papel que desempeñan los diferentes agentes cementantes en la estabilización de la estructura de los suelos de la zona de estudio. Dichos cementos originan frecuentemente recubrimientos sobre otras partículas del suelo, estabilizando las uniones entre ellas (Sánchez-Marañón, 2005). Así, los agregados de suelo de las zonas de pinar natural (perfiles 10 y 19), sabinar (perfil 15) y matorral cacuminal (perfil 20), presentaban coberturas principalmente orgánicas y carbonatadas, si bien en el perfil 19 las esmectitas también cementaban las partículas y granos de esqueleto. Por el contrario, en los suelos de encinar (perfiles 3 y 14) los cementos no son principalmente orgánicos, sino de esmectitas y óxidos de hierro. En los suelos de repoblación reciente (perfil 8), los granos de esqueleto están cementados principalmente por carbonatos, aunque también se observaron al SEM algunos recubrimientos zonales de materia orgánica. Los suelos bajo matorral degradado y cultivos (perfil 2 y 5, respectivamente), presentaron como principales agentes cementantes los carbonatos, aunque los microanálisis realizados a las coberturas del perfil 5, también mostraron picos importantes de hierro.

Por otro lado, los suelos con mejor estructura, no sólo presentan agregados bien diferenciados, estables en el tiempo frente a la acción de agentes desestabilizantes, con un elevado volumen de poros y una adecuada distribución de la macro y microporosidad, sino que además los agregados de suelo deben presentar un marcado carácter jerárquico, rompiendo en unidades estructurales más pequeñas, y no desmoronándose completamente en material no agregado tras la ruptura (Kemper, 1986). A su vez, dichas unidades estructurales deben mostrar una cierta anisotropía tanto en superficie como en el interior de los agregados. En este sentido, las imágenes del SEM de las muestras de suelo bajo pinar natural (perfil 10), encinar (perfiles 3 y 14) pusieron de manifiesto la existencia de una ultramicrofábrica de la superficie de los agregados jerarquizada, con una abundancia moderada de granos de esqueleto, y algunas signos de alteración en ciertos fenocristales, y con un grado moderado de anisotropía distribuido por toda la superficie. Por el contrario, el perfil 19 presentó una ultramicrofábrica superficial bastante esquelética, propia de suelos menos evolucionados (Capítulo IV.7), con abundantes fenocristales, granos de esqueleto y partículas de

filosilicatos, enlosadas por cementos y recubrimientos de esmectitas, materia orgánica y carbonatos. En este caso, la superficie es además poco anisótropa y la jerarquización no es demasiado evidente. Las imágenes con SEM mostraron, tanto en los suelos de pinar natural como de encinar, una ultramicrofábrica interna jerarquizada, y con mayor cantidad de granos de esqueleto de menor tamaño (salvo el perfil 14 que apenas presentaba granos de esqueleto ni fenocristales) y más porosa que la superficie de los agregados. Los suelos bajo sabinar (perfil 15) y matorral cacuminal (perfil 20), presentaron fábricas muy heterogéneas. En general, presentaron una importante jerarquización, anisotropía localizada, abundantes poros, y abundantes granos de esqueleto y fenocristales sin rasgos evidentes de alteración. En ambos casos, la ultramicrofábrica interna manifestó signos de actividad biológica más abundante que en la superficie de los agregados. Los suelos bajo pinar de repoblación, matorral degradado y cultivos presentaron fábricas similares entre sí. En general son muy esqueléticas, con abundantes granos de esqueleto tamaño arena y limo, fuertemente cementados con carbonato cálcico principalmente. Así pues, el estudio de microanálisis y las imágenes con SEM realizados a las distintas muestras, ratifican la gran cantidad de carbonato cálcico (939.8 g kg^{-1} en el perfil 8; 528.2 g kg^{-1} en el perfil 2; 175.1 g kg^{-1} en el perfil 5) y arenas (51.3 % en el perfil 8; 39,1 % en el perfil 2; 31.0 % en el perfil 5) que presentan los horizontes superficiales de estos suelos, fruto de los menores contenidos de materia orgánica (13.2 g kg^{-1} en el perfil 8; $18,6 \text{ g kg}^{-1}$ en el perfil 2; 14.5 g kg^{-1} en el perfil 5), que disminuyen el espacio poroso, e incrementan la densidad aparente de estos suelos (1.30 g cm^{-3} en el perfil 8; 1.32 g cm^{-3} en el perfil 2; 1.02 g cm^{-3} en el perfil 5), reduciendo su capacidad de infiltración, y favoreciendo la erosión hídrica de los mismos. Las fábricas están poco jerarquizadas, presentan una moderada anisotropía con distribución localizada, y menor porosidad total (Ver capítulo IV.6) que los suelos de pinar natural, encinar y sabinar, generada principalmente entre los granos de esqueleto. En dichos suelos el interior de los agregados tiene una ultramicrofábrica muy parecida a la superficie de los mismos, aunque es más poroso.

En general, la micro y ultramicroestructura de los suelos del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez están fuertemente condicionadas por el tipo de uso del suelo, la actividad microbiológica y naturaleza de los agentes cementantes, y la actividad de la fauna edáfica. Así, los suelos bajo pinar natural, encinar y sabinar, presentan fábricas con agregados bien diferenciados, jerarquizadas, anisótropas, muy porosas y estabilizadas por la acción de microorganismos, y por cementos húmicos y arcillosos principalmente. Por el contrario, los suelos cultivados y aquellos que se encuentran colonizados por matorral, presentan características propias de suelos poco evolucionados, tales como fábricas muy esqueléticas y poco jerárquicas, cementadas principalmente por carbonatos, y con escasa porosidad. Incluso los suelos repoblados recientemente presentan fábricas esqueléticas, puenteadas por láminas de arcilla, abiertas, más débiles, menos evolucionadas, menos porosas y menos estabilizadas por materia orgánica que los suelos de pinar natural, encinar y sabinar, correspondiendo a un estado inicial de desarrollo de estructura.

Muestra	PT	Microp	Macrop	Da	Erodib.	IEE	Mat. Agr.
P1/Ah	0,48	0,39	0,08	1,20	0,14	0,96	163,00
P1/ABwk	0,45	0,41	0,04	1,34	0,25	0,97	152,75
P1/Bwk	0,48	0,46	0,02	1,39	0,29	0,97	149,25
P2/Ah	0,44	0,40	0,04	1,32	0,26	0,69	143,75
P3/Ah	0,78	0,23	0,55	0,50	0,02	0,95	161,00
P3/ABw	0,66	0,37	0,28	0,78	0,10	0,97	138,25
P3/ACk	0,46	0,33	0,13	1,25	0,19	0,92	164,00
P4/Ah	0,44	0,30	0,15	1,29	0,07	0,99	180,25

P4/Ahk	0,49	0,55	0,01	1,19	0,14	0,99	166,50
P4/Ck	0,34	0,31	0,04	1,52	0,13	0,95	192,75
P5/Ap	0,60	0,28	0,32	1,02	0,18	0,77	105,25
P5/Bt	0,46	0,36	0,10	1,38	0,22	0,85	104,00
P5/Ck	0,33	0,20	0,13	1,57	0,33	0,89	169,00
P5/2Ck	0,43	0,40	0,03	1,39	0,22	0,89	110,25
P6/Ah	0,72	0,19	0,53	0,69	0,12	0,96	131,50
P6/AC	0,46	0,37	0,09	1,35	0,25	0,95	124,00
P6/Ck	0,43	0,38	0,05	1,42	0,27	0,88	140,75
P7/A1	0,54	0,26	0,28	1,17	0,27	0,74	135,25
P7/A2	0,42	0,31	0,10	1,45	0,24	0,70	128,25
P8/A	0,46	0,21	0,25	1,31	0,33	0,99	194,25
P8/B	0,42	0,30	0,12	1,40	0,27	0,99	180,75
P9/Ah1	0,78	0,49	0,01	0,48	0,04	0,99	137,00
P9Ah2	0,67	0,29	0,37	0,76	0,01	0,99	155,75
P9/ACk	0,54	0,33	0,21	1,03	0,16	0,99	127,25
P10/Ah	0,73	0,34	0,19	0,62	0,03	0,99	151,25
P10/AB	0,43	0,33	0,10	1,37	0,25	0,93	148,75
P10/BC	0,44	0,32	0,12	1,33	0,27	0,96	163,25
P10/Ck	0,44	0,34	0,10	1,36	0,19	0,99	182,75
P11/Ah	0,46	0,62	0,05	1,26	0,03	0,95	118,50
P12/Ap1	0,57	0,40	0,18	1,10	0,17	0,69	81,25
P12/Ap2	0,49	0,48	0,02	1,33	0,17	0,71	79,50
P12/AB	0,48	0,46	0,02	1,34	0,17	0,74	95,50
P12/ACk	0,48	0,41	0,06	1,35	0,18	0,82	96,75
P12/ACkg	0,49	0,49	0,00	1,34	0,16	0,84	102,00
P13/A	0,63	0,22	0,41	0,96	0,36	0,85	126,75
P13/ACk	0,43	0,36	0,07	1,50	0,46	0,79	94,75
P13/Ck	0,43	0,36	0,07	1,50	0,52	0,49	57,00
P14/Ah	0,71	0,27	0,44	0,70	0,10	0,95	99,50
P14/ABw	0,68	0,28	0,40	0,80	0,16	0,92	98,75
P14/Btk	0,55	0,43	0,12	1,12	0,16	0,87	91,25
P15/Ah	0,77	0,22	0,55	0,55	0,09	0,96	119,25
P15/ACk	0,69	0,27	0,42	0,76	0,18	0,98	137,00
P15/CAk	0,44	0,48	0,03	1,38	0,22	0,98	153,25
P16/A	0,54	0,45	0,09	1,05	0,04	0,97	113,50
P17/Ap	0,56	0,29	0,27	1,05	0,25	0,78	138,75
P17/ACk	0,63	0,26	0,37	0,90	0,29	0,78	83,25
P18/Ap	0,57	0,25	0,31	1,09	0,33	0,39	73,50
P18/C	0,42	0,29	0,13	1,45	0,35	0,58	95,75
P19/O2	0,72	0,33	0,39	0,59	0,03	0,99	150,25
P19/ABk	0,63	0,31	0,32	0,92	0,23	0,96	122,00
P19/BAk	0,65	0,29	0,36	0,85	0,28	0,93	121,00
P19/Abk	0,51	0,37	0,14	1,17	0,21	0,98	139,00
P19/Bbwk	0,44	0,44	0,02	1,39	0,29	0,81	111,25
P20/Ah	0,43	0,41	0,03	1,33	0,10	0,92	148,00

Tabla IV.10.1. Valores de porosidad total (PT), microporosidad (Microp.), macroporosidad (Macrop.), densidad aparente (Da), erodibilidad (Erodib.), índice de estabilidad estructural (IEE) y porcentaje de material agregado (Mat. Agr.) de los horizontes de los perfiles de suelo.

CAPÍTULO V. CONCLUSIONES

CAPÍTULO V. CONCLUSIONES

1. Las condiciones climáticas del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez, caracterizadas por un régimen de humedad xérico y un régimen de temperatura méxico, sumadas a la naturaleza caliza de los materiales litológicos y la vegetación potencial de cada piso altitudinal, hacen posible la existencia de dos vías principales de edafización en la zona de estudio: la humificación, que permite la generación de horizontes de diagnóstico móllico, incluso en suelos delgados sobre roca dura; y la acumulación de CaCO_3 secundario en horizontes subsuperficiales de los suelos sobre materiales coluviales, depósitos detríticos más finos, o margas. En el área se han descrito los siguientes grupos de suelos: Calcisol, Leptosol, Chernozem, Vertisol, Luvisol y Kastanozem. A pesar de esta variabilidad tipológica todos los suelos presentan pHs básicos (agua = 8.23 ± 0.35 ; KCl = 7.49 ± 0.25), contenidos en carbonato cálcico elevados ($426.9 \pm 289.2 \text{ g kg}^{-1}$) y están saturados en bases (el ion mayoritario es Ca^{2+}). Los Calcisoles son el grupo de suelos mayoritario, aunque los Chernozems y los Leptosoles también están ampliamente representados en la zona de estudio.

2. La combinación específica de los factores formadores: clima, material original, relieve y vegetación, controla los procesos de humificación, carbonatación, y empardecimiento en menor medida. Los suelos localizados en las partes altas de las laderas (entre 1400 y 2000 m), orientados principalmente hacia el norte, bajo una densa cobertura de vegetación natural, presentan los mayores contenidos de materia orgánica ($62.20 \pm 48.4 \text{ g kg}^{-1}$), hierro ($9.83 \pm 7.74 \text{ g kg}^{-1}$) y arcilla ($41.35 \pm 15.39\%$), y poseen mejor estructura y mayor capacidad de intercambio catiónico ($35.26 \pm 10.32 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$). Por el contrario, los suelos localizados, a menor altitud (<1400 m), en aquellas zonas más erosionadas, expuestas a elevados valores de radiación solar, y con una cubierta vegetal muy escasa, dominada fundamentalmente por cultivos, pinar de repoblación poco denso o matorral degradado, presentan mayor porcentaje de arena ($37.05 \pm 16.24\%$) y carbonatos ($610.94 \pm 221.15 \text{ g kg}^{-1}$), y menor cantidad de materia orgánica ($15.93 \pm 9.93 \text{ g kg}^{-1}$) y hierro ($4.65 \pm 3.19 \text{ g kg}^{-1}$). El material original actúa como fuente inicial de carbonatos, e influye en el pH ligeramente alcalino y en la elevada cantidad de ion Ca^{2+} existente en los suelos de la zona de estudio. A su vez, el lavado y precipitación de CaCO_3 en los suelos está condicionado por la altitud y el tipo de cubierta vegetal. Así, en las zonas de mayor altitud, las elevadas precipitaciones junto con la vegetación acidificante del pino promueven la pérdida por lixiviación de carbonatos; en cambio, la vegetación mejorante caducifolia de los bosques autóctonos y la vegetación de matorral, favorecen el mantenimiento de CaCO_3 en superficie.

3. Los minerales identificados en los suelos son: calcita, dolomita, cuarzo, laminares (esencialmente ilita, paragonita, esmectita y caolinita), feldespato potásico, feldespato sódico, goetita, hematites, clorita y yeso. La calcita es el mineral más abundante de la fracción arena (media = 60.54), aparece en elevadas proporciones (>80%) en la mayoría de los perfiles de suelo. Siguen a la calcita en abundancia, dolomita (media = 19.51), cuarzo (media = 12.89), y los minerales laminares (media = 4.44). Apenas se detectan clorita, goetita, hematites y feldespatos sódicos y potásicos. La fracción limo presenta en general menores contenidos de cuarzo (media = 14.45), dolomita (media = 15.75) y calcita (media = 40.04), y mayores contenidos de laminares (media = 20.22) y clorita (media = 2.21) que la fracción arena. El feldespato sódico y potásico aumentan en la fracción del limo (media = 0.89 y 2.60, respectivamente). Los óxidos de hierro (goetita y hematites) también presentan una clara tendencia a concentrarse en la fracción limo

(media = 2.21 y 1.60, respectivamente), en relación a la arena (media = 0.43 y 0.54, respectivamente). En la fracción arcilla el mineral más abundante es la ilita (media = 39.61), seguida de la esmectita (media = 22.93). La naturaleza carbonatada del material original implica un pH alcalino y una alta actividad de calcio en el medio, que serían responsables de la neoformación de esmectita, o de la transformación desde la mica en el medio edáfico; incluso cabe la posibilidad de herencia. La caolinita se encuentra presente en todos los horizontes de los perfiles generalmente en cantidades pequeñas o moderadas. Por el contrario, los minerales interestratificados aparecen en cantidades importantes en todos los suelos estudiados (media = 20.59). Esto podría interpretarse como un signo de alteración y evolución edáfica, considerándose pues estos minerales como fases transformadas.

4. Los indicadores de calidad están influenciados por la edad y el grado de conservación de las masas forestales. Los suelos forestales naturales (pinar, encinar y sabinar) y los suelos con matorral cacuminal, pueden considerarse como los niveles de referencia de calidad de los suelos en la zona de estudio para altitudes medias y altas (entre 1400 y 2000 m), ya que presentaron los valores más elevados en todos los indicadores de calidad (porosidad total = $0.64 \pm 0.13 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-1}$; macroporosidad = $0.35 \pm 0.21 \text{ cm}^3 \text{ cm}^{-1}$; materia orgánica = $62.24 \pm 48.44 \text{ g kg}^{-1}$; nitrógeno = $3.61 \pm 3.36 \text{ g kg}^{-1}$; índice de estabilidad estructural = 0.94 ± 0.04 ; CEC = $35.26 \pm 10.32 \text{ cmol}(+) \text{ kg}^{-1}$; pF a 1500 kPa = 29.91 ± 14.56 ; pF a 33 kPa = 37.17 ± 12.42), y los niveles más bajos de erodibilidad (0.02 ± 0.18), pH (8.01 ± 0.31) y densidad aparente ($0.85 \pm 0.32 \text{ g cm}^{-3}$). Los suelos forestales naturales presentaron diferencias significativas con los suelos repoblados con pinos entre 60 y 90 años, y con repoblaciones de menos de 60 años, y con los suelos bajo matorral degradado y cultivos. No obstante, los resultados obtenidos, también indicaron que los suelos repoblados con pinos entre 60 y 90 años tienden a recuperar el nivel de calidad inicial, tomando como referencia de calidad los suelos forestales autóctonos de la zona de estudio. Las zonas de repoblación reciente (pinos con menos de 60 años) también se encuentran en vías de recuperación, si bien la lentitud de los procesos edafogenéticos en zonas semiáridas explica que la calidad de los suelos diste aun mucho de los suelos más evolucionados bajo vegetación natural.

5. Con técnicas geoestadísticas se ha estimado la distribución espacial de las variables edáficas y de calidad. Todas las variables estudiadas, salvo el porcentaje de limos y la conductividad eléctrica, presentaron una buena autocorrelación espacial, aunque los errores estándar medios de estimación son moderados o elevados en la mayoría de las variables analizadas. Sin embargo, los mapas obtenidos resultaron de gran interés para el análisis de tendencias espaciales de calidad en los suelos en la zona de estudio. Los mapas con menor error de predicción corresponden a los de los parámetros: pH medido en agua y en cloruro potásico, densidad aparente, capacidad de intercambio catiónico, porosidad total y porcentaje de material agregado. Las predicciones obtenidas para las variables: conductividad eléctrica, porcentaje de material agregado, reserva de agua, porosidad total, macroporosidad, pH medido en agua, concentración de hierro y porcentaje de limos, subestiman los valores reales; si bien, para el resto de las variables (porcentaje de nitrógeno, carbono, arena, arcilla, carbonatos, CEC, pF a 1500 kPa, pF a 33 kPa, densidad aparente, e índice de estabilidad estructural), los valores reales son sobreestimados.

6. Las variables edáficas y de calidad presentan un gran número de correlaciones significativas entre ellas. Las variables que presentan índices de correlación más

elevados son el carbono orgánico, nitrógeno y capacidad de intercambio catiónico. La materia orgánica es la variable con mayor influencia en las propiedades de los suelos de la zona de estudio, especialmente aquellas relacionadas con la calidad de los suelos como son nitrógeno, pH, CEC, porosidad, densidad aparente y erosionabilidad, con las que presenta los índices de correlación más elevados (>0.80). El análisis factorial de componentes principales señala además un efecto contrapuesto entre el contenido en arcilla y hierro, y el porcentaje de arenas y carbonatos en los suelos. Así, el contenido en arcilla y hierro libre son signos de alteración y evolución del suelo, mientras que el contenido en arenas y carbonatos son indicativos de poco desarrollo edáfico.

Las condiciones más favorables de carbono orgánico, nitrógeno, CEC, pF a 1500 kPa, e índice de estabilidad estructural y porcentaje de agregación, se relacionan estadísticamente con pendientes y altitudes elevadas, con elevados valores del índice LSF y con los valores más bajos de curvatura longitudinal a la pendiente. A su vez, el aumento de radiación implica un aumento en el contenido de arena, y el aumento del índice W se relaciona con una mayor densidad aparente del suelo. Estas relaciones indican que la topografía influye sobre la calidad ambiental de los suelos de la zona de estudio.

El contenido de carbono orgánico, la arcilla y el contenido de carbonato cálcico equivalente son las variables independientes con mayor significación en las funciones de pedotransferencia que nos permiten estimar ($R^2 > 50\%$) pH, CEC, porosidad total, macroporosidad, microporosidad, porcentaje de arcilla, pF a 1500 kPa, pF a 33 kPa y hierro. Los modelos estimados con variables topográficas presentan unos coeficientes de determinación mucho más bajos ($R^2 < 40\%$), siendo en general la altitud la variable independiente con mayor significación y la que aparece en el mayor número de modelos.

7. La caracterización espectroscópica de los ácidos húmicos de los suelos de la zona de estudio sugieren la posibilidad de definir la calidad del suelo a partir de dos mecanismos de humificación. De hecho, algunos suelos (tales como bosques antiguos y suelos desarrollados en zonas de elevada altitud) presentan propiedades físicas y biogeoquímicas asociadas a la elevada concentración de materia orgánica poco humificada. Estas formaciones de humus consisten, principalmente, en ácidos húmicos y fúlvicos con un fuerte carácter alifático, aparentemente formadas a partir de una transformación progresiva de la lignina de las plantas, en tipos de humus relativamente poco alterados y con una baja actividad biológica. Este patrón contrasta con la situación propia de suelos con menor cantidad de materia orgánica, pero presumiblemente formada a partir de policondensación de productos de degradación de plantas y constituyentes microbianos de bajo peso molecular. Las características de la materia orgánica en estos suelos (alta aromaticidad y estructura compleja y desordenada), son indicativas de un alto potencial para mantener sus propiedades sin alterarse por efecto de las perturbaciones ambientales. Por lo tanto, en estos casos, y desde el punto de vista de la fertilidad de los ecosistemas, estas sustancias húmicas, constituirían un importante factor de recarga continuado de la solución del suelo, con su efecto favorable sobre la productividad del ecosistema. Esta situación tiende a coincidir, principalmente, en formaciones tipo mediterráneo semiárido y bosques de pinos muy antiguos.

Desde un punto de vista práctico, la gestión y los usos del suelo en todo el ecosistema han conducido a una convergencia a dos situaciones cualitativas: Por un

lado, un conjunto de suelos (principalmente desarrollados bajo bosque antiguos), muestran una considerable calidad agrobiológica, exclusivamente debida a los elevados niveles de carbono heredados de sustancias húmicas con una baja transformación diagenética del material procedente de la cobertura vegetal. Por otro lado, aquellas zonas con matorral, cultivos o recientemente reforestadas, presentaron niveles mas bajos de carbono, pero con un alto porcentaje de humificación, presentando presumiblemente actuar una elevada resiliencia, independientemente de los usos del suelo y cambios medioambientales.

8. Los suelos de la zona de estudio presentan un espectro de propiedades bioquímicas que, en general, es similar al de otros suelos forestales de zonas con unas condiciones climáticas, litológicas y de vegetación a priori más favorables, lo cual sugiere una adaptación de los microorganismos de estos suelos a los ambientes semiáridos.

Las propiedades bioquímicas en el Parque Natural de Sierra María-Los Vélez se ven claramente influenciadas por la historia de los usos del suelo y la cobertura vegetal. Así, los suelos forestales presentaron los valores mas elevados en todas las propiedades bioquímicas que los suelos bajo matorral degradado y cultivos. No obstante, los valores más elevados de las actividades específicas en los suelos bajo matorral y cultivos, corroboran la idea de que los microorganismos presentes en dichos suelos, se encuentran más adaptados a las condiciones climáticas propias de los ecosistemas mediterráneos (déficit hídrico, altas tasas de insolación, precipitaciones torrenciales que ocasionan importantes procesos de erosión y pérdida de materia orgánica, etc.) y a determinadas actuaciones antrópicas (tarefas agrícolas, pastoreo, etc.). Por otro lado, los espectros de propiedades bioquímicas más equilibrados se presentan en los suelos de altitudes intermedias (entre 1400 y 1600 m), indicando que bajo esas condiciones climáticas se desarrolla de forma armónica todo el potencial bioquímico del suelo. Por el contrario, a bajas altitudes y a altitudes muy elevadas, los espectros bioquímicos muestran bien carencias de algunas propiedades bioquímicas o bien espectros muy deformados indicando que las características altitudinales afectan en el fondo a la expresión de las propiedades bioquímicas.

Los enzimas de los ciclos del C, N y P aparecen altamente interrelacionados tanto entre sí, como con la actividad y el número de microorganismos. La fuerte correlación positiva entre gran parte de las propiedades bioquímicas de los suelos, con el contenido total de carbono y la capacidad de campo, indica que el crecimiento de la microbiota edáfica en dichos suelos depende principalmente del carbono total, y que la escasez hídrica es uno de los principales factores limitantes de la actividad microbiana en la zona de estudio.

9. En general, la micro y ultramicroestructura de los suelos del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez están fuertemente condicionadas por el tipo de uso del suelo, la actividad microbiológica, la naturaleza de los agentes cementantes, y la actividad de la fauna edáfica. Así, los suelos forestales naturales (pinar natural, encinar y sabinar), presentan fábricas con agregados bien diferenciados, jerarquizadas, anisótropas, muy porosas, con una adecuada distribución de macroporos y microporos, y estabilizadas por cementos húmicos y arcillosos principalmente, y por la acción de microorganismos (secreciones polisacáricas, redes de hifas fungoideas y mucílago bacteriano), y macroorganismos (lombrices, insectos y nematodos). Por el contrario, los suelos

cultivados y aquellos que se encuentran colonizados por matorral, presentan características propias de suelos poco evolucionados, tales como fábricas muy esqueléticas y poco jerárquicas, cementadas principalmente por carbonatos, y con escasa porosidad. Incluso los suelos repoblados recientemente presentan fábricas esqueléticas, puenteadas por láminas de arcilla, abiertas, más débiles, menos evolucionadas, menos porosas y menos estabilizadas por materia orgánica que los suelos de pinar natural, encinar y sabinar, correspondiendo a un estado inicial de desarrollo de estructura.

**CAPÍTULO VI.
BIBLIOGRAFÍA**

VI. BIBLIOGRAFÍA

- Acton, C.J., Rennie, D.A., and Paul, E.A. 1963. The relationship of polysaccharides to soil aggregation. *Can J. Soil Sci.*, 43: 201-209.
- Acton, D.F., and Padbury, G.A. 1993. A conceptual framework for soil quality assessment and monitoring. P. 2-1 – 2-7. In D. F. Acton (ed.) A program summary (interim). Centre for Land and Biol. Rsour. Res. Contrib. No. 93-49. Res. Branch, Agriculture Canada, Ottawa.
- Acton, D.F., and Gregorich, L.J. 1995. The Health of Our Soils-Toward Sustainable Agriculture in Canada. Centre for Land and Biological Resources Research, Research Branch, Agriculture and Agri.Food Canada, Ottawa, Ontario.
- Ahmed, M. 1981. Microbial biomass and carbon metabolism in soils. Ph.D. Thesis, University of Adelaide, South Australia.
- Ahmed, M. and Oades, J.M. 1984. Distribution of organic matter and adenosine triphosphate after fractionation of soils by physical procedures. *Soil Biol. Biochem.*, 16: 465-470.
- Alberts, E.E., Laflen, J.M., and Spomer, R.G. 1987. Between year variation in soil erodibility determined by rainfall simulation. *Trans ASAE* 30, 982-987.
- Al-Durrah, M.M., and Bradford, J.M. 1982. The mechanism of raindrop splash on soil surfaces. *Soil Science Society of America Journal* 46, 1086-1090.
- Alef, K. 1993. Bestimmung miktobieller biomasse in boden: eine Kritische betrachtung. *Z. Pflanzenernähr Bodenkd.* 156:109-114.
- Alias, L.J. y Martínez, J. 1982a. Características bioclimáticas de interés edafológico de las Sierras de Orce y María. *An. Edaf. y Agrobi.* XLI, nums. 1-2, 11-20.
- Alias, L.J. y Martínez, J. 1982b. Rendolles de la Sierra de María (Almería). *An. Edaf. y Agrobi.* 42 (9-10):1609-1620.
- Alias, L.J. y Martínez, J. 1983a. Haploxerolls de la Sierra de María. *An. Edaf. y Agrobi.* 42 (11-12): 1905-1912.
- Alias, L.J. y Martínez, J. 1983b. Palexerolls petrocálcicos de las Sierras de Orce y María. *A. Edaf. y Agrobi.*, 43 (1-2):143-152.
- Almendros, G., Polo, A., e Ibáñez, J.J. 1979. Evolución de la materia orgánica en diversos hayedos y robledales del Macizo de Ayllon. *Bol. Estac. Cent. Eco Vol.* 8, nº 15: 3-11.
- Almendros, G., Polo, A y Dorado, E. 1980. Contribución al estudio de la humina heredada de los suelos. *Agrochimica*, Vol. XXIV, nº 4.

- Almendros, G., Ibáñez, J.J., and Polo, A. 1982a. Contribución al estudio del subsistema edáfico en los ecosistemas climáticos del Sistema Central (España). II Caracterización fisicoquímica del humus en los ecosistemas del Puerto de la Quesera (Macizo de Ayllón). *Rev. Ecol. Biol.* 19: 151-162.
- Almendros, G., Polo, A., and Dorado, E. 1982b. Aislamiento y caracterización de dos fracciones verdes a partir de los ácidos húmicos extraídos de un podsol. *Agrochimica.* 26: 519-529.
- Almendros, G., and Dorado, E. 1984. Estudio de ácidos húmicos de tipo P. Fraccionamiento en columna de sepiolita. Valoración cuantitativa de pigmentos. *An. Edafol. Agrobiol.* 43: 153-165.
- Almendros, G., and Dorado, E. 1985. Estudio de ácidos húmicos de tipo P. Distribución de los pigmentos verdes en las diferentes fracciones húmicas del suelo. *An. Edafol. Agrobiol.* 43: 547-559.
- Almendros, G., Martínez, A.T. and Dorado, E., 1985. Production of brown and humic-like polymers by *Ulocladium atrum*. *Soil Biology & Biochemistry.* 17: 723-726.
- Almendros, G., and Sanz, J.A. 1992. Structural study of alkyl polymers in soil after perborate degradation of humin. *Geoderma.* 53: 79-95.
- Almendros, G., Guadalix, M.E., González-Vila, F.J., and Martín, F. 1996. Preservation of aliphatic macromolecules in soil humins. *Org. Geochem.* 24: 651-659.
- Almendros, G., and Dorado, J. 1999. Structural factors related to the biodegradability of laboratory-modified humic acid preparations. *Eur. J. Soil Sci.* 50: 227-236.
- Almendros, G, Zancada, MC, and Pardo, MT. 2005. Land use and soil carbon accumulation patterns in South African savanna ecosystems. *Biol Fertil Soils.* 41: 173-181.
- Amezketta, E. 1999. Soil aggregate stability: a review. *J. Sustain. Agric.* 14: 83-151.
- Anderson, J.P.E., and Domsch, K.H. 1978. A physiological method for the quantitative measurement of microbial biomass in soils. *Soil Biology and Biochemistry.* 10: 215-221.
- Anderson, D.W. 1979. Processes of humus formation and transfoitnation in soils of the Canadian Great Plains. *J. Soil Sci.* 30: 77-84.
- Anderson, J.P.E. 1982. Soil respiration. In: *Methods of soil analysis, chemical and microbiological properties, Part 2*, 2nd ed, Agronomy, Page, A.L. Miniller, R. and Kenny, D.R. (Eds.). American Society of Agronomy, Madison.
- Anderson, D.W., and Paul, E.A. 1984. Organo-mineral complexes and their study by radiocarbon dating. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 48: 298-301.

- Anderson, T.H., and Domsch, K.H. 1985. Determination of ecophysiological maintenance requirements of soil microorganisms in a dormant state. *Biology and Fertility of Soils*. 1: 81-89.
- Anderson, J.M. 1988. Invertebrate-mediated transport processes in soils. *Agriculture, ecosystems and environment*. 24: 5-19.
- Anderson, T.H., and Domsch K.H. 1990. Application of ecophysiological quotients (qCO_2 and qD) on microbial biomass from soils of different cropping histories. *Soil Biology and Biochemistry*. 22: 251-255.
- Anderson T.H., and Domsch, K.H. 1993. The metabolic quotient CO_2 as a specific activity parameter to assess the effects of environmental conditions such as pH on the microbial biomass of forest soils. *Soil Biology and Biochemistry*. 25:393-395.
- Andreo, B. 1990. El Subbético Interno de las Sierras de María y del Maimón (Provincia de Almería). Tesis Licenc. Univ. Granada. 89 pág.
- Andreo, B. 1990. Consideraciones sobre la Geología de las Sierras de María y del Maimón. *Revista Velezana*. 9: 62-74.
- Andrews, S.S. 1998. Sustainable agriculture alternatives: Ecological and managerial implications of poultry litter management alternatives applied to agronomic soils. Ph. D. Dissertation, University of Georgia, Athens.
- Andrews, S.S., Lohr, L., and Cabrera, M.L. 1999. A bioeconomic decision model comparing composted and fresh litter for winter squash. *Agric. Syst.* 61(3): 156-178.
- Aranda Sanjuán V. 1998. Caracterización y análisis de la fracción orgánica de los horizontes superficiales en suelos de ecosistemas mediterráneos. Tesis doctoral. Granada.
- Arshad, M.A., and Coen, G.M. 1992. Characterization of soil quality: Physical and chemical criteria. *Am. J. Altern. Agric.* 7: 25-31.
- A.S.T.M. 1974. Selected powder diffraction data for minerals. Joint Committee on powder diffraction standards (USA).
- A.S.T.M. 1981. Selected powder diffraction data for minerals. First supplement International Centre for diffraction data (USA).
- Aylmore, L.A.G. and Quirk, J.P. 1960. Domain on turbostratic of clays. *Nature* 187: 1046-1048.
- Aylmore, L.A.G. and Quirk, J.P. 1971. Domains and quasi-crystalline regions in clay systems. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 35: 652-654.

- Azema, J., Foucault, A., Fourcade, E., García-Hernández, M., González Donoso, J. M., Linares, A., Linares, D., López Garrido, A.C., Rivas, P. y Vera, J.A. 1979. Las microfacies del Jurásico y Cretácico de las Zonas Externas de las Cordilleras Béticas. Universidad de Granada. 83 páginas.
- Baena, J., Torres, de T., Geel, T. y Roep, T.B. 1977. Memoria y Mapa Geológico de la Hoja 1:50.000, 24-38 (Vélez Blanco), 42 pp., I.G.M.E., Madrid.
- Baena, J., Guzman, J.L. y Jerez, F. 1979. Memoria y Mapa Geológico de la Hoja 1:50.000, 23-38 (Orce), 28 pp., I.G.M.E., Madrid.
- Ball, D.F., and Stevens, P.A. 1981. The role of ancient woodlands in conserving “undisturbed” soils in Britain. *Biological Conservation*. 19: 163-176.
- Balloni, W. and Favilli, F. 1987. Effects of agricultural practices on the physical, chemical and biochemical properties of soils: Part I-Effect of some Agricultural Practices on the Biological Soil Fertility. In H. Barth and P. L. Hermite (Eds.). *Scientific Basis for Soil Protection in the European Community*. Elsevier Applied Science. New York.
- Barahona, E. 1974. Arcilla de ladrillería de la provincia de Granada. Evaluación de algunos ensayos de materias primas. Tesis Doctoral. Universidad de Granada.
- Barahona, E. 1984. Determinación de carbonatos totales y de caliza activa. I. Congreso Nac. De la Ciencia del Suelo. Vol I. Madrid, pp 53-67.
- Bartha, R. 1980. Pesticides residues in humus. *ASM News*. 46: 356-360.
- Barragán, M L., Jerez, D., Bescansa, P., Enrique, A. 1999. Study of stability of soils developed under beech forest in Mount Txangoa (Navarra, Spain). In: *Soils with Mediterranean Type of climate*. 6th International Meeting. Extended abstracts.
- Barriuso, C., Pérez-Mateos, M. and González-Carcedo, S. 1988. Actividad ureasa específica del suelo. *Agrochimica*. 32: 284-294.
- Bartoli, F., Philippy, R., Doirisse, M., Niquet, S. and Dubuit, M. 1991. Structure and self-similarity in silty and sandy soils: The fractal approach. *J. Soil Sci.* 42: 167-185.
- Bastin, G.N., Pickup, G., and Pearce, G. 1995. Utility of AVHRR data for land degradation assessment: a case study: *International Journal of Remote Sensing*, 16 (4): 651-672.
- Basu S., and Behera, N. 1993. The effect of tropical soil conversion on soil microbial biomass. *Biology and Fertility of Soil*. 6:1-3.
- Bauer, A., and Black, AL. 1981. Soil carbon, nitrogen and bulk density comparison in two cropland tillage system after 25 years and virgin grassland. *Soil Science Society of American Journal*. 45: 1166-1170.

- Baver, L.D., Gardner, W.H. and Gardner, W.R. 1972. Soil Physics. 4th. Ed. Jonh Wiley and Sons, New York, 498 pp.
- Bayliss, J. S. 1911. Observations on *Marasmius oreades* and *Clitocybe gigantea* as parasitic fungi causing fairy rings. *Journal of Economic Biology*. 6:111-132.
- Beck, T. 1984. Methods and application domain of soil microbiological analysis at the Landesanstalt für Bodenkultur and Pflanzenbau (LBP) in Munich for the determination of some aspects of soil fertility. In M.P. Nemes, S. Kiss, P. Papacostea, G. Stefaninc, M. Russau (Eds.). Fifth Symposium on Soil Biology. Roman National Society of Soil Science, Bucharest.
- Bell, A.A., Wheeler, M.H. 1986. Biosynthesis and functions of fungal melanins. *Ann. Rev. Phytopathol.* 24: 411-451.
- Ben-Hur, M., Stern, R., van der Merwe, A.J., and Shainberg, I. 1992. Slope and gypsum effects on infiltration and erodibility of dispersive and nondispersive soils. *Soil Science Society of America Journal*. 56: 1571-1576.
- Benner, R., Hatcher, P.G., and Hedges, J.I. 1990. Early diagenesis of mangrove leaves in a tropical estuary: Bulk chemical characterization using solid-state ¹³C NMR and elemental analyses. *Geochim. Cosmochim.* 54: 2003-2013.
- Beyer, L., Wachendorf, C., Elsner, D.C., and Knabe, R. 1993. Suitability of dehydrogenase activity assay as an index of soil biological activity. *Biology and Fertility of Soils*. 16: 52-56.
- Bezdicek, D.F., Papendick, R.I., and Lal R. 1996. Importance of soil quality to health and sustainable land management. p. 1-8. In J. W. Doran and A. J. Jones (ed.) *Methods for assessing soil quality*. SSSA Spec. Publ. 49. SSSA and ASA, Madison, WI.
- Bhagat, S P. 1990. *Creation in Crisis*. Brethren Press, Elgin, IL.
- Biederbeck, V.O., Campbell, C.A., Ukrainets, C., Curtin, D., and Bowman, O.T. 1996. Soil microbial and biochemical properties after ten years of fertilization with urea and anhydrous ammonia. *Canadian Journal of Soil Science*. 76: 7-14.
- Bisdom, E.B.A. 1983. Submicroscopic examinations of soils. *Advances in Agronomy*: 36: 55-96.
- Blackburn, W.H., Pierson, F.B. 1994. Sources of variation in interrill erosion on rangelands. En: Blackburn, W.H., Schuman, G.E., Pierson, F.B. (Eds.), *Variability in rangeland water erosion processes*. SSSA Special Publication 38, Soil Science Society of America Journal, Madison, pp. 1-9.
- Blum, W.E.H. 1993. Sustainable Land Management with regard to socioeconomic and environmental soil functions. A Holistic Approach. En: R.C. Wood y J. Dumanski (eds) *Sustainable Land Management for the 21th Century*. 2: 115-124. University of Lethbrigde, Canada.

- Blumenthal, M.M. 1933a. Das Palaozoikum von Málaga alstektonische leitzone im alpidischen Andalusien. Geol. Rundschau, XXIV: 170-187.
- Boix-Fayos, C., Calvo-Cases, A., Imeson, A.C., Soriano-Soto, M.D. 2001. Influence of soil properties on the aggregation of some Mediterranean soils and the use of aggregate size and stability as land degradation indicators. *Catena* 44: 47-67.
- Bond, H., Lighthart, B., suimabukk, R., and Russell, L. 1976. Some effects of cadmium on coniferous forest soils and litter microcosms. *Soil Science*. 121: 278-287.
- Bonmati, M. 1988. Estudi i caractizació de les activitats proteolítiques estabilitzades de sòls agrícoles de Catalunya. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona.
- Bouma, J. 1989. Using soil survey data for quantitative land evaluation. *Adv. Soil Sci.* 9:177-213.
- Bowman, M.G., and Tabatabai, M.A. 1978. Phosphodiesterase activity of soils. *Soil Science Society of America Journal*. 42:284-290.
- Boyle, JR. 1975. Whole tree harvesting impact on site quality. Paper presented at the Tappi Annual Meeting. New York. 24-26.
- Bradford, J.M., and Huang, C., 1992. Mechanisms of crust formation: physical components. En: Sumner, M.E., Stewart, B.A. (Eds.), *Soil crusting: physical and chemical processes*, pp. 55-72. Lewis, Boca Raton, Florida.
- Brady, N.C. 1984. *The nature and properties of soils*. 9th ed. Macmillan Publ. Co., New York.
- Bramwell, D. and Richardson, I.B.K. 1973. Floristic connections between Macaronesia and the east Mediterranean region. *Monogr. Biol. Canar.*, 4: 118-125.
- Braun-Blanquet, J. 1979. *Fitosociologia* (3^a ed.). Madrid.
- Bremner, J.M. 1965. Nitrogen availability indexes. En: C.A. Black et al (ed.) *Methods of Soil Analysis*, part 2: 1324-1345. American Society of Agriculture, Madison, USA.
- Bresson, L.M., Boiffin, J. 1990. Morphological characterization of soil crust development stages on an experimental field. *Geoderma*. 47: 301-325.
- Brewer, R. and Sleeman, J.R. 1960. Soil Structure and fabric. *J. Soil Sci.* 11:172-185.
- Brewer, R. 1964. *Fabric and Mineral Analisis of Soils*. John Wiley and Sons, New York. 470 p.
- Brewer, R. 1976. *Fabric Analisis of Soils*. John Wiley and Sons. New York.

- Brindley, G.W. 1961. Chlorite minerals. En: Brown, G. (Ed). X-ray identification and crystal structures of clay minerals. Mineralogical Society. London. pp. 242-296.
- Brindley, G.W., and Brown, G. 1980. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification. Mineralogical Society Monograph. No. 5. London, 495 pp.
- Brookes P.C., Heignen, C.E., McGrath, S.P., and Vance, E.D. 1986. Soil microbial biomass estimates in soil contaminated with metals. *Soil Biology and Biochemistry* 18: 383-388.
- Brookes, P.C., and Verstraete, W. 1989. The functioning of soil as an ecosystem. En: *Soil Quality Assessment. State of the Art, Report on Soil Quality*, Commission of the European Communities, Bruselas.
- Brown, G.G., Barois, L., and Lavelle, P. 2000. Regulation of soil organic matter dynamics and microbial activity in the drilosphere and the role of interations with other edaphic functional domains. *Eur. J. Soil Biol.* 36: 177-125.
- Brussaard, L., Kuyper, T.W., Didden, W.A.M., de Goede, R.G.M., Bloem, J. 2004. Biological soil quality: from biomass to biodiversity-importance and resilience to management stress and disturbance. In: Schjonning, P., Elmholt, S., Christensen, B.T. (Eds), *Managing Soil Quality: Challenges in Modern Agriculture*. CAB International, Wallingford, UK, pp. 139-161.
- Bulygin, S.Y., and Lisetsky, F.N. 1991. Soil microaggregation as an index of erosion resistance. *Pochvovedeniye*. 12: 98-104.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G. and Tursina, T. 1985. *Handbook for Soil Thin Section Description*. Waine Research Publi. 152 p.
- Burger, J.A., and Kelting, D.L. (1998). Soil quality monitoring for assessing sustainable forest management. pp 17-52. In E. A. Davidson et al. (ed) *The contibution of soil science to the development of and implemantation of criteria an d indicators of sustainable forest management*. SSSA Spec. Publ. 53. SSSA, Madison, WI.
- Burger, J.A., and Kelting, D.L. 1999. Using soil quality indicators to assess forest stand management. *For. Ecol. Manage.* 122: 155-166.
- Burke, I.C. 1989. Control of nitrogen mineralization in a sagebrush steppe landscape. *Ecology*. 70:1115-1126.
- Burke, I.C., Elliott, E.T., and Cole, C.V. 1995. Influence of macroclimate, landscape position, and management on soil organic matter in agroecosystems. *Ecological Applications*. 5: 124-131.
- Burns, R.G., 1978. *Soil Enzymes*. Academic Press, New York. pp. 380.
- Burns, R.G., 1982. Enzyme activity in soil: location and a possible role in microbial ecology. *Soil Biology & Biochemistry*. 14: 423-427.

- Butler, M.J., and Day, A.W. 1998. Fungal melanins: a review. *Can. J. Microbiol.* 44: 1115-1136.
- Cabrera, M.L., Kissel, D.E., and Vigil, M.F. 1994. Potencial nitrogen mineralization. Laboratory and field evaluation. En: *Soil testing: prospects for improving nutrient recommendations*, pp 15-30, SSSA Special Publi. 40, Madison, USA.
- Campbell, C.A., Paul, E.A., and McGill, W.B. 1976. Effect of cultivation and cropping on the amounts and forms of soil N. In *Proceedings, Western Canada Nitrogen Symposium* (W. A. Rice, Ed.), pp. 9-101. Alberta Agriculture, Edmonton, Alberta, Canada.
- Campbell, IA. 1989. Badlands and Badlands gullies. En: Thomas, DSG (Ed.). *Arid zone Geomorphology*. J. Wiley and Sons. London. pp. 159-183.
- Campbell, C.A., Ellert, B.H., and Jame, Y.W. 1993. Nitrogen mineralization potential in soils. En: M.R. Carter (ed.) *Soil sampling and methods of analysis*, pp. 341-349. Canadian Society of Soil Science. Lewis Publishers, Boca Raton, USA.
- Camiña, F., Trasar-Cepeda, C., Gil-Sotres, F., and Leirós, C. 1997. Measurement of dehydrogenase activity in acid soils rich in organic matter. *Soil Biology and Biochemistry* (submitted).
- Cantón, Y. 1999. Efectos hidrológicos y geomorfológicos de la cubierta y propiedades del suelo en paisaje de cárcavas. Tesis doctoral.
- Capriel, P., Härter, P., and Stephenson, D. 1992. Influence of management on the organic matter of a mineral soil. *Soil Sci.*, 153: 122-128.
- Casida, L.E., Klein D.A. and Santero T. 1964. Soil dehydrogenase activity. *Soil Science*. 98: 371-376.
- CAST. 1992b. *Water Quality: Agriculture's Role*. Task Force Report No. 120. Council for Agricultural Science and Tecnology, Ames, IA.
- Capel Molina, J. 1982. Anotaciones geográficas sobre ecología, estructura de la propiedad y paisaje agrario de la Sierra de María (Sureste de España). *Boletín del Instituto de Estudios Almerienses*. 2: 27-37.
- Carballas, T., Andreux, F., Jacquin, F. 1971. Répartition des principaux constituants d'un végétal marqué au ^{14}C dans les composés humiques d'un sol A mull. *Bull. Afes*. 3 : 29-38.
- Carter, M.R. 1991. The influence of tillage on the proportion of organic carbon and nitrogen in the microbial biomass of medium-textured soils in a humid climate. *Biol. Fertil. Soils*. 11: 135-139.
- Ceccanti, B., and García, C. 1994. Coupled chemical and biochemical methodologies to characterize a composting process and the humic substances. In N. Senesi and

- T.M. Miano (Eds.) Humic substances in the global environment and implications on human health. Elsevier. New York.
- Cerdà, A., García-Alvarez, A., Cammeraat, L.H., Imeson, A.C., 1995. Agregación del suelo en una catena afectada por el abandono del cultivo en la cuenca del Guadalentín (Murcia): II. Fluctuación estacional y dinámica microbiana. *Pirineos* 145-146: 3-11.
- Cerdà, A., 1996. Soil aggregate stability in three mediterranean environments. *Soil Technology*. 9: 133-140.
- Cerdà, A., 1998. Soil aggregate stability under different Mediterranean vegetation types. *Catena*. 32: 73-86.
- Chan, K.Y. 1989. Effect of tillage on aggregate strength and aggregation of Vertisols. *Soil Tillage Res.* 13: 163-175.
- Chan, K.Y., and Mullins, C.E. 1994. Slaking characteristics of some Australian and British soils. *European Journal of Soil Science*. 45: 273-283.
- Chander, K., and Brookes, P.C. 1991a. Microbial biomass dynamics during the decomposition of glucose and maize in metal-contaminated and no-contaminated soils. *Soil Biol. Biochem.* 23: 917-925.
- Chander, K., and Brookes, P.C. 1991b, Effects of heavy metals from past application of sewage sludge on microbial biomass and organic matter accumulation in a sandy loam and a silty loam U.K. soil. *Soil Biol. Biochem.* 23: 927-932.
- Chander, K., and Brookes, P.C. 1993. Residual effects of zinc, copper, and nickel in sewage sludge on microbial biomass in a sandy loam. *Soil Biol. Biochem.* 23: 927-932.
- Chaney, K. and Swift, R.S. 1984. The influence of organic matter on the stability of some British soils. *J. Soil Sci.* 35: 223-230.
- Chaney, K. and Swift, R.S. 1986. Studies on aggregate stability. II. The effect of humic substances on the stability of re-formed aggregates. *J. Soil Sci.* 37: 337-343.
- Chen, Y., Senesi, N., and Schnitzer, M. 1978. Chemical and physical characteristics of humic and fulvic acids extracted from soils of the mediterranean region. *Geoderma*. 20: 87-104.
- Christensen, B.T. 1986. Straw incorporation and soil organic matter in microaggregates and particle size fractions. *J. Soil Sci.*, 37: 125-135.
- CIE-31. 1976. Glare and uniformity in road lighting installations. Technical report. Austria. 26 pp.
- Clapp, C.E., Davis, R.J., and Waugmann, S.H. 1962. The effect of rhizobial polysaccharides on aggregate stability. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 466-469.

- Clapp, C.E., and Hayes, M.H.B. 1999a. Characterization of humic substances isolated from clay- and silt-sized fractions of a corn residue-amended agricultural soil. *Soil Sci.* 164: 899-913.
- Cochran, V.L., Elliott, L.F., and Lewis, C.E. 1989. Soil microbial biomass and enzyme activity in subarctic agricultural and forest soils. *Biology and Fertility of Soils.* 7: 283-288.
- Cook, N., and Hendershot, W.H. 1996. The problem of establishing ecologically-based soil quality criteria: The case of lead. *Canadian Journal of Soil Science* 76: 335-342.
- Cortazar, D. 1874. *Reseña Física y Geológica de la Región Norte de la Provincia de Almería.* Bol. Inst. Geol. Min. España. 2: 161-234.
- Cressie, N. 1993. *Statistics for Spatial Data*, revised ed. John Wiley and Sons, New York. 900p.
- Crockford, S., Topalidis, S., and Richardson, D.P. 1991. Water repellency in a dry sclerophyll forest – measurements and processes. *Hydrological processes.* 5: 405-420.
- CSIC (Consejo Superior de Investigaciones Científicas). 1969. *Métodos analíticos de la Estación Experimental del Zaidín.* CSIC. Granada.
- Cueto, M y Blanca, G. 1997. *Flora del Parque Natural de Sierra María-Los Vélez.* Sociedad Almeriense de Historia Natural. Almería (pp 478).
- Cueto, R.M. 1989. *Los recursos vegetales de las Sierras de María y Orce como base para la gestión de un espacio natural.* Universidad de Granada. Tesis doctoral.
- Czarnes, S., Hallett, P.D., Bengough, A.G., and Young, I.M. 2000. Root- and microbial-derived mucilages affect soil structure and water transport. *Eur. J. Soil Sci.* 51 : 435-443.
- Dabin, B. 1971. Etude d'une methode d'extraction de la matiere humique du sol. *Sci. Sol.* 1: 47-63.
- Dalal, R.C., and Bridge, B.J. 1996. Aggregation and organic matter storage in sub-humid and semi-arid soils. In: Carter, M.R., Stewart, B.A. (Eds.), *Structure and Organic Matter Storage in Agricultural Soils.* CRC Press, FL, pp. 263-307.
- Dansereau, P. 1957. *Biogeography and ecological perspectiva.* The Royal Press. New York.
- David, M. 1977. *Geostatistical ore reserve estimation.* Elsevier Scientific Pub. Co. New Cork.

- De Clero, S.W.G., Geel, T., Ten Kate, W.G.H.Z., and Kuhry, B. 1975. Progress report on stratigraphic subdivision and correlation in Subbetic Zone between Caravaca and Vélez Blanco (SE Spain), Part I: Triassic and Jurassic units. G.U.A. Pap. Geol. Serv. 1:1-16.
- De Haan, Friemsdijk, W.H., and van der Zee, S.E.A.T.M. 1993. General concepts of soil quality. En: H.J.P. Eijsackers y T. Hamers (eds) *Integrated Soil and Sediment Research: A basis for proper protection*, pp 155-170. Lehuwer Academic Press, The Netherlands.
- De Kimpe, C., Bech, J., and Andreux, F. 1999. The comission "Soil & the Environment" of the International Soil Science Union: Present and proposed actions. p. 754-757. In J. Bech (ed.) *Extended abstracts of the sixth international meeting on soils with Mediterranean type of climate*, Barcelona, Spain.
- De kimpe, C.R., and Warkentin, B.P. (1998). Soil functions and the future of natural resources. In H. P. Blume et al. (ed.) *Towards sustainable land use, Vol. I, Adv. GeoEcol.* 31: 3-10. Catena Verlag, Reiskirchen, Germany.
- De Martone, E. 1927. *Traité de géographie physique, Vol. 1.* A. Colin. París
- De la Rosa, D., Mayol, F., Moreno, J.A., Bonson, T., and Lozano, S. 1999. An expert-system neural-network model (Impelero) for evaluating agricultural soil-erosion in Andalusia region, Southern Spain. *Agric. Ecosys. Environ.* 73: 211-226.
- De Prado, R., Tena, M., y Pinilla, J.A. 1982. Relation entre la teneur en matière organique et les activités phosphatasiques de differents sols. *Agronomie.* 2: 99-103.
- De Ruiter, P.C., Bloen, J., Bouwman, L.A., Didden, W.A.M., Hoenderbloom, G.H.J., Lebbink, B., Marinissen, J.Y.C., de Vos, J.A., Vreeken-Buijs, M.J., Zwart, K.B., and Brussaard, L. 1994. Simulation of dynamic in nitrogen mineralization in the belowground food webs of two arable farming systems. *Agric. Ecosys. Environ.* 51: 171-186.
- De Verneuil, and Collomb. 1856. *Géologie du Sud-Est de l'Espagne. Résumé suceint d'une excursión en Murcie et sur la frontière d'Andalusie.* Bull. Soc. Geol. France, 13(2): 674-728.
- Delgado, R. 1980. *Edafología y Geoquímica de las alteraciones superficiales en la cuenca alta del río Dilar, Sierra Nevada.* Tesis Doctoral Inédita. Universidad de Granada.
- Delgado, R., Barahona, E., y Linares, J. 1982c. El relieve como factor formador de los suelos de Sierra Nevada. *Anales de Edafología y Agrobiología.* XLI(3-4): 447-473.
- Delgado, R., Barahona, E., Huertas, F. y Linares, J. 1982d. Los suelos de los borreguiles de Sierra Nevada. *Ars. Pharmaceutica.* XXIII(2): 209-231.

- Delgado, R., y Ortega Bernardo de Quiros, E. 1985. Edafoclima de la vertiente Sur-Suroeste de Sierra Nevada. *Anales de Edafología y Agrobiología*. 987-1017.
- Deng, S.P., and Tabatabai, M.A. 1996a. Effect of tillage and residue management on enzyme activities in soils. I. Amidohydrolases. *Biology and Fertility of Soils* 22: 202-207.
- Deng, S.P., and Tabatabai, M.A. 1996b. Effect of tillage and residue management on enzyme activities in soils. II. Glycosidases. *Biology and Fertility of Soils* 22: 208-213.
- Dexter, A.R. 1988. Advances in characterization of soil structure. *Soil Tillage Res.*, 11: 199-238.
- Dexter, A.R. and Chan, K.Y. 1991. Soil mechanical properties as influenced by exchangeable cations. *J. Soil Sci.* 42: 219-226.
- Díaz-Marcote, I., Polo, A., and Ceccanti, B. 1995. Enzymatic activities in a soil amended with organic waster at semiarid field conditions. *Arid Soil Research and Rehabilitation*. 9: 317-325.
- Díaz-Raviña, M., Acea, M.J., y Carballas, T. 1993a. Microbial biomass and C and N mineralization in forest soils. *Biotechnology Resources*. 43: 161-167.
- Díaz-Raviña, M., Acea, M.J., y Carballas, T. 1993b. Microbial biomass and its contribution to nutrient concentrations in forest soils. *Soil Biology and Biochemistry*. 25: 25-31.
- Dick, R.P., and Daniel, T.C. 1987. Soil chemical and biological properties as affected by conservation tillage: Environmental implications. En: T.J. Logan et al. (eds.) *Sol Biota: Management in Sustainable Farming Systems*, pp. 167-168. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO), Australia.
- Dick, R.P. 1994. Soil enzyme activities as indicators of soil quality. p. 107-124. In Doran et al. (ed) *Defining soil quality for a sustainable environment*. SSSA Spec. Publ. 35. SSSA and ASA, Madison, WI.
- Dick, R.P., and Gupta, V.V.S.R. 1994. A conceptual model for the role of abiotic soil enzymes in microbial ecology: a potential analogue for soil quality. En: C.E. Pankhurst, B.M. Doube, V.V.S.R. Gupta y P.R. Grace (eds.) *Soil Biota: Management in Sustainable Farming Systems*, pp 167-168. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization (CSIRO), Australia.
- Diden, W.A.M., Marinissen, J.C.Y., Vreeken-Buijs, M.J., Burgers, S.L.G.E., de Fluiter, R., Guers, M., and Brussaard, L. 1994. Soil meso- and macrofauna in two agricultural systems: Factors affecting population dynamics and evaluation of their role in carbon and nitrogen dynamics. *Agric. Ecosys. Environ.* 51: 171-186.

- Dilly, O., and Blume, H.P., 1998. Indicators to assess sustainable land use with reference to soil microbiology. *Advances in GeoEcology*. 31: 29-39.
- Dilly, O., and Munch, J.C. 1995. Microbial biomass and activities in partly hydromorphic agricultural and forest soils in the Bornhöned lake region of Northern Germany. *Biology and Fertility of Soils*. 19: 343-347.
- Dinesh, R., Ghoshal Chaudhuri, S., Ganeshamurthy, AN., and Dey, C. 2003. Changes in soil microbial indices and their relationships following deforestation and cultivation in wet tropical forests. *Appl. Soil Ecol*. 24: 17-26.
- Doerr, S.H. 1987. Soil Water Repellency in wet Mediterranean pine and eucalyptus forest, Agueda basin, north-central Portugal. Unpublished Phd thesis, University of Wales Swansea, UK.
- Doerr, S.H., Shakesby, R.A., Walsh, R.P.D. 1998. Spatial variability of soil water repency in fire-prone eucalyptus and pine forests, Portugal. *Soil Science*. 163: 313-324.
- Doerr, S.H., Shakesby, R.A., Walsh, R.P.D. 2000. Soil Water Repelley. Its causes, characteristics and hydro-geomorphological significance. *Earth-science*. 51: 33-65.
- Dommergues, Y., Mangenot, F. 1970. *Ecologie microbienne du sol*. Masson Editorial, Paris.
- Doran, J.W., and Parkin, T.B. 1994. Definig and assessing soil quality. In "Definig Soil Quality for a Sustainable Environment" (J. W. Doran, D. C. Coleman, D. F. Bezdicek, and B. A. Stewart, Eds.), p. 3-21. SSSA Spec. Publ. No. 35, Soil Sci. Soc. Am., Inc., and Am. Soc. Agron., Inc., Madison, WI.
- Doran, J.W., and Parkin, T.B. 1994. Definig and assessing soil quality. In "Definig Soil Quality for a Sustainable Environment" (J. W. Doran, D. C. Coleman, D. F. Bezdicek, and B. A. Stewart, Eds.), p. 3-21. SSSA Spec. Publ. No. 35, Soil Sci. Soc. Am., Inc., and Am. Soc. Agron., Inc., Madison, WI.
- Doran, J.W., Sarrantonio, M., and Janke, R. 1994. Strategies to promote soil quality and health. En: C.E. Pankhurst, B.M. Doube, V.V.S.R. Gupta y P.R. Grace (eds.) *Soil Biota: Management in Sustainable Farming Systems*, pp 230-236. CSIRO Information, Australia.
- Doran, J.W., and Jones, A.J. 1996. "Methods for Assessing Soil Quality." SSSA Spec. Publ. No. 49, Soil Sci. Soc. Am., Inc., Madison. WI.
- Doran, J.W., and Parkin T.B. 1996. Quantitative indicators of soil quality: A minimum data set. p. 25-37. In J.W. Doran and A.J. Jones (ed) *Methods for assessing soil quality*. SSSA Spec. Publ. 49. SSSA, Madison, WI.
- Doran, JW., Elliot, ET., and Paustian, K. 1998. Soil microbial activity, nitrogen cycling, and long-term changes in organic carbon pools as related to fallow tillage management. *Soil Till. Res*. 49: 3-18.

- Doormar, J.F. 1983. Chemical properties of soil and water-stable aggregate after sixty-seven years of cropping to spring wheat. *Plant Soil*, 75: 51-61.
- Dormaer, J.F., Johnston, A., and Smoliak, S. 1984. Seasonal changes in carbon content and deshydrogenase, phosphatase and urease activities in mixed prairie and fescue grassland Ah horizons. *Journal of Range Management*. 37: 31-35.
- Drees, R. 1992. Optical microscopy and micromorphological terms for thin section descriptions and interpretationsentation. *Soil Sci. Soc. Am., Soil Micromorphology Workshop, Madison, WI*: 6.62.
- Drinkwater, L.E. Cambardella, C.A., Reeder, J.D., and Rice, C.W. 1996. Potentially mineralizable nitrogen as an indicator of biologically active soil nitrogen. p. 217-229. In J.W. Doran and A.J. Jones (ed.) *Methods for assessing soil quality*. SSSA Book Ser. 3. SSSA, Madison, WI.
- Dubayah, R. and Rich, P.M. 1995. Topographic solar radiation models for GIS. *International Journal of Geographic Information Systems*. 9: 405-413.
- Duchaufour, P., et Jacquin, F. 1975. Comparaison des processus d'humification dans les principaux types d'humus forestiers. *Bull A.F.E.S.* 1: 29-36.
- Duchaufour, P. 1977. *Pédologie. 1.- Pedogénese et classification*. Ed. Masson, París. 477 pp.
- Duchaufour, P. 1984. *Edafología. Edafogénesis y Clasificación*. Masson, S.A. Barcelona.
- Dupuis, T., Jambu, P. 1969. Etude par spectrographie infrarouge des produits de l'humification en milieu hydromorphe calcique. *Sci. Sol.* 1: 23-35.
- Durand Delga, M. 1966. *Titres et travaux scientifiques*. Imp. Priester, París, 43 pp.
- Edwards, A.P. and Bremner, J.M. 1967. Microaggregates in soil. *J. Soil Sci.* 18: 64-73.
- Egea, D. 1986. Geología de la zona centro-oriental de las Cordilleras Béticas (Comarca de los Vélez, Almería). Síntesis bibliográfica. *Revista Velezana*. 5: 89-120.
- Eijsackers, H. and Zehnder, A.J.B. 1990. Litter decomposition: a Russian matriochka doll. *Biogeochemistry*. 11: 154-174.
- Eivazi, F., and Tabatabai, M.A. 1988. Glucosidasas and galactosidasas in soils. *Soil Biology and Biochemistry*. 20: 601-606.
- Eivazi, F., and Tabatabai, M.A. 1990. Factors affecting glucosidase and galactosidase activities in soils. *Soil Biology and Biochemistry*. 22: 891-897.
- Eivazi, F., and Zakaria, A. 1993. β -glucosidase activity in soils amended with sewage sludge. *Agriculture, Ecosystem and Environment*. 43: 155-161.

- El-Din Sharabi, N., and Bartha, R. 1993. Testing of some assumptions about biodegradability in soils as measured by carbon dioxide evolution. *Applied and Environmental Microbiology*. 59: 1201-1205.
- El-Swaify, S.S., Dangler, E.W. 1977. Erodibility of selected tropical soils in relation to structural and hydrologic parameters. En: *Soil Erosion : Prediction and control*, Special Publ. 21 Soil Conservation Society Am, Ankeny, IA
- Elliot, E.T. 1986. Aggregate structure and carbon, nitrogen, and phosphorus in native and cultivated soils. *Soil Science Society of America Journal*. 50: 627-633.
- Elliot, E.T., and Coleman, D.C. 1988. Let the soil work for us. p. 23-32. In H. Eij Sackers and A. Quispel (ed) *Ecological implications of contemporary agriculture*. Proc. 4th. European Ecology Symp., Wageningen, the Netherlands. 7-12 Sep. Munksgaard Int., Copenhagen.
- Emberger, L. 1955. Projet d'une classification biogeographique des climats. In: *Les divisions ecologiques du Monde*: 5-11. Centre de la Recherche Scientifique, Paris.
- Emerson, W.W. 1959. The structure of soil crumbs. *J. Soil Sci.* 10: 235-243.
- Emerson, W.W. 1964. The slaking of soil crumb as influenced by clay mineral composition. *Australian Journal of Soil Research*. 2: 211-217.
- Emerson, W.W. 1967. A classification of soil aggregates based on their coherence in water. *Australian Journal of Soil Research*. 5: 47-57.
- Ershaw, R.L. 1985. Application of nuclear magnetic resonance spectroscopy for determining functionality in humic substances. En: *Humic Substances in Soil, Sediment, and Water* (Aiken, R. G.; Mcknight, D. M.; Wershaw, R. L.; MacCarthy, P., eds.). Wiley: New York, pp. 561-582.
- Ertel, J.R., Behmel, P., Christman, R.F., Flaig, W.J.A., Haider, K.M., Harvey, G.R., Hatcher, P.G., Hedges, J.I., Martín, J.P., Pfaender, F.K., and Schulten, H.R. 1988. Genesis. En *Humic substances and their role in the environment* (F.H. Frimmel, R.F. Christman, Eds.), pp. 105-112. John Wiley and Sons, Chichester.
- Eshuis, W., Kistemaker, P.G. and Meuzelaar, H.L.C. 1977. Some numerical aspects of reproducibility and specificity. In: *Analytical Pyrolysis*, pp. 151-166 (eds Jones, C.E.R. & Cramers, C.A.). Elsevier, Amsterdam.
- Esri. 2004. ArcGis 9.0. Environmental Spatial Research Institute. New York Street, Redlands, CA 92373-8100, USA.
- Eswaran, H., Reich, P., and Kapur, S. 1999. Land quality and vulnerability to desertification in the Mediterranean region. p. 1009-1011. In J. Bech (ed.) *Extended abstracts of the sixth international meeting on soils with Mediterranean*

- type of climate, Barcelona, Spain. University of Barcelona Publ., Barcelona, Spain.
- Fallot, P., and Bataller, R. 1928. Observations géologiques sur la région de Vélez Rubio (prov. D'Almería). C. R. Acad. Sci. Paris, t. 187, pp. 988.
- Fallot, P. 1929b. Note préliminaire sur les formations néogènes des zones subbétique et bétique selon la transversale de Caravaca (prov. de Murcie). Mem. Real. Soc. Esp. Hist. Nat., XV, p. 247-256.
- Fallot, P. 1931. Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles. I. Le trias. Géol. Médit. Occid., Barcelone. Vol. IV, no. 1, (part II), p. 9-27.
- Fallot, P. 1932b. Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles. II. Le dogger. Géol. Médit. Occid., Barcelone, Vol. IV, no. 1, (part II), p. 29-64.
- Fallot, P. 1933. Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles. II. Le dogger. Géol. Médit. Occid., Barcelone, Vol. IV, no. 1, (part II), p. 65-72.
- Fallot, P. 1934. Essais sur la répartition des terrains secondaires et tertiaires dans le domaine des Alpides espagnoles. IV. Le Jurassique supérieur. Géol. Médit. Occid., Barcelone, Vol. IV, no. 1, (part II), p. 73-118.
- Fallot, P. 1943. El sistema cretácico en las Cordilleras béticas. Mem. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C., Madrid, p. 110.
- Fallot, P. 1945. Estudios geológicos en la zona subbética entre Alicante y el Río Guadiana Menor. Mem. Inst. Lucas Mallada, C.S.I.C., Madrid, p. 719.
- Fallot, P. 1948. Les Cordillères bétiques. Est. geol., IV, n°. 7-8, p. 83-172.
- FAO-UNESCO. 1977. Soil Map. of the World 1:5.000.000. Volumen I. Legend. Paris.
- FAO/UNESCO. 1988. Mapa Mundial de Suelos. Leyenda Revisada. Informes sobre recursos Mundiales de suelos. No. 60. FAO. Rome.
- FAO. 1998. World Reference Base for Soil Resources. Rome, pp. 109.
- FAO y PNUMA. 1980. Metodología provisional para la evaluación de la degradación de los suelos. Roma.
- FAO. 1990. Guidelines for Soil Description. 3rd Edition. Soil Resources, Management and Conservation Service. Land and Water Development Division. Food and Agricultural Organization. Rome, p. 70.
- FAO. 1999. Base Referencial Mundial del Recurso del Suelo. Roma, pp. 98.

- FAO. 2001. Lecture notes on the major soils of the world. Roma, pp. 307.
- Farmer, V.C., Morrison, R.I. 1960. Chemical and infrared studies on Phragmites peat and its humic acid. *Sci. Proc. R. Dublin Soc.* 1: 85-104.
- Farres, P.J. 1987. The dynamics of rainsplash erosion and the role of soil aggregate stability. *Catena*. 14: 119-130.
- Fedoroff, N. 1987. The production potential of soils: Part 1. Sensitivity of principal soil types to the intensive agriculture of north-western Europe. En: H. Barth y P. L'Hermite (eds) *Scientific basis for soil protection in the European Community*, pp 65-86. Elsevier Press, London.
- Fengel, D., Wegener, G. 1984. *Wood (Chemistry, Ultrastructure, Reactions)*. Walter de Gruyter: Berlín.
- Fernández-Ferro, P., y Díaz-Fierros, F. 1977. Estudio de algunos factores que influyen sobre la actividad biológica de los suelos de Galicia. *Trabajos Compostelanos de Biología*. 5: 7-21.
- Fernández Piñeiro, Irene. (2000). *Influencia de los incendios forestales sobre la material orgánica edáfica*. Tesis doctoral. Universidad de Santiago de Compostela.
- Filip, Z., Haider, K., Beutelspacher, H., Martín, J.P. 1974. Comparisons of IR-spectra from melanins of microscopic soil fungi, humic acids and model phenol polymers. *Geoderma*. 11: 37-52.
- Fisk, M.C., and Schmidt, S.K. 1995. Nitrogen mineralization and microbial biomass nitrogen dynamics in three alpine tundra communities. *Soil Science Society of America Journal*. 59: 1036-1043.
- Flaig, W., Beutelspacher, H., and Rietz, E. 1975. "Chemical composition and physical properties of humic substances." In: *Soil components, I: Organic components*. Gieseking (Ed.). Springer-Verlag. Berlin. pp: 1-212.
- Fortun, C., Fortun A., and Almendros, G. 1989. The effect of organic materials and their humified fractions on the formation and stabilization of soil aggregates. *The Science of the Total Environment*, 81/82: 561-568.
- Foth, H.D. 1978. *Fundamentals of Soil Science*. Sixth Edition. John Wiley & Sons. New York.
- Frankenberger, WT., and Dick, WA. 1983. Relationships between enzyme activities and microbial growth and activity indices in soil. *Soil Science Society of America Journal*. 47: 945-951.
- Franzluebbers, AJ., Haney, RL., Hons, FM., Zuberer, DA. 1999. Assessing biological soil quality with chloroform fumigation-incubation: why subtract a control? *Can. J. Soil Sci.* 79: 521-528.

- Freckman, D.W., and Ettema, C.H. 1993. Assessing nematode communities in agroecosystems of varying human intervention. *Agric. Ecosyst. Environ.* 45: 239-261.
- Friedel, J.K., Munch, J.C., y Fischer, W.R. 1996. Soil microbial properties and the assessment of available soil organic matter in a haplic luvisol after several years of different cultivation and crop rotation. *Soil Biology and Biochemistry* 28: 479-488.
- Friedel, J.K., Munch, J.C., and Fischer, W.R. 1997. Soil microbial properties and the assessment of available soil organic matter in a haplic luvisol after several years of different cultivation and crop rotation. *Soil Biology and Biochemistry.* 26: 1409-1415.
- Fuentes, J.L. 1997. Manual práctico sobre utilización de suelo y fertilizantes. Eds. Mundi-Prensa. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid.
- Galán Huertos, E. 1972. Caolines españoles: Geología, Mineralogía y Génesis. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid.
- Gale, M.R., and Grigal, D.F. 1988. Performance of a soil productivity index model used to predict site quality and stand productivity. In: *Proc., IUFRO Forest Growth Modelling and Prediction Conf.*, Minneapolis, MN, USA. pp. 403-410.
- Gale, M.R., Grigal, D.F., and Harding, R.B. 1991. Soil productivity index: predictions of site quality for white spruce plantations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 55: 1701-1708.
- Gámiz, E. 1987. Caracterización de caolines, talcos y bentonitas españoles, para su posible aplicación. Tesis doctoral inédita. Universidad de Granada.
- Ganuja Monje, A. 2002. Caracterización de la materia orgánica del suelo en ecosistemas representativos del País Vasco y su relación con factores edáficos, climáticos y antrópicos. Universidad del País Vasco. Facultad de Ciencias. Leioa (Vizcaya).
- García-Alvarez, A. and Ibáñez, J.J. 1994. Seasonal fluctuations and crop influence on microbiota and enzyme activity in fully developed soils of Central Spain. *Arid Soil Research and Rehabilitation.* 8:161-178.
- García Gea, A. 2000. Flora y Vegetación de la Comarca de los Vélez (Almería). Tesis doctoral. Servicio de publicaciones de la Universidad de Murcia. Murcia. (pp 421).
- García, C., Hernández, T., Pascual, J., Moreno J.L., and Ros, M. 2003. Actividad microbiana en suelos del sureste español sometidos a procesos de degradación y desertificación. In: pp 43-146. Estrategia para su rehabilitación. En: *Investigación y Perspectivas de la Enzimología de Suelos en España.*
- Gates, D.M. 1980. *Biophysical Ecology.* Springer-Verlag, New York.

- Gawronska, A., Kulinska, D., Lenart, S. and Jaskowska, H. 1992. The effect of the maize monoculture on the biological properties of soil and on the yields of plants. *Polish Journal of Soil Science*. 25: 89-94.
- Geel, T. 1973. The geology of the Betic of Málaga, the Subbetic, and the zone between these two units on the Vélez Rubio area (Southern Spain). *G.U.A. Pap. Geol.* pp. 179 págs.
- Gil Sotres, F. 1981. Estudio de los suelos de la Sierra de Barbanza. Tesis doctoral. Universidad de Santiago de Compostela.
- Gil-Sotres, F., Trasar-Cepeda, C., Ciardi, C., Ceccanti, B. and Leirós, M.C. 1992. Biochemical measures of biological activity in very young mine soils. *Biology and Fertility Soils*. 16: 173-178.
- Giovannini, G. and Sequi P. 1978. Interaction between soil organic matter and polyvalent metals (Abstr.). In W.W. Emerson, R.D. Bond and A.R. Dexter (eds.) *Modification of soil structure*. New York: John Wiley and Sons, pp. 199-201.
- Girma, T. 1998. Effect of cultivation on physical and chemical properties of a Vertisol in Middle Awash Valley, Ethiopia. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 29: 587-598.
- Glanz, J.T. 1995. *Saving Our Soil: Solutions for Sustaining Earth's Vital Resource*. Johnson Books, Boulder, CO.
- Gliessman, S.R. 1984. An agroecological approach to sustainable agriculture. In "Meeting the Expectations of the Land" (W. Jackson, W. Berry, and B. Colman, Eds.), pp. 160-171. North Point Press, San Francisco, CA.
- Goldsmith, F.B. 1983. Evaluating nature. In Warren, A. & F.B. Goldsmith (eds.): 223-246.
- Gollany, H.T., Schumacher, T.E., Evenson, P.D., Lindstrom, M.J., Lemme, G.D. 1991. Aggregate stability of an eroded and desurfaced Typic Argiustoll. *Soil Science Society Am Journal*. 55: 811-816.
- González, R.A. 1991. Hidrogeología de las Sierras de la Muela y el Gigante. *Revista Velezana. Vélez Rubio (Almería)*. Nº 10, pp. 53-62.
- González-Carcedo, S., Barriuso Benito, E., y Pérez Mateos, M. 1990. Actividad ureásica en diferentes medios edafocológicos. *Agrochimica*. 34: 32-42.
- González-García, S., and Sánchez-Camazano, C. Differentiation of caoline from clorite by treatment with dimethyl-sulphoxide. *Clay Minerals*. 7: 446-451.
- Goovaerts, P. 1999. Geostatistics in soil science: state of the art and perspectives. *Geoderma*. 89: 1-45.

- Gore, A. 1993. *Earth in the Balance: Ecology and the Human Spirit*. Houghton Mifflin, New York.
- Granatstein, D., and Bezdicek, DB. 1992. The need for a soil quality index: Local and regional perspectives. *Am. J. Altern. Agric.* 17: 12-16.
- Greenland, D.J. 1981. Soil management and soil degradation. *J. Soil Sci.*, 32: 301-322.
- Gregorich, E.G., Voroney, R.P., and Kachanoski, R.G. 1991. Turnover of carbon through the microbial biomass in soils with different textures. *Soil Biol. Biochem.* 23: 799-805.
- Gregorich, E.C., Carter M.R., Angers D.A., Monreal C.M., y Ellert B.H. 1994. Towards a minimum data set to assess soil organic matter quality in agricultural soils. *Canadian Journal of Soil Science.* 74: 367-385.
- Gregorich, E.G. 1996. Soil Quality: A Canadian Perspective. Proc. Soil Qual. Indic. Workshop. Ministry of Agriculture and Fisheries, and Lincoln Soil Quality Research Centre. Lincoln Univ., Christchurch, New Zealand.
- Guillet, P., Rouiller, J., and Souchier, B. 1975. Podsolisation and clay migration in spodosols of Eastern France. *Geoderma*, 14 (3): 223-245.
- Guilley, JE., Doran, JW, Karlen, DL, and Kaspar, TC. 1997. Runoff, erosion, and soil quality Characteristics of a former Conservation Reserve Program site. *J. Soil Water Conserv.* 52:189-193.
- Guillot, J.E. 1969. Study of the fabric of fine-grained sediments with the Scanning Electron Microscope. *Journal Sedimentary Petrology*, pp. 90-105.
- Guillot, J.E. 1987. *Clay in Engineering geology*. Elsevier. 468 pp.
- Gutián, F., y Méndez, J. 1963. Algunos factores en la evolución de la estructura del suelo. *Anales de Edafología y Agrobiología.* 22: 37-44.
- Gutián, F., y Carballas, T. 1976. *Técnicas de análisis de suelos*. Ed. Pico Sacro, Santiago de Compostela.
- Gunnarsson, T., Sundin, P., and Tunlid, A. 1988. Importance of leaf litter fragmentation for bacterial growth. *Oikos.* 52: 303-308.
- Gupta, VVSR, and Germida, JJ. 1988. Distribution of microbial biomass and its activity in different soil aggregate size classes as affected by cultivation. *Soil Biology and Biochemistry.* 20: 777-786.
- Haberern, J. 1992. Coming full circle-The new emphasis on soil quality. *Am. J. Altern. Agric.* 7: 3-4.
- Hadas, A. 1987. Long-term tillage practice effects on soil aggregation modes and strength. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 51: 191-197.

- Haider, K., Nagar, B.R., Saiz, C., Meuzelaar, H.L.C., Martín, J. P. 1977. Studies on soil humic compounds; fungal melanins and model polymers by pyrolysis mass-spectrometry. En: Soil Org. Matter. Studies. Proc. Symp. IAEA. Vol II. Braunschweig: 213-219.
- Hajabbasi, M.A., Jalalian, A, and Karimzadeth, HR. 1997. Deforestation effects on soil physical and chemical properties, Lordegan, Iran. *Plant Soil* 190: 301-308.
- Hall, T.B., Rosillo-Calle, F., Williams, R.H., Woods, J. 1993. Biomass for energy: supply prospects. In: Hall, T.B., Kelly, H., Reddy, A.K.N., Williams, R. H. (Eds.), *Renewable Energy: Sources for Fuels and Electricity*. Island Press, Washington D.C., pp. 593-651.
- Hallberg, G.R. 1987. Agricultural chemicals in ground water: Extent and implications. *Am. J. Alternative Agric.* II: 3-15.
- Hamblin, A.P., and Greenland, DJ. 1977. Effect of organic constituents and complexing metal ions on aggregate stability of some East Anglian soils. *J. Soil Sci.*, 31: 203-215.
- Hamblin, A. 1985. The influence of soil structure on water movement, crop root growth, and water uptake. *Adv. Agron.* 38: 95-158.
- Hansen, A.J., Risser, P.G., and di Castry, F. 1992. Biodiversity and Ecological Flows Across Ecotones. En A.J. Hansen & di F. Castry. (Eds), *landscapes boundaries. Consequences for biotic diversity and ecological flows*. New York: Spriger-Verlay. pp. 423-427.
- Hardwood, R.R. 1990. A history of sustainable agriculture. In "Sustainable Agricultural Systems" (C. A. Edwards, R. Lal, P. Madden, R. H. Miller, and G. House, Eds.), *Soil Water Conserv. Soc. Amer.*, Ankeny, IA. pp. 3-19.
- Harvey, G.R., and Boran, D.A. 1985. Geochemistry of humic substances in seawater. En: *Humic Substances in Soil, Sediment, and Water* (Aiken, R. G.; Mcknight, D. M.; Wershaw, R. L.; MacCarthy, P., eds.). Wiley: New York, pp. 233-247.
- Harris, R.F., Chester, G., and Allen, ON. 1966. Dynamics of soil aggregation. *Adv. Agron.* 18: 107-169.
- Harris, J.A., and Birch, P. 1989. Soil microbial activity in opencast coal mine restoration. *Soil Use and Management.* 5: 155-160.
- Hassan, M.M., and Majumder, A.H. 1990. Distribution of organic matter in some representative forest soils of Bangladesh. *Indian J. For.* 13: 281-287.
- Hatcher, P.G., and Spiker, E.C. 1988. Selective degradation of plant biomolecules. En: *Humic Substances and Their Role in the Environment* (Frimmel, F. H.; Christman, R. F., eds.). Wiley: Chichester, pp. 59-74.

- Hausenbuiller, R.L. 1981. *Soil Science, Principles and Practices*. 2nd Edition. Brown Company Publishers. Iowa.
- Hayes, M.H.B., and Swift, R.S. 1978. The chemistry of soil organic colloids. In: *The chemistry of soils constituents*. Greenland and Hayes (Ed.). Wiley. New York. pp. 1-179.
- Haynes, R.J., and Swift, R.S. 1990. Stability of soil aggregates in relation organic constituents and soil water content. *J. Soil Sci.* 41: 73-83.
- Hayes, M.H.B., and Swift, R.S. 1990. Genesis, Isolation, Composition and Structures of Soil Humic Substances. En: *Soil Colloids and Their Associations in Aggregates* (De Boodt, M. F.; Hayes, M. H. B.; Herbillon, A., eds.). NATO ASI Series. Series B: Physics. 215: 245-305.
- Hayes, M.H.B. 1991. Concepts of the origins, composition, and structures of humic substances. En: *Advances in Soil Organic Matter Research: The Impact on Agriculture and the Environment* (Wilson, W. S., ed.). The Royal Society of Chemistry: Cambridge, pp. 3-22.
- Haynes, R.J., 1999. Size and activity of the microbial biomass under grass and arable management. *Biol.Fert. Soils.* 30: 210-216.
- Heal, O.W., Struwe, S., and Kjoller, A. 1996. Diversity of soil biota and ecosystem function. p. 385-402. In B. Walker and W. Streffen (ed) *Global change and terrestrial ecosystems*. IGBP. Vol. 1. Cambridge Univ. Press, Cambridge, England.
- Hempfling, R., Schulten, H.R. 1989. Selective preservation of biomolecules during humification of forest litter studied by pyrolysis-field ionization mass spectrometry. *Sci. Total Environ.* 81/82: 31-40.
- Hendrix, P.F., Parmelee, R.W., Crossley, D.A., Coleman, D.C., Odum, E.P., and Groffman, P.M. 1986. Detritus food webs in conventional and no-tillage agroecosystems. *Bioscience.* 36: 374-380.
- Hendrix, P.F., Crossley, D.A., Blair, J.M., and Coleman, D.C. 1990. Soil biota as components of sustainable agroecosystems. p. 637-654. In: C.A. Edwards et al. (ed) *Sustainable agricultural systems*. Soil and Water Conserv. Soc., Ankeny, IA.
- Hermes, J.J. 1978. The stratigraphy of the Subbetic and the southern Prebetic of the Vélez Rubio area and its bearing on transcurrent faulting in the Betic Cordilleras of Southern Spain. *Kon. ned. Akad. Wet. Proc.* 81: 1-54.
- Hermes, J.J. 1984. New data from the Vélez Rubio Corridor: support for the transcurrent nature of this linear structure. *Kon. Ned. Akad. Wetensch., Proc., B*, 87 (3): 319-333.
- Hermes, J.J. 1985. Algunos aspectos de la estructura de la Zona Subbética (Cordilleras Béticas, España meridional). *Estudios Geológicos.* 41: 157-176.

- Herrick, J. E. 2000. Soil quality: an indicator of sustainable land management? *Appl. Soil Ecology*. 15: 75-83.
- Hess, T.F., and Schmidt, S.K. 1995. Improved procedure for obtaining statistically valid parameters estimates from soil respiration data. *Soil Biology and Biochemistry* 27: 1-7.
- Hill, J., Sommer, S., Mehl, W., and Mégier, J. 1996. A conceptual framework for mapping and monitoring the degradation of Mediterranean ecosystems with remote sensing. P. 23-43. In J. Hill and D. Peter (ed.) *The use of remote sensing for land degradation and desertification monitoring in the Mediterranean basin. Proceedings of an experts workshop, Valencia (Spain)*. European Commission Publ., Luembourg.
- Hillel, D. 1980. Soil structure and aggregation. En: *Fundamentals of soil physics*. Academic Press, Inc. New York, pp. 93-119.
- Holdridge, L.R. (1967). *Life zone ecology*. San José.
- Holgreem, G.S. 1967. A rapid Citrate-Ditionite extractable Iron procedure. *Soil Sci.*
- Beven, K.J. and Kirkby, M.J. 1979. A physical based, variable contribution area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin the Sciences Hydrologiques*. 24: 43-69.
- Hontoria, C., Rodríguez-Murillo, J.C., and Saa, A. 1999. Relations between soil organic carbon and site characteristics in Peninsular Spain. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63: 614-621.
- Houghton, R.A., Hobbie, J.E., Melillo, J.M., Moore, B., Peterson, B.J., Shaver, G.R., and Woodwell, G.M. 1983. Changes in the carbon content of terrestrial biota and soils between 1860 and 1980: A net release of CO₂ to the atmosphere. *Ecol. Monogr.* 53: 235-262.
- Howard, A. 1947. *The soil and health*. Devin-Adair, New York.
- Howard, P.J.A. 1972. Problems in the estimation of biological activity in soil. *Oikos*. 23: 235-240.
- Howard, P.J.A. 1993. Soil protection and soil quality assessment in the EC. *The Science of the Total Environment*. 129: 219-234.
- Hussain, I., Olson, K.R., Wander, M.M., and Karlen, D.L. 1999. Adaptation of soil quality indices and application to three tillage systems in southern Illinois. *Soil Till. Res.* 50: 237-249.
- Imeson, A.C., and Vis, M. 1984. Assessing soil aggregate stability by ultrasonic dispersion and water-drop impact. *Geoderma*. 34: 185-200.

- Imenson, A.C., Verstraten, J.M., Van Mullingen, E.J., and Sevink, J. 1992. The effects of fire and water repellency on infiltration and runoff under Mediterranean type forests. *Catena*. 19: 345-361.
- Imeson, A.C., Pérez-Trejo, F., and Cammeraat, L.H. 1996. The response of landscape-units to desertification. En: Brandt, C.J., Thornes, J.B. (Eds.), *Mediterranean desertification and land use*. Wiley, London, pp. 447-469.
- Insam, H., and Domsch, K.M. 1988. Relationship between soil organic carbon and microbial biomass on chronosequences of recalculation sites. *Microbial Ecology* 15: 177-188.
- Insam, H., and Haselwandter, K. 1989. Metabolic quotient of the soil microflora in relation to plant succession. *Oecologia*. 79: 174-178.
- Insam, H., Parkinson, D., and Domsch, K.H. 1989. Influence of macroclimate on soil microbial biomass. *Soil Biol. Biochem.* 21: 211-221.
- Insam, H. 1990. Are the soil microbial biomass and basal respiration governed by the climatic regime?. *Soil Biology and Biochemistry*. 4: 525-532.
- Isaaks, E.H., and Strivastava., R.M. 1989. *An introduction to applied geostatistics*. Oxford Univ. Press, New York.
- Islam, AKME., and Lotse, EG. 1986. Quantitative mineralogical analysis of some Bangladesh soils with X-ray, ion exchange and selective dissolution techniques. *Clay Minerals*. 21: 31-42.
- Islam, K.R., and Weil, R.R. 2000. Land-use effects on soil quality in a tropical forest ecosystem of Bangladesh. *Agric. Ecosys. Environ.* 79: 9-16.
- Islam, K.R., Kamaluddin, M., Bhuiyan, M.K., and Badruddin, Abu. 1999. Comparative performance of exotic and indigenous forest species for tropical semi-evergreen degraded forest land reforestation in Bangladesh. *Land Degrad. Dev.* 10: 241-249.
- Jackson, W., and Piper, J. 1989. The necessary marriage between ecology and agriculture. *Ecology* 70: 1591-1593.
- Jarvis, S.C., Stockalade, E.A., Shepherd, M.A., and Powlson, D.S. 1996. Nitrogen mineralization in temperate agricultural soils: processes and measurement. *Advances in Agronomy*. 57: 187-235.
- Jeffrey L.S., Halvorson, J.J., and Papendick, R.I. 1993. Using Multiple-Variable Indicator Kriging for Evaluating Soil Quality. *Soil Sci Soc. Am. J.* 57: 743-749.
- Jegou, D., Schrader, S., Diestel, H., and Cluzeau, D. 2001. Morphological, physical and biochemical characteristics of burrow walls formed by earthworms. *Appl. Soil Ecol.* 17: 165-174.

- Jenkinson, D.S. 1966. Studies on the decomposition of plant material in soil. II. *Journal of Soil Science*. 17: 280-30.
- Jenkinson, D.S. 1977. The soil biomass. *New Zealand Soil News* 25:213-218.
- Jenkinson, D.S. and Powelson, D.S. 1976a. The effects of biocidal treatment on metabolism in soil. I. Fumigation with chloroform. *Soil biology and Biochemistry*. 8: 199-202.
- Jenkinson, D.S. and Powelson, D.S. 1976b. The effects of biocidal treatment on metabolism in soil. V. A method for measuring soil biomass. *Soil biology and Biochemistry*. 8: 209-213.
- Jenkinson, D.S., Powelson, D.S. and Wedderburn, R.W.M. 1976. The effects of biocidal treatment on metabolism in soil. IV. The relationship between soil biovolume, measured by optical microscopy, and the flush of decomposition caused by fumigation. *Soil Biology and Biochemistry*. 8: 199-202.
- Jenkinson, D.S. 1976. The effects of biocidal treatment on metabolism in soil. IV. The decomposition of fumigated organisms in soil. *Soil Biology and Biochemistry*. 8: 203-208.
- Jenkinson, D.S. and Ladd, J.N. 1981. Microbial biomass in soil: measurement and turnover. En: E.A. Paul, J.N. Ladd (Eds.) *Soil Biochemistry*. 5: 415-471.
- Jeny, H. 1941. *Factors of Soil Formation, a System of Quantitative Pedology*. McGraw.Hill, New York.
- Joergensen, R.G. 1995. The use of the ninhydrin nitrogen reaction for estimating microbial biomass. En: K. Alef y P. Nannipieri (eds.) *Methods in Applied Soil Microbiology and Biochemistry*, pp 391-393.
- Joergensen, R.G., Anderson, T.H., and Wolters, V. 1995. Carbon and nitrogen relationships in the microbial biomass of soils in beech (*Fagus sylvatica* L.) forest. *Biology and Fertility Soils*. 19: 141-147.
- Joergensen, R.G. and Castillo, X. 2001. Interrelationships between microbial and soil properties in young volcanic ash soil of Nicaragua. *Soil Biol. Biochem.* 33: 1581-1589.
- Johnson, R.A., and Wichern, D.W. 1992. *Applied multivariate statistical analysis*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs.
- Johnston, K., Ver Hoef, J.M., Krivoruchko, K., and Lucas, N. 2001. Using ArcGIS Geostatistical Analyst. GIS by ESRI, pp 300. United States.
- Jongerius, A. 1957. *Morphological Investigations of Soil Structure, Bodemkundige studiea, No.2, Meded. van der Stichting Bodemkartiering, Wageningen*.

- Jurgensen, MF., Harrey, AE., Graham, RT., Page Dum roese, DS., Tann, JR., Larse, MJ., and Jain, TB. 1996. Impact of timber harvesting on soil organic matter, nitrogen productivity and health of Inland Northwest forest. *Forest Science*. 43: 234-240.
- Kandeler, E. and Eder, G. 1993. Effect of cattle slurry in grassland on microbial biomass an on activities of various enzymes. *Biology and Fertility of Soils*. 16: 249-254.
- Kandeler, E., Gerfield, E., and Soborik, M. 1994. Microbial biomass, N mineralization and the activities of various enzymes in relation to nitrate leaching and root distribution in a slurry-amended grassland. *Biology and Fertility of Soils*. 23: 299-306.
- Karlen, D.L. and Scott, D.E. 1994. A framework for evaluating physical and chemical indicators of soil quality. pp. 53-2. In J.W. Doran et al (ed) *Defining soil quality for a sustainable environment*. SSSA Spec. Publ. 35. SSSA, Madison, WI.
- Karlen, D.L., Wollenhaupt N.C., Erbach, D.C., Berry, E.C., Swan, J.B., Eash, N.S., and Jordahl, J.L. 1994. Crop residue effects on soil quality following 10-years of no till corn. *Soil Science Society of America Journal*. 61:4-10.
- Karlen, D.L., Mausbach, M.J., Doran, J.W., Cline R.G., Harris, R.F., and Schuman, G. E. 1997. Soil quality: A concept, definition, and framework for evaluation. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61: 4-10.
- Karlen, D.L., Gardner, J.C., and Rosek, M.J. 1998. A soil quality framework for evaluating the impact of CRP. *J. Prod. Agric.* 11: 56-60.
- Karlen, D.L., Rosek, M.J., Gardner, J.C., Allan, D.L., Alms, M.J., Bezdicek, D.F., Flock, M., Huggins, D.R., Miller, B.S., and Staben, M.L. 1999a. Conservation reserve program effects on soil quality indicators. *J. Soil Water Conserv.* 54: 438-444.
- Karlen, D.L., Andrews, S.S., and Mitchell, J.P. 1999b. A soil quality index for vegetable production. *Annual Meeting Abstracts*, pp. 219. ASA-CSSA-SSSA, Inc., Madison, WI.
- Kawaguchi, S., Peyara, S.M., and Yamada, Y. 1995. Soil properties and enzyme activity along narrow topographic environments of Salva series soils in Bangladesh. *Institud of Tropical Agriculture*. 18: 71-79.
- Kay, B.D. 1990. Rates of change of soil structure under different cropping systems. *Adv. Soil Sci.* 12: 1-52.
- Kelting, D.L., Burger, J.A., Patterson, S.C., Aust, W.M., Miwa, M., and Trettin, C.C. 1999. Soil quality assessment in domesticated forests – a southern pine example. *For. Ecol. Manage.* 122: 167-185.

- Kemper, W.D., and Rosenau, R.C. 1984. Soil cohesion as affected by time and water content. *Soil Science Society of America Journal*. 48: 1001-1006.
- Kemper, W.D., and Rosenau, R.C. 1986. Aggregate stability and size distribution. *Methods of Soils Analysis. Part 1. Physical and Mineralogical Methods-Agronomy Monograph no. 9*. 2nd ed. Agronomy Society of America. Madison, WI: 425-441.
- Kennedy, A.C., and Papendick, R.I. 1995. Microbial characteristics of soil quality. *J. Soil Water Conserv.* 50: 243-248.
- Kheyrabi, D., and Monnier, G. 1968. Etude expérimentale de l'influence de la composition granulométrique des terres sur leur stabilité structurale. *Annales Agronomiques*. 19: 129-152.
- Kiniry, L. N., Scrivner, C. L., and Keener, M. E. 1983. A soil productivity index based upon predicted water depletion and root growth. *Missouri Agric. Exp. Sta. Res. Bull.* 1051, Columbia, MO.
- Kjeldhal. 1969. Métodos analíticos de la Estación Experimental del Zaidín. CSIC. Granada.
- Klein, T.M., and Koths, J.S. 1980. Urease, protease and acid phosphatase in soil continuously cropped to corn by conventional or non-tillage methods. *Soil Biology and Biochemistry*. 12: 293-294.
- Kögel-Knabner, I., Zech, W., Hatcher, P.G., and de Leeuw, J.W. 1991. Fate of plant components during humification in forest soils: evidence from structural characterization of individual biomacromolecules. En: *Advances in Soil Organic Matter Research: The Impact on Agriculture and the Environment*. (Wilson, W. S. ed.). The Royal Society of Chemistry: Cambridge, pp. 61-70.
- Kögel-Knabner, I. 1993. Biodegradation and humification processes in forest soils. En *Soil Biochemistry Vol. 8* (J.M. Bollag, G. Stotzky, Eds.), pp. 101-134. Marcel Dekker, Inc. New York.
- Knicker, H., Almendros, G., González-Vila, F.J., Lüdemann, H.D., and Martín, F. 1996. ¹³C and ¹⁵N NMR analysis of some fungal melanins in comparison with soil organic matter. *Soil Biol. Biochem.* 23: 1023-1028.
- Kononova, M.M. 1961. *Soil Organic Matter*. Pergamon Press, New York.
- Kononova, M. 1966. *Soil Organic Matter*. Pergamon Press. London. pp. 544.
- Kononova, M.M. 1982. *Materia Orgánica del Suelo. Su Naturaleza, Propiedades y Métodos de Investigación*. Oikos-Tau ediciones: Barcelona.
- Köpen, W. 1936. *Grundris der klimakunde*. 3. Aufl. Berlin & Leipzig.

- Kruskal, J.B. 1964. Multidimensional scaling by optimising goodness of fit to a nonmetric hypothesis. *Psychometrika*. 29: 1–27.
- Kuhnt, G., and Muntau, H. 1992. European reference soils for sorption testing. *Fresenius Environmental Bulletin*. 1: 589-594.
- Kumada, K. 1955. Absorption spectra of humic acids. *Soil and Plant Food*. 1: 29-30.
- Kumada, K., and Sato, O. 1962. Chromatographic separation of green humic acid from podsol humus. *Soil Sci. Plant Nutr.* 8: 31-33.
- Kumada, K., and Hurst, H.M. 1967. Green humic acid and its possible origin as a fungal metabolite. *Nature*. 214: 631-633.
- Kumada, K., and Sato, O. 1967. Studies on the chemical properties of P type humic acid. *Trans. Int. Symp. Humus et Planta*. 4: 131-133.
- Kumada, K., and Sato, O. 1980. Characteristics of the green fraction of P type humic acids. *Soil Sci. Plant Nutr.* 26: 309-316.
- Kumada, K. 1987. *Chemistry of Soil Organic Matter*. Japan Scientific Societies Press and Elsevier Science Publishers. Tokyo.
- Labrador, J. 1996. *La Materia Orgánica en los Agrosistemas*. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Mundi Prensa: Madrid.
- Ladd, J.N., and Butler, J.H.A. 1972. Short-term assays of soil proteolytic enzyme activities using protein and dipeptide derivatives as substrates. *Soil Biology and Biochemistry*. 4: 19-30.
- Lal, R. 1976. Soil erosion problems on Alfisols in western Nigeria. Part I-V. *Geoderma*. 16: 366-431.
- Lal, R., Vleeschauwer, D. and Nganje, R.M. 1980. Changes in properties of a newly cleared Alfisol as affected by mulching. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 66: 827-832.
- Lal, R. and Akinremi, O.O. 1983. Physical properties of earthworm casts and surface soil as influenced by management. *Soil Sci.* 135: 116-122.
- Lal, R. 1989. Soil degradation and conservation of tropical rain forest. In *Changing the Global Environment*. Botkin DB, Caswell MF, Estes JE, Orio AA (eds). Academic Press. pp 135-153.
- Lal, R. and Stewart, B.A. 1990. Soil Degradation: A Global Threat. En: R. Lal and B.A. Stewart (eds.) *Soil Degradation*, pp XIII-XVII. *Advances in Soil Science*, vol 11, Soil Degradation, Springer-Verlag, New York, USA.
- Lal, R. 1991. Soil conservation and biodiversity. In D.L. Hawksworth (ed) "The Biodiversity of Microorganisms and Invertebrates: Its Role in Sustainable Agriculture", CAB International, Wallingford, U.K. pp 89-104.

- Lal, R. and Shukla, M.J. 2004. Principles of soil physics. New York.
- Lambe, T.W. 1960. The structure of compacted clays. Trans. Am. Soc. Civil Engrs. Reprint Paper, pp 30-41.
- Lambert, M.J., 1984. The use of foliar analysis in fertilizer research. In: Grey, D.C., Schonau, A.P.G., Schutz, C.J. (Eds.), Symposium on Site Productivity of Fast Growing Plantations. South African For. Res. Inst. Pretoria, South Africa. pp. 269-291.
- Larson, W.E., and Pierce, F. J. 1991. Conservation and enhancement of soil quality. In "Evaluation for Sustainable Land Management in the Developing World." Vol. 2, Technical Papers (J. Dumanski, E. Pushparajah, M. Latham, and R. Myers, Eds.), pp. 175-203. Proc. Int. Workshop, Chiang Rai, Thailand, pp 15-21. Int. Board for Soil Res. and Management, Bangkok.
- Larson, W.E., and Pierce, F.J. 1994. The dynamics of soil quality as a measure of sustainable management. In "Defining Soil Quality for a Sustainable Environment" (J. W. Doran, D. C. Coleman, D. F. Bezdicek, and B. A. Stewart, Eds.), pp. 37-51. SSSA Spec. Publ. No. 35, Soil Sci. Soc. Am., Inc., and Am. Soc. Agron., Inc., Madison, WI.
- Lavelle, P. and Pashanasi, B. 1989. Soil macrofauna and land management in Peruvian Amazonia. *Pedobiologia*. 33: 283-291.
- Le Bissonnais, Y. 1988. Analyse des mécanismes de désagrégation et de la mobilisation des particules de terre sous l'action des pluies. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans.
- Le Bissonnais, Y. 1995. Soil characteristics and aggregate stability. En: Agassi, M. (Ed.), Soil erosion, conservation and rehabilitation. Ed. Marcel Dekker, Inc. New York, Basel, Hong Kong.
- Le Bissonnais, Y., and Le Souder, C. 1995. Mesurer la stabilité structurale des sols pour évaluer leur sensibilité à la battance et à l'érosion. *Etude et Gestion des Sols* 2 : 43-55.
- Le Bissonnais, Y., Montier, C., Jamagne, M., Daroussin, J. and King, D. 2001. Mapping erosion risk for cultivated soils in France. *Catena*. 46: 207-220.
- Leblanc, D., and Olivier, Ph. 1984. Role of strike-slip faults in the Betic-Rifian orogeny. *Tectonophysics*. 101: 345-355.
- Lee, K.E. 1985. Earthworms: Their ecology and relationships with soils and land use. Academia Press, Sydney, Australia.
- Lee, K.E., and Foster, R.C. 1991. Soil fauna and soil structure. *Aust. J. Soil Res.* 29: 745-775.

- Leenheer, J.A. 1980. Origin and nature of humic substances in the waters of the Amazon River Basin. *Acta Amazonica*. 10: 513-526.
- Leirós, MC., Gil-Sotres, F., Trasar-Cepeda, C., and Seoane, S. 1997. Intra-annual variation in the biological properties of native soils of Galicia (Northwest Spain). En N. Senesi, TM. Miano (Eds). *Matter and Energy Fluxes in the Anthropogenic Environment*. Seleservice. Bari.
- Leirós, M.C., Trasar-Cepeda, C., Seoane, S., Gil-Sotres, F. 2000. Biochemical properties of acid soils under climax vegetation (Atlantic oakwood) in area of the European temperate-humid zone (Galicia, NW Spain): general parameters. *Soil Biology & Biochemistry*. 32: 733-745.
- Leita, L., de Nobili, M., Muhlbachova, G., Mondini, C., Marchiol, L., and Zerbi, G. 1995. Bioavailability and effects of heavy metals on soil microbial biomass survival during laboratory incubation. *Biology and Fertility of Soils*. 19: 103-108.
- Lemenih, M., Karlton, E., and Olsson, M. 2005. Assessing soil chemical and physical property responses to deforestation and subsequent cultivation in smallholders farming system in Ethiopia. *Agric. Ecosyst.*
- Lenhord, G. 1956. The dehydrogenase activity in soil as a measure of the activity of soil microorganisms. *Zeitschrift für Pflanzenernährd und Bodenkunde*. 73:1-11.
- Levy, G., Van Der Watt, H., du Plessis, H.M. 1988. Effect of sodium-magnesium and sodium-calcium systems on soil hydraulic conductivity and infiltration. *Soil Science*. 146: 303-310.
- Levy, G., Ben-Hur, M., Agassi, M. 1991. The effect of polyacrylamide on runoff, erosion, and cotton yield from fields irrigated with moving sprinkler systems. *Irrigation Science* 12.
- Levy, G.J., and Torrento, J.R. 1995. Clay dispersion and macroaggregate stability as affected by exchangeable potassium and sodium. *Soil Sci*. 160: 352-358.
- Liebig, M.A., Doran, J.W., and Gardner, J.C. 1996. Evaluation of a field test kit for measuring selected soil quality indicators. *Agron. J.* 88: 683-686.
- Liebig, M.A., and Doran, J. W. 1999. Impact of organic production practices on soil quality indicators. *J. Environ. Qual.* 28: 1601-1609.
- Limo-Ortega, A., Sayre, KD., Francis, CA., and Drijber, RA. 2002. Soil attributes in a furrow-irrigated bed planting system in northwest Mexico. *Soil Till. Res.* 63: 123-132.
- Linden, D.R., Hendrix, P.F., Coleman, D.C., and van Vliet, P.C.J. 1994. Faunal indicators of soil quality. pp. 91-106. In J.W. Doran et al. (ed) *Defining soil quality for a sustainable environment*. SSSA Spec. Publ. 35. SSSA, Madison, WI.

- List, R.J. 1971. Smithsonian meteorological tables, Sixth revised edition, Smithsonian Miscellaneous Collections. Volume 114. Smithsonian Institution Press. Washington.
- Little, I.P. 1989. A dispersibility index for soils and its dependence on other soil properties tested with a group of soils from the Lockyer Valley Uplands, Qld, and the lower Namoi Valley, N.S.W. *Aust. J. Soil Res.* 27: 493-509.
- Lüdemann, H.D., Lentz, H., and Martín, J.P. 1982. Carbon-13 nuclear magnetic resonance spectra of some fungal melanins and humic acids. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 46: 957-962.
- Lynch, J.M., and Panting, L.M. 1980. Cultivation and the soil biomass. *Soil Biol. Biochem.* 12: 29-33.
- Llopis Llado, N. 1955. Observaciones geológicas y morfológicas en el N de Almería. *Publ. Arch. Inst. Acl.* IV: 7-55.
- MacCarthy, P., and Rice, J.A. 1985. Spectroscopic methods (other than NMR) for determining functionality in humic substances. En: *Humic Substances in Soil, Sediment, and Water* (Aiken, R. G.; Mcknight, D. M.; Wershaw, R. L.; MacCarthy, P., eds.). Wiley: New York. pp 527-559.
- Mac Gillavry, H.J. and Geel, T. 1963. Note préliminaire sur la série géologique des environs de Vélez Rubio (Sud de l' Espagne). *Livre mém. P. Fallot, t. I.* pp 169-256.
- Maillard, M.L.C. 1916. Synthèse des matières humiques par action des acides aminés sur les sucres réducteurs. *Ann. Chim.* 5: 258-317.
- Mandelbrot, B.B. 1982. *The fractal geometry of nature*. San Francisco: W.H. Freeman & Co.
- Maraun, M., and Scheu, S. 1996. Seasonal changes in microbial biomass and activity in leaf litter layers of beech (*Fagus sylvatica*) forests on a basalt-limestone gradient. *Pedobiologia.* 40:21-31.
- Martín, F. 1970. Estudio de la material orgánica de tierras negras andaluzas. I: ácidos húmicos. *Anal. Edad. Agrob.* 29:453-461.
- Martínez, J. 1981. Estudio edafológico de las Sierras de Orce y María. Tesis Doctoral. Univ. Murcia.
- Mac Gillavry, H.J. 1964. Speculations based upon a comparison of the stratigraphies of the different tectonic units between Vélez Rubio and Moratalla. *Geol. en Mijnb.* 43: 299-309.
- Magyar, P. 1933. The phytosociological bases for the forestation of sandy areas. *Erdeszeti kiserletek.* 35: 199-227.

- MAPA. 1994. Métodos oficiales de análisis. Vol 3. Ed. Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación. Madrid.
- Margules, C. and Usher, UB. 1981. Criteria used in assessing wildlife conservation potential: a review. *Biological Conservation*. 21: 79-109.
- Marshman, NA., and Marshall, KC. 1991. Bacterial growth on proteins in presence of clay minerals. *Soil Biology and Biochemistry*. 13: 127-134.
- Martens, R. 1995. Current methods for measuring microbial biomass C in soil: potential and limitations. *Biology and Fertility of Soils*. 19: 87-99.
- Martínez, S.J. 1987. Estudio edafológico de las Sierras de Orce y María. Tesis. Universidad de Murcia.
- Mayhew, M., and Alessi, S. 1998. Unraveling the stakeholder dialogue of pest management. In "Bugs in the System: Redesigning the Pesticide Industry for Sustainable Agriculture" (W. Vorley and D. Keeney, Eds.), pp. 136-168. Earthscan Publ. Ltd., London.
- Mbagwu, J.S.C., Piccolo, A., and Mbila, MO. 1993. Water-stability of aggregates of some tropical soils treated with humic substances. *Pedologie*. 43: 269-284.
- McGhie, D.A., Posner, A.M. 1980. Water repellence of a heavy textured western Australia surface soil. *Australian Journal of Soil Research*. 18: 309-323.
- McGill, W.B., and Paul, EA. 1976. Fractionation of soil and ¹⁵N-nitrogen to separate the organic and clay interactions of immobilised-N. *Can. J. Soil Sci.* 56: 203-212.
- Mehta, N.C., Streuli, H., Muller, M., and Deuel, H. 1960. Role of polysaccharides in soil aggregation." *J. Sci. Food Agric.* 11: 40-47.
- Méndez, J., y Lojo, M.I. 1972. Humus. Universidad de Salamanca.
- Merlet, D. 1971. Mise au point technique concernant l'extraction et la caractérisation des composés organiques présents dans les sols. Centre de Pédologie Biologique. CNRS. Nancy, doc n° 15.
- Metzger, L., Levanon, D., Mingelgrin, U. 1987. The effect of sewage sludge on soil structural stability: microbiological aspects. *Soil Science Society Am Journal*. 51: 346-351.
- Meuzelaar, H.L.C., Haider, K., Nagar, B.R., Martín, J.P. 1977. Comparative studies of pyrolysis-mass spectra of melanins, model phenolic polymers, and humic acids. *Geoderma*. 17: 239-252.
- Michaels, A.S. 1959. Physico-chemical properties of soils: soil water systems. *Proc. Am. Soc. Civil Engrs. J. Soil Mech. Found. Div.* 85: 91-102.

- Middleton, H.E. 1930. Properties of soils which influence soil erosion. USDA Tech. Bull. 178, Washington, D.C., 16 pp.
- Miralles, I., Ortega, R., Cantón, Y., and Asensio, C. 2002. Degradación del suelo por exceso de sales y su relación con la topografía en un área del sur de España. *Agrochimica*. 46: 270–279.
- Mokhtaruddin, A.M., and Norhayati, M. 1995. Modification of soil structure of sand tailings: I. Preliminary study on the effect of organic amendment and iron on soil aggregation. *Pertanika J. Trop. Agric. Sci.* 18: 83-88.
- Monnier, G. 1965. Action des matières organiques sur la stabilité structurale des sols. Thèse de Doctorat, Université de Paris VII. 140 pp.
- Montero de Burgos, J.L., y Gonzales Rebollar, J.L. 1983. Diagramas bioclimáticos. ICONA. Madrid. 380 pp.
- Montgomery, D.C. 1994. Applied statistics and probability for engineers. John Wiley & Sons, Inc. New York.
- Moore, I.D., and Burch, G.J. 1985. Physical basic of the lenght-slope Factor in the Universal Soil Loss Equation. *Soil Sci Soc Am J.* 50: 1294-1298.
- Moore, I.D., and Burch, G.J., and Mackenzie, D.H. 1988. Topographic effects on the distribution of surface soil water and the location of ephemeral gullies. *American Society of Agricultural Engeneers.* 31: 1098-1107.
- Moore, DM., and Reynolds, RC. 1989. X-Ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals. Oxford University Press. New York.
- Moore, I.D., Grayson, R.B., and Ladson, A.R. 1991. Digital Terrain Modelling: a review of hydrological, geomorfological and biological aplications. *Hydrological Processes.* 5: 3-30.
- Morel, R. 1996. Les sols cultivés. 2e édition. Lavoisier Technique & Documentation. Paris.
- Moreno Calvillo, I. 1981. Contribución al conocimiento hidrogeológico de las Sierras de María y del Mahimón (prov. de Almería). Tesis de Licenciatura, Univ. de Granada, pp 194.
- Moreno Calvillo, I., Pulido Bosch, A. y Fernández Rubio, R. 1983. Hidrogeología de las Sierras de María y del Mahimón (Provincia de Almería). *Boletín Geológico y Minero de España.* XCIV-IV: 321-338.
- Moreno Cayuela, F. 1983. Las aguas del Mahimón-Sierra de María. Recursos y posibilidades de aprovechamientos en la Vega de los Vélez. *Revista Velezana.* 2: 67-77.

- Mroz, G.D., Jurgensen, M.F., and Frederick, D.J., 1985. Soil nutrient changes following whole tree harvesting on tree northern hardwood sites. *Soil Science Society of America Journal*. 49: 1552-1557.
- Mullar-Harvey, I., Juo, A.S.R., and Wilde, A. 1985. Soil C, N and P after forest clearance: mineralization rates and spatial variability. *J. Soil Sci.* 36: 585-591.
- Müller-Wegener, U. 1988. Interaction of humic substances with biota. En: *Humic Substances and Their Role in the Environment* (Frimmel, F. H.; Christman, R. F., eds.). Wiley: Chichester, pp 179-192.
- Mummey, DL., Stahl PD., and Buyer, JS. 2002. Microbial biomarkers as an indicator of ecosystem recovery following surface mine reclamation. *Appl. Soil Ecol.* 21: 251-259.
- Munevar, F., and Wollum, A.G. 1977. Effects of the addition of phosphorus and inorganic nitrogen on carbon and nitrogen mineralization in Andepts from Columbia. *Soil Science Society of America Journal*. 41: 540-545.
- Munsell Color Company. 1990. *Munsell Soil Color Charts*. Munsell Color Co., Baltimore, MD.
- Mutatkar, V.K., and Pritchett, W.L. 1967. Effects of added aluminium on some soil microbial processes and on the growth of oats (*Avena sativa*) in Arredondo fine sand. *Soil Science*. 103: 39-46.
- Nadelhoffer, K.J., Giblin, A.E., Shaner, G.R., and Laundie, J.A. 1991. Effects of temperature and substrate quality on element mineralization in six arctic soils. *Ecology*. 72: 242-253.
- Nambiar, E.K.S. 1997. Sustained productivity of forests as a continuing challenge to soil science. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 60: 1629-1642.
- Nannipieri, P., Ceccanti, B., Cervelli, S., and Matarese, E. 1980. Extraction of phosphatase, urease, proteases, organic carbon and nitrogen from soil. *Soil Science Society of America Journal*. 44: 1011-1016.
- Nannipieri, P. 1984. Microbial biomass and activity measurement in soils: ecological significance. M.T. Klug and C.A. Reddy (Eds). *American Society for microbiology*. Washington.
- Nannipieri, P., Grego, S., and Ceccanti, B. 1990. Ecological significance of the biological activity in soils. In: Bollag J.M. and Stotzky G. (Eds.). *Soil Biochemistry*, Vol 6. Marcel Dekker, New York, pp. 203-355.
- Nannipieri, P., Landi, L., Badalucco, L., 1995. La capacità metabólica e la qualità del suolo. *Agronomia*. 29: 312-316.
- Narain P., Singh R., and Singh K. 1990. Influence of forest cover on physio-chemical and site characteristics in Doon valley. *Indian Forester*. 116: 900-916.

- Nardi, S., Cocheri, G., and Dell'Agnola, G., 1996. Biological activity of humus. In: Piccolo, A. (Ed.), *Humic Substances in Terrestrial Ecosystems*. Elsevier, Amsterdam, pp. 361–406.
- National Research Council. 1993. "Soil and Water Quality: An Agenda for Agriculture." Natl. Acad. Press, Washington, DC.
- Nearing, M.A., Bradford, J.M., and Holtz, R.D. 1987. Measurement of waterdrop impact pressures on soil surfaces. *Soil Science Society of America Journal*. 51: 1302-1306.
- Neinhuis, C., and Barthlott, W. 1997. Characterisation and distribution of water repellent, self-cleaning plant surfaces. *Annals of Botany*. 79: 667-677.
- Nickles, R., and Brouwer. 1904. Sur l'existence de phénomènes de charriage en Espagne dans la zone subbétique. *Bull. Soc. Géol.* 4: 223-247.
- Nieto, J.M., Perez La Torre, A., y Cabezudo, B. 1991. Biogeografía y series de vegetación de la provincia de Málaga (España). *Acta Botanica Malacitana*. 16(2): 417-436.
- Nogueira, MA., Albino, UB., Brandao-Junior, O., Braun, G., Cruz, MF., Dias, BA., Duarte, RTD., Gioppo, NMR., Menna, P., Orlandi, JM., Raiman, MP., Rampazo, LGL., Santos, MA., Silva, MEZ., Vieira, FP., Torezan, JMD., Hungria, M., and Andrade, G. 2006. Promising indicators for assessment of agroecosystems alteration among natural, reforested and agricultural land use in southern Brazil. In Press. *Agriculture, Ecosystems and Environment*.
- Oades, J.M. 1984. Soil organic matter and structural stability: Mechanisms and implications for management. *Plant Soil*. 76: 319-337.
- Oades, J.M. 1989. An introduction to organic matter in mineral soils. En *Minerals in soil environments* (J.B. Dison, S.B. Weeds, Eds.), pp. 89-159. Soil Science Society of America, Madison, Wisconsin.
- Oades, J.M., and Waters, A.G. 1991. Aggregate hierarchy in soils. *Aust. J. Soil Res.* 29: 815-828.
- Ocio, J.A. 1990. La biomasa microbiana como agente de las transformaciones de nitrógeno en el suelo tras el enterrado de paja de cereal. Tesis Doctoral. Universidad Autónoma de Madrid.
- Odum, F.P. 1969. The strategy of ecosystem development. *Science*. 164: 262-270.
- Odum, F.P. 1985. Trends expected in stressed ecosystems. *Biosciencie*. 35: 419-422.
- Ohtoven, R. 1994. Accumulation of organic matter along a pollution gradient: application of Odum's theory of ecosystem energetics. *Microbial Ecology*. 27: 43-55.

- O'Loughlin, E.M. 1986. Prediction of surface saturation zones in natural catchments by topographic analysis. *Water Resources Research*. 22: 794-804.
- Olsen, J.K., and Bell, L.C. 1990. A glasshouse evaluation of critical N and P concentrations and N: P ratios in various plant parts of six eucalypt species. *Aust. J. Bot.* 38: 281-298.
- Ortega Pérez, R. 2006. Suelos y color superficial en áreas semiáridas: Desierto de Tabernas. Tesis Doctoral. Universidad de Almería.
- Ortigosa, M.M. 2004. Variabilidad espacial de la estabilidad estructural del suelo en zonas semiáridas. Implicaciones hidrológicas. Escuela Politécnica Superior. Universidad de Almería.
- O'Toole, P., Morgan, M.A., and McGarry, S.J. 1985. A comparative study of urease activities in pasture and tillage soils. *Communications in Soil Science and Plant Analysis*. 16: 759-773.
- Oyonarte, C., Pérez-Pujalte, A., Delgado, G., Delgado, R., and Almendros, G. 1994. Factors affecting soil organic matter turnover in Mediterranean ecosystems from Sierra de Gador (Spain): an analytical approach. *Commun. Soil Sci. Plant Anal.* 25: 1929-1945.
- Pagedumroese, D., Jurgensen, M., Elliot, W., Rice, T., Nesser, J., Collins, T., and Meurisse, R. 2000. Soil quality standards and guidelines for forest sustainability in northwestern North-America. *For. Ecol. Manage.* 138: 445-462.
- Paim, S., Linhares, L.F., Mangrich, A.S., and Martín, J.P. 1990. Characterization of fungal melanins and soil humic acids by chemical analysis and infrared spectroscopy. *Biol. Fertil. Soils*. 10: 72-76.
- Palumbo, P. 1979. La cavità paleocarsiche cretacicche dell'Apennino Campano. *Mineralogía e Geochemica*. Tesis de Laurea. Universidad Nápoles.
- Panabokke, C.R., and Quirk, J.P. 1957. Effect of initial water content on stability of soil aggregates in water. *Soil Science*. 83: 185-195.
- Pankhurst, C.E., Doube, B.M., and Gupta, V.V.S.R. 1997. Biological indicators of soil health: synthesis. In: Pankhurst, C.E., Doube, B.M., Gupta, V.V.S.R. (Eds), *Biological Indicators of Soil Health*. CAB International, New York, pp. 419-435.
- Papendick, R.I. 1991. In: *International Conference on the Assessment and Monitoring of Soil Quality: Conference Report and Abstracts*. Rodale Institute, Emmaus, PA.
- Papendick, R.I., and Parr, J.F. 1992. Soil Quality: The key to a Sustainable Agriculture. *American Journal o Alternative Agriculture*. 7: 2-3.

- Pariante, S. 2001. Soluble salts dynamics in the soil under different climatic conditions. *Catena* 43, 307.
- Parkin, T.B., Doran, J.W., and Franco-Vizcaino, E. 1996. Field and laboratory tests of soil respiration. pp. 231-245. In: J.W. Doran and A.J. Jones (ed) *Methods for assessment of soil quality*. SSSA. Spec. Publ. 49. SSSA, Madison, WI.
- Parkinson, D., and Paul, E.A. 1982. Microbial biomasa. En: *Methods of Soil Análisis, Part 2: Chemical and Microbiological Properties*, pp 821-830. ASA-SSSA, Madison.
- Parmelee, R.W., Wentzel, R.S., Phillips, C.T., Simini, M., and Checkai, R.T. 1993. A soil microcosm for testing the effects of chemical pollutants on soil fauna communities and trophic structure. *Environ. Toxicol. Chem.* 12: 1477-1486.
- Párraga Martínez, J. y Aguilar, J. 1981. Estudio edáfico de la Dehesa del Camarote. Sierra Nevada (Granada). I. Características macro y micromorfológicas. *Anales de Edafología y Agrobiología*. XL: 775-796.
- Parton, W.J., Schimel, D.S., Cole, C.V., and Ojima, D.S. 1987. Analysis of factors controlling soil organic matter levels in Great Plains grasslands. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 1173-1179.
- Paul, E.A., and Van Veen, J.A. 1978. *Ll'eme Cong. I.S.S.S., Symposia papers*, 3: 61-102.
- Paul, E.A., and Clark, F.E. 1989. *Soil microbiology and biochemistry*. Academic Press, New York.
- Paustian, K., Collins, H.P., and Paul, E.A. 1997. Management controls on soil carbon. In « *Soil Organic Matter in Temperate Agroecosystems* », pp 15-49.
- Payne, D. 1973. Soil structure, tilth and mechanical behaviour. In E.W. Russell (ed.) *Russell's soil conditions and plant growth*. 1th. ed. Essex: Longman Scientific and Technical, pp 479-519.
- Payne, D. 1988. Soil Structure, tilth and mechanical behaviour. In E.W. Russell (ed.) *Russell's soil conditions and plant growth*. 11th. Ed. Essex: Longman Scientific and Technical, pp 479-519.
- Payne, D. 1992. Estructura del suelo, laboreo y comportamiento mecánico. En: Urbano, P., Rojo, C. (Eds.), *Condiciones del suelo y desarrollo de las plantas según Russell*. Ediciones Mundi-Prensa. Madrid, pp.
- Pearcy, R.W., Ehleringer, J., Mooney, H.A., and Rundel, P.W. 1989. *Plant Physiological Ecology: Field Methods and Instrumentation*. Radiation and light measurements. pp. 95-116. In: Chapman and Hall. New York.

- Pennock, D.J., and Van Kessel, C. 1997. Clear-cut forest harvest impacts on soil quality indicators in the mixedwood forest of Saskatchewan, Canada. *Geoderma*. 75: 13-32.
- Pérez-Mateos, M., and González-Carcedo, S. 1987. Effect of fractionation on location of enzyme activities in soil structural units. *Biology and Fertility of Soils*. 1: 153-159.
- Pérez-Mateos, M., González-Carcedo, S., and Busto-Núñez, M.D. 1988. Extraction of catalase from soil. *Soil Science Society of America Journal*. 52: 408-411.
- Perfect, E., Kay, B.D., van Loon, W.K.P., Sheard, R.W., and Pojasok, T., 1990. Rate of change in structural stability under forages and corn. *Soil Science Society Am Journal*. 54: 179-186.
- Perie, C., and Munson, AD. 2000. 10-Year responses of soil quality and conifer growth to silvicultural treatments. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64: 1815-1826.
- Perucci, P., Scarponi, L., and Monotti, M. 1988. Interference with soil phosphatase activity by maize herbicidal treatment and incorporation of maize residues. *Biology and Fertility of Soils*. 6: 286-291.
- Perucci, P. 1992. Enzyme activity and microbial biomass in a field soil amended with municipal refuse. *Biology and Fertility of Soils*. 1: 111-115.
- Pesek, J. 1994. Historical perspective. In "Sustainable Agriculture Systems." (J. L. Hatfield and D. L. Karlen, eds.), pp. 1-19. CRC Press, Boca Raton, FL.
- Peterson, J.B. 1947. Calcium linkage, a mechanism in soil granulation. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 12: 29-34.
- Pevear, DR., and Mumpton, FA. 1989. Quantitative Minerals Analysis of Clay. CMS Workshop Lectures. Vol 1. The Clay Minerals Society. Evergreen. Colorado.
- Pierce, F.J., Larson, W.E., and Dowdy, R.H. 1984. Soil loss tolerance: Maintenance of long-term soil productivity. *J. Soil Water Conserv.* 39: 136-138.
- Pierson, F.B., and Mulla, D.J. 1990. Aggregate stability in the Palouse Region of Washington: Effect of landscape position. *Soil Science Society of America Journal*. 54: 1407-1412.
- Postel, S. 1994. Carrying capacity: Earth's bottom line. In "State of the World, 1994" (L. R. Brown et al., Eds.), pp. 3-21. W. W. Norton, New York.
- Powers, R.F., Tiarks, AE., and Boyle, JR. 1998. Assessing soil quality: Practicable Standards for sustainable forest productivity in the United States. pp. 7-14. In E.A. Davidson et al. (ed.) *The contribution of soil science to the development of and implementation of criteria and indicators of sustainable forest management*. SSSA Spec. Publ. 53. SSSA, Madison, WI.

- Powlson, D.S., and Jenkinson, D.S. 1976. The effects of biocidal treatments on metabolism in soil. II. Gamma irradiation, autoclaving, air-drying and fumigation. *Soil Biology and Biochemistry*. 8: 179-188.
- Powlson, D.S., Brookes, P.C., and Christensen, B.T. 1987. Measurement of soil microbial biomass provides an early indication of changes in total soil organic matter due to straw incorporation. *Soil Biology and Biochemistry*. 19: 159-164.
- Prasad, P., Basu, S., and Behera, N. 1994. A comparative account of the microbial characteristics of soils under natural forest, grassland and crop field from Eastern India. *Plant and Soil*. 175: 85-91.
- Prieto Fernández, A. 1996. Ecosistemas forestales quemados: dinámica del nitrógeno y de la biomasa microbiana edáfica. Tesis doctoral. Universidad de Santiago de Compostela.
- Pritchett, W.L., and Fisher, R.F. 1987. Properties and management of forest soils. 2nd ed. John Wiley and Sons, New York.
- Proyecto LUCDEME. Hoja 973, Hoja 974, Hoja 951, Hoja 952. 1991.
- Puigdefábregas, J. 1993. Comprender la dinámica del paisaje. *Ecosistemas*, pp 22-27.
- Quirk, J.P., and Panabokke, C.R. 1962. Incipient failure of soil aggregates. *J. Soil Sci.* 13: 60-70.
- Rasiah, V., Kay, B.D. and Perfect., E. 1992. Evaluation of selected factors influencing aggregate fragmentation using fractal theory. *Can J. Soil Sci.* 72: 97-106.
- Rasiah, V., Perfect, E. and Kay, B.D. 1995. Linear and non-linear estimates of fractal dimension for soil aggregate fragmentation. *Soil Sci. Soc. Amer. J.*, 59: 83-87.
- Rasmussen, P., Collins, H.P., and Smiley, R.E. 1989. Long-term management effects on soil productivity and crop yields in semi-arid regions of eastern Oregon. Station Bulletin 675, USDA-ARS and Oregon State University, Pendleton, USA.
- Rastin, N., Rosenplänter, K., and Hüttermann, A. 1988. Seasonal variation of enzyme activity and their dependence on certain soil factors in a beech forest soil. *Soil Biology and Biochemistry*. 20: 637-642.
- Rastin, N., Schlechte, G., and Hüttermann, A. 1990a. Soil macrofungi and some soil biological, biochemical and chemical investigations on the upper and lower slope of a spruce forest. *Soil Biology and Biochemistry*. 22: 1039-1047.
- Rastin, N., Schlechte, G., y Hüttermann, A. 1990b. Seasonal fluctuations of some biological and biochemical soil factors and their dependence on certain soil factors on the upper and lower slope on a spruce forest. *Soil Biology and Biochemistry*. 22: 1049-1061.

- Reganold, J.P., Elliott, L.F., and Unger, Y.L. 1987. Long-term effects of organic and conventional farming on soil erosion. *Nature*. 330: 370-372.
- Reiners, W.A. 1968. Carbon dioxide evolution from the floor of three Minnesota forests. *Ecology*. 49: 471-483.
- Rhoton, F.E., and Lindbo, D.L. 1997. A soil depth approach to soil quality assesment. *J. Soil Water Conserv.* 52: 66-72.
- Rice, C.W., Moorman, T., and Beare, M. 1996. Role of microbial biomass carbon and nitrogen in soil quality. pp. 203-215. In J.W. Doran and A.J. Jones (ed) *Methods for assessing soil quality*. SSSA Spec. Publ. 49. SSSA, Madison, WI.
- Rich, P.M. 1989. A manual for analysis of hemispherical canopy photography. Los Alamos National Laboratory Report, LA-11733-M.
- Richards, L.A. 1954. Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. V. s. salinity laboratory. V.S. Dept. Agric.Handbook, 60.
- Rich, P.M. 1990. Characterizing plant canopies with hemispherical photography. Instrumentation for studying vegetation canopies for remote sensing in optical and thermal infrared regions. *Remote Sensing Reviews*. 5:13-29.
- Rilling, M.C., Wright, S.F., and Eviner, V.T. 2002. The role of arbuscular mycorrhizal fungi and glomalin in soil aggregation: comparing effects of five plant species. *Plant Soil*. 238: 325-333.
- Rivas Martínez, S. 1984. Pisos bioclimáticos de España. *Lazaroa*. 5: 33-43.
- Rivas Martínez, S. 1987. Memoria del mapa de series de vegetación de España 1:400.000. Madrid. ICONA.
- Rivas-Martínez, S., Asensi, A., Molero Mesa, J., y Valle, F. 1991. Endemismos vasculares de Andalucía. *Rivasgodaya*. 6: 5-76.
- Rivas Martínez, S. 1996. Geobotánica y Bioclimatología. Discurso del Acto de Investidura como Doctor Honoris Causa. Publ. Universidad de Granada.
- Rivas-Martínez, S. y Loidi, J. 1999. Ier Ibericum A.D. MIN. *Itinera Geobotanica*. 13: 49-68.
- Robertson, E.B., Sarig, S., Firestone, M.K. 1991. Cover crop management of polysaccharides-mediated aggregation in an orchard soil. *Soil Science Society Am Journal*. 55: 734-739.
- Roep, Th.B. 1971. Paleozoic, Mesozoic, Tertiary and Quaternary geology (stratigraphy, sedimentology and sedimentary petrography) of the Xiquena area, prov. Murcia-Almería, SE Spain.

- Roep, Th.B. 1974. The Hercynian diastrophism in the Betic of Málaga, SE Spain: a discussion. *Geol. Mijnb.* 53: 245-247.
- Rolston, D.E., Harper, L.A., Mosier, A.R., and Duxbury, A.R. 1993. Agricultural Ecosystem Effects on Trace Gases and Global Climate Change. *Am. Soc. Agronomy Spec. Publ.* 55, Madison, WI.
- Römken, M.J.M., Prasad, S., Whisler, F.D. 1990. Erodibility of selected clay subsoils in relation to physical and chemical properties. *Soil Science Society of America Journal.* 41: 954-960.
- Römken, M.J.M., Prasad, S., Whisler, F.D. 1990. Surface sealing and infiltration. En: Anderson, M.G., Burt, T. (Eds.), *Process study in hillslope hydrology*, pp 127-17. J. Wiley and Sons, Chichester.
- Rosenfeld, A., and Kak, A.C. 1982. *Digital Picture Processing*, 1. Academic Press, New York.
- Rosenquist, I.Th. 1959. Physico-chemical properties of soils: soil water systems. *Proc. Am. Soc. Civil Engs., J. Soil Mech. Found. Div.* 85: 31-53.
- Ross, D.J. 1965. Effects on air-dry, refrigerated and frozen storage on activities of enzymes hydrolyzing sucrose and starch in soils. *Journal of Soil Science.* 16: 86-94.
- Ross, D.J. 1970. Effects of storage on dehydrogenase activity of soils. *Soil Biology and Biochemistry.* 2: 55-61.
- Ross, D.J., Speir, T.W., Tate, K.R., Cairns, A., Meyrick, K.F., and Pansier, E.A. 1982. Restoration of pasture after topsoil removal: effect on soil carbon and nitrogen mineralization, microbial biomass and enzyme activities. *Soil Biology and Biochemistry.* 14: 575-581.
- Ross, D.J., McQueen, D.J., and Kettles, H.A. 1994. Land rehabilitation under pasture on volcanic parent materials: changes in soil microbial biomass and C and N mineralization. *Australian Journal of Soil Research*, 32: 1321-1327.
- Ross, D.J., Speir, T.W., Kettles, H.A., and Mackay, A.D. 1995a. Soil microbial biomass, C and N mineralization and enzyme activities in a hill pasture: influence of season and slow-release P and S fertilizer. *Soil Biology and Biochemistry.* 27: 1431-1443.
- Ross, D.J., Speir, T.W., Kettles, H.A., Tate, K.R., y Mackay, A.D. 1995b. Soil microbial biomass, C and N mineralization and enzyme activities in a hill pasture: influence of grazing management. *Australian Journal of Soil Research* 32: 943-959.
- Rossi, R.E., Mulla, D.J., Journel, A.G., and Franz, E.H.. 1992. Geostatistical tools for modelling and interpreting ecological spatial independence. *Ecol. Monogr.* 62: 277-314.

- Rubio, J.L., and A., Calvo. 1996. Mechanisms and processes of soil erosion by water in Mediterranean Spain. pp. 37-48. In J. L. Rubio and A. Calvo (ed.) Soil degradation and desertification in Mediterranean environments. Geoforma, Logroño, Spain.
- Ruíz-Cruz, MD. 1994. Diagenetic development of clay and related minerals in deep water sandstones (S. Spain): Evidence of lithological control. *Clay Minerals*. 29: 93-104.
- Russell, E.W. 1934. The interaction of clay with water and organic liquid as measured by specific volume changes and its relation to the phenomenon of crumb formation in soils. *Phil. Trans. Roy. Soc. Ser. A*. 233: 361-390.
- Russell, E.W. 1971. Soil Structure: Its maintenance and improvement. *J. Sol Sci*. 22: 137-151.
- Saá, A., Trasar-Cepeda, M.C., Gil-Sotres, F., and Carballas, T. 1993. Changes in soil phosphorus and phosphatase activity immediately following forest fires. *Soil Biology and Biochemistry*. 25: 1223-1230.
- Sagan, C. 1992. To avert a common danger. *Parade Magazine*, March. 1: 10-14.
- Sahani, U., and Behera, N. 2001. Impact of deforestation on soil physicochemical characteristics, microbial biomass and microbial activity of tropical soil. *Land Degrad. Develop.* 12: 93-105.
- Saiz-Jiménez, C., and de Leeuw, J.W. 1987. Nature of plant components identified in soil humic acids. *Sci. Total Environ.* 62: 115-119.
- Sakamoto, K., and Oba, Y. 1994. Effect of fungal to bacterial biomass ratio on the relationship between CO₂ evolution and total soil microbial biomass. *Biology and Fertility of Soil*. 17: 39-44.
- Salamanca, EF., Raubuch, M., and Joergensen, RG. 2002. Relationships between soil microbial indices in secondary tropical forest soils. *Appl. Soil Ecol.* 21: 211-219.
- Salomon, M. 1962. Soil aggregation-organic matter relationships in redtop-potato rotations. *Soil Science Society of America Proceedings*. 26: 51-54.
- Sánchez Marañón, M. 1992. Los suelos del Macizo de Sierra Nevada. Evaluación de su capacidad de uso. Universidad de Granada. Tesis Doctoral.
- Sánchez Marañón, M., Soriano, M., Delgado, G., and Delgado, R. 2002. Soil Quality in Mediterranean Mountain Environments: Effects of Land Use Change. *Soil Science Society of America Journal*. 66: 948-957.
- Sánchez-Marañón, M., Martín-García, J.M., Aranda-Sanjuán, V., Rosúa-Campos, J.L., and Delgado R. 2005. SEM-image comparison of microaggregates with different stabilities in ski piste soils. *Geophysical Research Abstracts*, Vol. 7.

- Sanders, D.W. 1992. International activities in assessing and monitoring soil degradation. *Am. J. Alternative Agric.* 7: 17-24.
- Sanroque, P., Rubio, J.L., and Izquierdo, L., 1990. Relationship among erodibility, parent material and soil type in areas of the Valencia Province (Spain). *Soil Technol.* 3: 373-384.
- Santruckova, H. 1992. Microbial biomass, activity and soil respiration in relation to secondary succession. *Pedobiologia.* 36: 341-350.
- Saratchandra, S.U., Perrott, K.W., and Upsdell, M.P. 1984. Microbiological and biochemical characteristics of a range of New Zealand soils under established pasture. *Soil Biology and Biochemistry.* 16: 177-183.
- Sarrantonio, M., Doran, J.W., Liebig, M.A., and Halvorson, J.J. 1996. On-farm assessment of soil quality: A soil health scorecard. In "Methods for Assessing Soil Quality" (J. W. Doran and A. J. Jones, Eds.), SSSA Spec. Soil Sci. Soc. Am. 49: 83-105.
- Sato, O., and Kumada, K. 1967. The chemical nature of the green fraction of P type humic acid. *Soil Sci. Plant Nutr.* 13: 121-122.
- Savage, S.M., Osborn, J., Letey, J., and Heaton, C. 1972. Substances contributing to fire-induced water repellency in soil. *Soil Science Society of America Proceedings.* 36: 674-678.
- Scarsbrook, C.E. 1965. Nitrogen availability. En: W.V. Bartholomew, F.E. Clark (eds) *Soil Nitrogen.. Agronomy.* 10: 481-502, Soil Science Society of America, Madison, USA
- Schimel, D.S. 1986. Carbon and nitrogen turnover in adjacent grassland and cropland ecosystems. *Biogeochemistry.* 2: 345-357.
- Schnitzer, M., and Khan, S.U. 1972. *Humic substances in the environment.* Marcel Dekker: New York.
- Schnitzer, M. 1974. The methylation of humic substances. *Soil Sci.* 117: 94-102.
- Schnitzer, M. 1978. Humic substances: chemistry and reactions. En: *Soil Organic Matter* (Schnitzer, M.; Khan S. U., eds.). Elsevier: Amsterdam, pp. 1-64.
- Schnitzer, M., 1978. Recent finding on the characterization of humic substances extracted from widely differing climatic zones. In: *Soil organic matter studies.* IAEA, 2: 117-132.
- Schnitzer, M., and Khan, S.U. 1978. *Soil Organic Matter.* Elsevier Scientific Publishing Company. New York.

- Schnitzer, M. 1989. Binding of humic substances by soil mineral colloids. In P.M. Huang and M. Schnitzer (eds.) Interactions of soil minerals with natural organics and microbes. SSSA Special Publication no. 17, Madison, Wisconsin: Soil Science Society of America, Inc, pp. 77-101.
- Schnitzer, M. 1991. Soil organic matter. The next 75 years. *Soil Science*. 151(1): 41-58.
- Schrader, S., Joschko, M., Kula, H., and Larink, O. 1995. Earthworm effects on soil fabric with emphasis on soil stability and soil water movement. In: K.H. Hartge and B.A. Stewart (eds) "Soil Structure: Its Development and Functions." CRC/Lewis Publishers, Boca Raton, FL: 109-133.
- Schroeder, D. 1984. Soils. Facts and Concepts. Int. Potash Institute. Bern, Switzerland.
- Schoemaker, H.E., Tuor, U., Muheim, A., Schmidt, H.W.H., Leisola, M.S.A. 1991. White rot degradation of lignin and xenobiotics. En: Biodegradation. Natural and Synthetic Materials (Betts, W. B., ed.). Springer-Verlag: London, pp 157-173.
- Schoenholtz, S.H., Vanmiegroet, H., and Burger, J.A. 2000. A review of chemical and physical-properties as indicators of forest soil quality. Challenges and opportunities. *For. Ecol. Manage.* 138: 335-356.
- Schulten, H.R. 1995. The three-dimensional structure of soil organo-mineral complexes studied by analytical pyrolysis. *J. Anal. Appl. Pyrolysis*. 32: 111-126.
- Schultz, L.G. 1964. Quantitative interpretation of mineralogical composition from X-ray and chemical data from Pierre Shale. Geological Survey Professional Paper No. 391. C.U.S. Government Printing Office. Washington, DC.
- Schulze, E.D., and Mooney, H.A. 1994. Biodiversity and ecosystem function. Springer-Verlag, New York.
- Schwaigghofer, R., and Muller, HW. 1987. Mineralogy and genesis of the Pugu Hill Kaolin deposit. Tanzania. *Clay Minerals*. 22: 401-409.
- Scott, D.F., and Van Wyk, D.B. 1990. The effects of wildfire on soil wettability and hidrological behaviour of an afforested catchment. *Journal of Hydrology*. 121: 239-256.
- Scott, H.D. 2000. Soil Physics. Agricultural and Environmental applications. Iowa State University Press. Ames, pp 430.
- Senesi, N., Miano, T.M., Martín, J.P. 1987. Elemental functional infrared and free radical characterization of humic acid-type fungal polymers (melanins). *Biol. Fertil. Soils*. 5: 120-125.
- Sevink, J., Imenson, A.C., Verstraten, J.M. 1989. Humus form development and hillslope runoff, and the effects of fire and management, under Mediterranean forest in N.E. Spain. *Catena*. 16: 461-475.

- Shainberg, I., Alperovitch, N., and Dern, R., 1988. Effect of magnesium on the hydraulic conductivity of sodic smectites-sand mixtures. *Clays Clay Miner.* 36: 432-438.
- Shaxson, T.F. 1998. Concepts and indicators for assessment of sustainable land use. pp. 11-19. In H. P. Blume et al. (ed.). *Towards sustainable land use, Vol. I, Adv. GeoEcol.* 31. Catena Verlag, Reiskirchen, Germany.
- Smith, J.L., and Doran, J.W. 1996. Measurement and use of pH and electrical conductivity for soil quality analyses. pp. 169-185. In J.W. Doran and A.J. Jones (ed.) *Methods for assessing soil quality.* SSSA Spec. Publ. 49. SSSA, Madison, WI.
- Smith, J.L., Halvorson, J.J., and Papendick, R.I. 1993. Using multiple-variable indicator Kriging for evaluating soil quality. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 57: 743-79.
- Smith, O.H., Petersen, G.W., and Needelman, B.A. 2000. Environmental Indicators of Agroecosystems. *Advances in Agronomy.* 69: 75-97.
- Smolander, A., and Mälkönen, E. 1994. Microbial biomass C and N in limed soil of Norway spruce stands. *Soil Biology and Biochemistry.* 26: 503-509.
- Singer, M.J., and Munns, D.N. 1996. *Soils: An Introduction: Upper Saddle River, NJ,* Prentice Hall, pp 480.
- Singer, M.J., and S. A. Ewing. (2000). Soil quality. p. G271-G298. In M.E. Summer (ed) *Handbook of soil science.* CRC Press Inc., Boca Raton, FL.
- Singer, M.J., and Sojka, R.E. 2001. Soil quality. pp. 312-314. In McGraw-Hill yearbook of science and technology. 2002. McGraw-Hill. New York.
- Singh, K.K., Colvin, T.S., Erbach, D.C., and Mughal, A.Q. 1990. Tilth index: an approach towards soil condition quantification. *Am. Soc. Of Agric.* pp. 90-1040. Eng., St. Joseph, MO.
- Singh, KP, and Tripathy, SK. 1992. Restoration of degraded forest system. In *Restoration of Degraded Land: Concept and Strategy,* Singh JS (ed). Meerut.
- Skujins, J. 1976. Extracellular enzymes in soil. *CRC. Critical Reviews in Microbiology.* 4: 383-421.
- Smart, P. 1975. Soil microstructure. *Soil Sci.* 119 :385-393.
- Smart, P. 1979. Microstructure. Manipulation. In: *The Encyclopedia of Soil Science.* Part. 1^a. Fairbridge R. D. y Finkl Ch. Eds. Dowden, Hutchinson and Ross. Inc. pp 300-306.
- Soediono, H. 1971. Geological investigations in the Chirivel area, province of Almeria, SE Spain. Thesis, Amsterdam, pp 143.

- Soil Conservation Service (1972). Soil survey laboratory methods and procedures for collecting soil samples. V.S. Dept. Agric.
- Soil Survey Division Staff. 1993. Soil Survey Manual. Agriculture Handbook 18. USDA. Washington.
- Soil Survey Staff. 1999. Soil Taxonomy: A Basic System of Soil Classification for Making and Interpreting Soil Surveys. Agricultural handbook, N° 436. USDA, Washington, DC.
- Sojka, R.E., and Upchurch, D.R. 1999. Reservations regarding the soil quality concept. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63: 1039-1054.
- Sojka, R.E., Upchurch, D.R., and Borlaug, N.E. 2003. Quality soil management or soil quality management: performance versus semantics. *Advances in Agronomy.* 79: 1-68.
- Soong, N.K. 1977. Soil aggregation in Peninsular Malaysia soils and its influence on growth of *Pueraria phaseoloides*. In *Proceedings conference on chemistry and fertility of tropical soils*. Malaysian Society of Soil Science, pp. 38-49.
- Soong, N.K. 1980. Influence of soil organic matter on soil aggregation of soils in Peninsular Malaysia. *J. Rubb. Res. Inst. Malaysia*, 28: 32-46.
- Souchier, B. 1971. Evolution des sols sur roches cristallines à l'étage montagnard (Vosges). Tesis Doc., Univ. Nancy I. pp 134.
- Spaans, EJA., Baltissem, GAM., Bouma, Miedema, R., Lansu, ALE., Schoonderbeek E., and Wielemaker, WG. 1989. Changes in physical properties of young and old volcanic surface soils in Costa Rica after clearing of tropical rain forest. *Hydrological process.* 3: 383-392.
- Sparling, G.P., Brandenburg, S.A., and Zhu, Ch. 1994. Microbial C and N in revegetated wheat belt soils in Western Australia: estimation in soil, humus and leaf-litter using the ninhydrin method. *Soil Biology and Biochemistry.* 26:1179-1184.
- Spehn, E.M., Joshi, J., Schmid, B., Alphei, J., Körner, C., 2000. Plant diversity effects on soil heterotrophic activity in experimental grassland ecosystems. *Plant and Soil* 224, 217-230.
- Speir, T.W. 1977. Studies on a climosequence of soils in tussock grassland. 10. Distribution of urease, phosphatase and sulphatase activities in soil fractions. *New Zealand Journal of Science.* 20: 151-157.
- Speir, T.W., Lee, R., Pansier, E.A., and Cairns, A. 1980. A comparison of sulphatase, urease and proteases activities in planted and in fallow soils. *Soil Biology and Biochemistry.* 12: 281-291.

- Sprent, N. 1987. The ecology of the nitrogen cycle. Cambridge Press, Cambridge.
- Srivastaba, SC., and Singh, JS. 1989. Effects of cultivation of microbial biomass C and N of dry tropical forest soil. *Biology and Fertility of Soils*. 8: 343-348.
- SSSA. 1997. Glossary of Soil Science Terms. Soil Science Society of America. Madison.
- Stanford, G., and Smith, S.J. 1972. Nitrogen mineralization potentials of soils. *Soil Science Society of America Proceedings*. 36: 465-472.
- Statistical Graphics Corporation. 1999. Statgraphics Plus for Windows Version 4. Manugistics, Inc. Rockville, MD.
- Stefanic, G., Eliade, G., and Chirnogeanu, I. 1984. Researches concerning a biological index of soil fertility. En M.P. Nemes, S. Kiss, P. Papacostea, G. Stefanic, M. Russau (Eds.). Fifth Symposium on Soil Biology. Romanian national Society of Soil Science. Bucharest.
- Stefanic, G. 1994. Biological definition, quantifying method and agricultural interpretation of soil fertility. *Romanian Agricultural Research*. 2: 107-116.
- Stevenson, J.L. 1959. Dehydrogenase activity in soils. *Canadian Journal of Microbiology*. 5: 224-235.
- Stevenson, F.J. 1982. Biochemistry of the formation of humic substances. In: *Humus Chemistry*. Wiley & Sons, Inc. New York. pp: 195-220.
- Stevenson, F.J., 1982. *Humus Chemistry: Genesis, Composition, Reactions*. Wiley & Sons Interscience. New York. pp 443.
- Stevenson, F.J. 1986. *Cycles of Soil: Carbon, Nitrogen, Phosphorous, Sulfur, Micronutrients*. Wiley, New York.
- Stevenson, F.J. 1994. *Humus Chemistry : Genesis, Composition, Reactions*. Wiley, New York.
- Storie, R.E. 1933. An index for rating the agricultural value of soils. *Calif. Agric. Exp. Stn. Bull. No. 556*.
- Stork, N.E., and Eggleton, P. 1992. Invertebrates as determinants and indicators of soil quality. *Am. J. Altern. Agric.* 7: 39-47.
- Stotzky, G. 1974. Activity, ecology and population dynamics of microorganisms in soil. En: A. Caskin y H. Lechvalier (eds.) *Microbial Ecology*, pp 57-135. CRC Press, Cleveland, Ohio, USA.
- Suflita, J.M., Bollag, J.M. 1981. Polymerization of phenolic compounds by a soil-enzyme complex. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 45: 297-302.

- Sumner, M.E. 1992. The electrical double layer and clay dispersion. En: Sumner, M.E., Stewart, B.A. (Eds.), *Soil crusting: physical and chemical processes*, pp. 1-31. Lewis, Boca Raton, Florida.
- Swaran, h. and Dand, M. 1980. A Scanning Electron Microscopy evaluation of the fabric and mineralogy of some soils from Malaysia. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 855-861.
- Swift, R.S., and Posner, A.M. 1971. Gel chromatography of humic acid. *Journal of Soil Science*, 22 (2): 237-249.
- Swift, M.J., Heal, O.W., and Anderson, J.M. 1979. *Decomposition in terrestrial ecosystems*. Blackwell, Oxford.
- Tabatabai, M.A. 1982. Soil enzymes. En: *Methods of Soil Analysis, Part 2, Chemical and Microbiological Properties*, pp 903-947. Agronomy Monograph n°9, 2nd Edition, ASA, SSSA, Madison, USA.
- Tajuddin, A. 1992. Influence of organic matter on soil aggregation and erodibility of some Malaysian soils. M.Sc.Agric. Thesis, Universiti Pertanian Malaysia, Malaysia.
- Tate, RL., 1987. *Soil organic matter. Biological and ecological effects*. J Wiley & Sons. New York. pp 291.
- Tate, R.L.Jr. 1995. *Soil Microbiology*. John Wiley, New York.
- Teramura, A.H. 1980. Relationship between stand age and water repellency of chaparral soil. *Bulletin of the Torrey Botanical Club*. 107 (1): 42-46.
- Ternan, J.L., Williams, A.G., González del Tanago, M. 1994. Soil properties and gully erosion in the Guadalajara province, Central Spain. En: Rickson (Ed.), *Conserving our soils resources*, Cambridge, CAB International, pp. 56-67.
- Ternan, J. L., Williams, A. G., Elmes, A., Hartley, R. 1996. Aggregate stability in Central Spain and the role of land management. *Earth Surface Processes and Landforms*. 21: 181-193.
- Terreros, J.F. 1985. *Temas de edafología*. Editorial Librería Central. Zaragoza.
- Tessier, D. 1984. Etude expérimentale de l'organisation des matériaux argileux. These INRA, pp 361.
- Thorntwath, C.W. 1931. The climates of North America according to a new classification. *Geogr. Rev.* 21: 633-655.
- Tinoco Pastor, M.P. 2000. Caracterización molecular de la materia orgánica de suelos afectados por distintos tipos de degradación en la Comunidad de Madrid. Universidad Autónoma de Madrid, Facultad de Ciencias.

- Tisdall, J.M., Oades, J.M. 1979. Stabilization of soil aggregates by the root systems of ryegrass. *Australian Journal Soil Research*. 17: 429-441.
- Tisdall, J.M., Oades, J.M. 1982. Organic matter and water-stable aggregates in soils. *Journal of Soil Science*. 33: 141-163.
- Tisdall, J.M. 1991. Fungal hyphae and structural stability of soil. *Aust. J. Soil Res.* 29: 729-743.
- Tiulin, A.F. 1928. Questions of soil structure. II. Aggregate analysis as method for determining soil structure. *Perm. Agr. Exp. Sta. Div. Agr. Chem. Rep.* 2: 77-112.
- Tobler, W. 1970. A computer movie simulating urban growth in the Detroit region. *Economic Geography*. 46(2): 234-240.
- Torrent, J. 1995. Genesis and properties of the soils of the mediterranean region. *Università degli studi di Napoli Federico II, Napoli, Italy*.
- Toutain, F. 1974. Etude écologique de l'humification dans les hebraies acidiphiles. Thèse Doct. Etat. Univ. de Nancy I. France. pp 124.
- Toutain, F. 1981. Les humus forestiers, structures et modes de fractionnement. *Revue Forest. Fran.* 33(6): 449-465.
- Traina, S.J., Novak, J., Smeck, N.E. 1990. An ultraviolet absorbance method of estimating the percent aromatic carbon content of humic acids. *J. Environ. Qual.* 19: 151-153.
- Trasar-Cepeda, C., Leirós, M.C., Seoane, S., and Gil-Sotres, F. 1996. Search for an index of soil quality on the basis of biological and biochemical properties. In J. Drozd, J. Weber (Eds.). *The Role of Humic Substances in the Ecosystem and in Environmental Protection*. International Humic Substances Society. Wroclaw.
- Trasar-Cepeda, C., Leirós, M.C., Gil-Sotres, F., and Seoane, S. 1997. Intra-annual variation in the enzyme activities of native soils of Galicia (Northwest Spain). In N. Senesi, T.M. Miano (Eds). *Matter and Energy Fluxes in the Anthropogenic Environment*. Seleservice. Bari.
- Trasar-Cepeda, C., Leirós, M.C., Gil-Sotres, F., and Seoane, S. 1998. Towards a biochemical quality index for soils: an expression relating several biological and biochemical properties. *Biology and Fertility of Soils*. 26: 100-106.
- Trasar-Cepeda, C., Leiros, M.C., Gil-Sotres, F. 2000. Biochemical properties of acid soils under climax vegetation (Atlantic oakwood) in an area of the European temperate-humid zone (Galicia, NW Spain): specific parameters. *Soil Biology and Biochemistry*. 32: 747-755.
- Trasar-Cepeda, C., Leirós, M.C., Gracia, F., Gil-Sotres, F. 2003. Soil biochemical properties as indicators of soil quality. In: *Preserving Soil Quality and Soil Biodiversity*. M.C. Lobo and J.J. Ibáñez, eds. IMIA-CSIC. Madrid.

- Trevors, J.T. 1984a. Rapid gas chromatographic method to measure H₂O₂ oxidoreductase (catalase) activity in soil. *Soil Biology and Biochemistry*. 16: 525-526.
- Trevors, J.T. 1984b. Dehydrogenase activity in soil: a comparison between the INT and TTC assay. *Soil Biology and Biochemistry*. 16: 673-674.
- Troll, C. and Pfaffen, K. 1964. Die Jahreszeitenklimata der Erde. *Erdkunde*. 18: 1-28.
- Truman, C.C., Bradford, J.M., Ferris, J.E. 1990. Antecedent water content and rainfall energy influence on soil aggregate breakdown. *Soil Science Society of America Journal*. 54: 1385-1392.
- Turco, R.F., Kennedy, A.C., and Jawson, M.D. 1994. Microbial indicators of soil quality. pp 73-90. In J.W. Doran et al. (ed) *Defining soil quality for a sustainable environment*. SSSA Spec. Publ. 35. SSSA, Madison, W.I.
- Tyurin, IV. 1936. Materiales para el estudio comparativo de los métodos de determinación del carbono orgánico en los suelos. *Probl. Sov. Pochvoved.*, sub. 2.
- UNEP. 1982. *World Soil Policy*. United Nations Environmental Program. Nairobi. Kenya.
- Uset, A. and Borroto, M. 2001. A modeling-GIS approach for assessing irrigation effects on soil salinisation under global warming conditions. *Agr. Water Manage* 50, 53.
- Valmaseda, M., Martínez, A. T., Almendros, G. 1989. Contribution by pigmented fungi to P-type humic acid formation in two forest soils. *Soil Biol. Biochem*. 21: 23-28.
- Van de Fliert, J.R., Graven, H., Hermes, J.J. and De Smet, M.E.M. 1980. On stratigraphic anomalies associated with major transcurrent faulting. *Eclogae geol. Helv*. 73(1): 223-237.
- Vance, E.D., Brookes, P.C., and Jenkinson, D.S. 1987a. Microbial biomass measurements in forest soils: determination of K_c values and tests of hypothesis to explain the failure of the chloroform fumigation-incubation method in acid soils. *Soil biology and biochemistry*. 19: 689-696.
- Vance, E.D., Brookes, P.C., and Jenkinson, D.S. 1987b. Microbial biomass measurements in forest soils: the use of the chloroform fumigation-incubation method in strongly acid soils. *Soil biology and biochemistry*. 19: 697-702.
- Vance, E.D., Brookes, P.C., and Jenkinson, D.S. 1987c. An extraction method for measuring soil microbial biomass C. *Soil biology and biochemistry*. 19: 703-707.

- Vanhala, P., and Ahtiainen, J.H., 1994. Soil respiration. ATP content and photobacterium toxicity test as indicators of metal pollution in soil. *Environmental Toxicology and Water Quality*. 9: 115-121.
- Varadachari, C., and Ghosh, K. 1984. On humus formation. *Plant and Soil*, 77: 305-313.
- Vedy, J.C., 1973. Relations entre le cycle biogéochimique en milieu acide. Thèse Doc. État Univ. Nancy. pp 116.
- Visser, S., and Parkinson, D. 1992. Soil biological criteria as indicators of soil quality: soil microorganisms. *American Journal of Alternative Agriculture*. 7: 33-37.
- Voermans, F.M., Geel, T. and Baena, J. 1978. Memoria y Mapa Geológico de la Hoja 1:50.000 (Vélez Rubio), pp 47, I.G.M.E., Madrid.
- Voermans, F.M., Baena, J. and Guzman, J.L. 1979. Memoria y Mapa Geológico de la Hoja 1:50.000 (Chirivel), pp 46, I.G.M.E., Madrid.
- Von Mersi, W., and Schinner, F. 1991. An improved and accurate method for determining the dehydrogenase activity of soils with idonitrotetrazolium chloride. *Biology and Fertility of Soils*. 11: 216-220.
- Voroney, R.P. 1983. Decomposition of crop residues. Ph. D. Thesis. University of Saskatchewan. Canada.
- Walsh, S.J. 1985. Geographic information systems for natural resources management. *J. Soil Water Conserv.* 40:202-205.
- Walter, H. and Lieth, H. 1967. Klimadiagram Weltatlas. Ed. G. Fischer. Jena.
- Walter, H. 1970. Vegetationszonen und Klima. Stuttgart.
- Walter, G., Wander, M.M., and Bollero, G.A. 1997. A farmer-centered approach to developing information for soil resource management: The Illinois Soil Quality Initiative. *Am. J. Altern. Agric.* 12: 64-72.
- Walter Checa, G. 2002. Identificación y caracterización de la materia orgánica en suelos hidrofóbicos de ambientes semiáridos. Proyecto de Ingeniería Técnica Agrícola. Escuela Politécnica Superior. Universidad de Almería.
- Wander, M.M., and Bollero, G.A. 1999. Soil quality assessment of tillage impacts in Illinois. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 63: 961-971.
- Wang, X., and Z. Gong. 1998. Assessment and analysis of soil quality changes after eleven years of reclamation in subtropical China. *Geoderma*. 81: 339-355.
- Wardle, D.A. 1992. A comparative assessment of factors which influence microbial biomass carbon and nitrogen levels in soils. *Biological Reviews*. 67: 321-358.

- Wardle, D.A., and Ghani, A. 1995. A critique of the microbial metabolic quotient (qCO_2) as a bioindicator of disturbance and ecosystem development. *Soil Biology and Biochemistry*. 27: 1601-1610.
- Warkentin, B.P., and Fletcher, H.F. 1977. Soil quality for intensive agriculture. In Proc. Int. Sem. on Soil Environ. and Fert. Manage. in Intensive Agric. Soc. Sci. Soil and Manure, pp. 594-598. Natl. Inst. of Agric. Sci., Tokyo.
- Warrick, A.W., Myers, D.E., and Nielsen, D.R. 1986. Geostatistical methods applied to soil science. p. 53-82. In A. Klute (de.) *Methods of soil analysis. Part 1*. 2nd ed. Agron. Monogr. 9. ASA and SSSA, Madison, WI.
- Watanabe, K., and Hayano, K. 1995. Seasonal variation of soil protease activities and their relation to proteolytic bacteria and bacillus spp. in paddy field soil. *Soil Biology and Biochemistry*. 27:197-203.
- Weetall, H.H., Weliky, N., and Vango, S.P. 1965. Detection of microorganisms in soil by their catalytic activity. *Nature (London)*. 206: 1019-1021.
- Weissman, S. and Kune, Ch. 1994. Microbial activity in treating oil contaminated soil under field and controlled conditions. *Augew. Botany*. 68: 137-142.
- Wenzel, W.W., Pollak, M.A., Riedler, Ch., Zischka, R.R. and Blum, W.E.H. 1995. Influence of site conditions and heavy metals on enzyme activities of forest topsoils. *Ecologie*. 25: 211-215.
- Wershaw, R.L. 1985. Application of nuclear magnetic resonance spectroscopy for determining functionality in humic substances. En: *Humic Substances in Soil, Sediment, and Water* (Aiken, R. G.; Mcknight, D. M.; Wershaw, R. L.; MacCarthy, P., eds.). Wiley: New York, pp 561-582.
- West, A.W., Sparling, G.P., Speir, T.W., and Wood, J.M. 1988. Comparison of microbial C, N-flush and ATP, and certain enzyme activities of different textured soils subject to gradual drying. *Australian Journal of Soil Research*. 26: 217-229.
- Wild, A. 1992. *Condiciones del suelo y desarrollo de las plantas según Russell*. Ediciones Mundi-Prensa. Madrid. pp 1030.
- Wilson, M.A., Hatcher, P.G. 1988. Detection of tannins in modern and fossil barks and in plant residues by high-resolution solid-state ^{13}C nuclear magnetic resonance. *Org. Geochem*. 12: 539-546.
- Williams, W.R. 1935. Thesis of tenacity and cohesion in soil structure. *Pedology* 30: 755-762.
- Wischmeier, W.H., Mannering, L.V. 1969. Relation of soil properties to its erodibility. *Soil Science Society of America Proceedings*. 33: 131-137.
- Wischmeier, W.H., and Smith, D.D. 1978. *Predicting rainfall erosion losses-A guide to conservation planning*. Agricultural Handbook 537, USDA, Washington, DC.

- Wood, J. 1996. The Geomorphological Characterisation of Digital Elevation Models.
- World Resources Institute. 1992. New York Times.
- Wun, J., Joergensen, R.G., Pommerening, B., Chausod, R., and Brookes, P.C. 1990. Measurement of soil microbial biomass C by fumigation-extraction – an automated procedure. *Soil Biology and Biochemistry*. 22: 1167-1169.
- Yakovchenko, VI., Sikora, L.J., and Kauffman, D.D., 1996. A biologically based indicator of soil quality. *Biology and Fertility of Soils*. 21: 245-251.
- Yonebayashi, K., and Hattori, T. 1989. Chemical and biological studies on environmental humic acids. II. ¹H-NMR and IR spectra of humic acids. *Soil Sci. Plant Nutr.* 35: 383-392.
- Yong, R.M., and Warkentin, B.P. 1975. *Soil Properties and Behaviour, Developments in Geotechnical Engineering n°5*. Elsevier Scientific Publishing Company. Amsterdam. pp 442.
- Young, R.A., and Mutchler, C.K. 1977. Erodibility of some Minnesota soils. *Journal Soil Water Conserv.* 32: 180-182.
- Zagal, E. 1993. Measurement of microbial biomass in rewetted air-dried soil by fumigation-incubation and fumigation-extraction techniques. *Soil Biol. Biochem.* 25: 553-559.
- Zak, D.R., and Grigal, D.F. 1991. Nitrogen mineralization, nitrification and denitrification in upland and wetland ecosystems. *Oecologia*. 88: 189-196.
- Zak, D.R., Grigal, D.F., and Ohmann, L.F. 1993. Kinetics of microbial respiration and nitrogen mineralization in great lakes forests. *Soil Science Society of America Journal*. 57: 1100-1106.
- Zucker, W.V. 1983. Tannins: Does structure determine function?. An ecological perspective. *Am. Naturalist*. 121: 335-365.