

UNIVERSIDAD DE GRANADA

FACULTAD DE FARMACIA

DPTO. DE EDAFOLOGÍA Y QUÍMICA AGRÍCOLA

Tesis Doctoral



Respuesta Hídrica de Suelos Semiáridos
Marginales sometidos a Distintos
Tratamientos para Repoblación Forestal

Jesús Gutiérrez-Ravé Caballero
Granada, Julio 2007

Esta Memoria titulada *“Respuesta Hídrica de Suelos Semiáridos Marginales sometidos a Distintos Tratamientos para Repoblación Forestal”* pretende resumir y exponer el trabajo de Investigación realizado, en el área de conocimiento de “Edafología y Química Agrícola”, para la obtención del Grado de Doctor, bajo la dirección de los doctores:

Fdo. D. Rafael Delgado Calvo-Flores
(Catedrático)
Dpto. Edafología y Química Agrícola.
Facultad de Farmacia.
Universidad de Granada

Fdo. D. Jesús F^{co} Párraga Martínez
(Prof. Titular)
Dpto. Edafología y Química Agrícola.
Facultad de Farmacia.
Universidad de Granada

Fdo. D. José Luis Díaz Hernández
(Dr en Geología)
IFAPA (Granada)
Junta de Andalucía)

Jesús Gutiérrez-Ravé Caballero
Granada, Julio 2007

Respuesta Hídrica de Suelos Semiáridos
Marginales sometidos a Distintos
Tratamientos para Repoblación Forestal

1. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS	15
1.1 El modelo de Dobson (modelo de conversión de hábitats)	18
1.1.1 Conversión de hábitats y pérdida de diversidad biológica	20
1.1.2 Lecciones de la sucesión primaria	21
1.1.3 Restauración ecológica	23
1.1.4 Perspectivas	25
1.2 El ecosistema mediterráneo	27
1.2.1 La desertificación en el Mediterráneo Europeo	30
1.2.2 Delimitación zonas áridas en el Mundo	39
1.2.3 Razones climatológicas para la presencia de zonas áridas	40
1.2.4 Europa (España)	41
1.3 Características de los suelos de zonas áridas	42
1.3.1 Horizonación	43
1.3.2 Horizontes superficiales	43
1.3.3 Horizontes subsuperficiales	44
1.3.4 Minerales de la arcilla	47
1.3.5 Reacción del suelo	48
1.3.6 Nutrientes para las plantas	49
1.3.7 Erosión eólica	50
1.3.8 Erosión hídrica	52
1.3.9 Propiedades biológicas	54
1.4 Importancia del agua (humedad) del suelo	55
1.4.1 Estado del Problema	58
1.5 Medida de agua (humedad del suelo)	61
1.5.1 Medidas puntuales de perfiles de humedad del suelo	61
1.5.1.1 Método termogravimétrico	62
1.5.1.2 Método de la dispersión de neutrones	62
1.5.1.3 Método de atenuación de rayos gamma	63
1.5.1.4 Método de conductividad eléctrica del suelo	63
1.5.1.4.1 Sondas de conductividad eléctrica	64
1.5.1.4.2 Bloques de resistencia eléctrica	64

1.5.1.4.3 Inducción electromagnética.	65
1.5.1.4.4 Método del tensiómetro.	65
1.5.1.4.5 Método higrométrico.	66
1.5.1.4.6 Método dieléctrico.	66
1.5.1.4.6.1 Sondas de capacitancia.	66
1.5.1.4.6.2 Sondas de reflectometría de dominio de tiempo (TDR).	67
1.6 Comportamiento dieléctrico de microondas del suelo húmedo.	68
1.7 Sistemas de sensores remotos.	70
1.7.1. Plataforma de sensores remotos.	70
1.7.2. Tipos de sensores.	70
1.7.3 Satélites de sensores remotos.	71
1.7.4 Medidas de la humedad superficial del suelo por sensores remotos.	71
1.7.5 Profundidad de observación de sensores remotos.	72
1.7.6 Misión SMOS.	74
1.8. Estimación del agua (humedad) del suelo.	79
1.8.1 Estimación del perfil de la humedad del suelo a partir de medidas puntuales.	79
1.8.2 Estimación del perfil de humedad del suelo a partir de modelos hidrológicos.	80
1.8.3 Asimilación de datos.	83
1.8.3.1 Hard-Updating.	84
1.8.3.2 Kalman-Filtering.	84
1.8.4 Estimación del perfil de humedad del suelo a partir de medidas cercanas a la superficie.	85
1.8.4.1 Aproximación por regresión.	86
1.8.4.2 Aproximación basada en el conocimiento.	90
1.8.4.3 Aproximación del balance de agua.	92
1.8.4.3.1 Input de datos paramétricos.	93
1.8.4.3.2 Datos a partir de condiciones iniciales.	94
1.8.4.3.3 Datos sobre variables de estado hidrológico.	96
1.8.5 Algoritmo de estimación del perfil de humedad del suelo.	101
1.8.5.1. Fase de iniciación.	102
1.8.5.2. Fase dinámica.	102
1.8.5.2.1. Predicción.	103

1.8.5.2.2. Actualización.	104
1.8.5.2.3. Evaluación.	105
2. OBJETIVOS DE LA TESIS.	111
3. CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA.	113
3.1 Localización.	115
3.2 Marco geológico general.	116
3.2.1 Materiales.	117
3.3 Clima.	118
3.3.1 Precipitación.	119
3.3.2 Temperatura.	121
3.3.3 Evapotranspiración.	122
3.4 Relieve.	122
3.5 Edafología.	124
3.6 Vegetación y uso del suelo.	125
3.6.1 Vegetación.	126
3.6.2 Uso del suelo.	127
4. MATERIAL Y MÉTODOS.	131
4.1 Material.	133
4.1.1 Técnicas de laboreo.	133
4.1.1.1 Métodos puntuales.	133
4.1.1.2 Métodos Lineales.	137
4.1.1.3 Métodos Areales.	140
4.1.1.4 Suelo sin Tratamiento (SN).	140
4.1.2 Diseño de la experiencia.	141
4.2 Métodos de campo.	147
4.2.1 Sonda de neutrones.	147
4.2.2 Seguimiento.	152
4.2.3 Lecturas de sonda.	153

4.3 Métodos de Laboratorio.	155
4.3.1 Muestras de los perfiles.	155
4.3.1.1 Materia orgánica.	157
4.3.1.2 Nitrógeno total.	157
4.3.1.3 Fósforo asimilable.	158
4.3.1.4 Carbonato cálcico equivalente.	158
4.3.1.5 pH.	158
4.3.1.6 Bases de cambio.	158
4.3.1.7 Capacidad de cambio.	158
4.3.1.8 Análisis granulométrico.	159
4.3.1.9 Retención de agua a 33 y 1500 KPa (1/3 y 15 atm).	159
4.3.1.10 Conductividad hidráulica.....	160
4.3.1.11 Conductividad eléctrica.	160
4.3.1.12 Difracción de Rayos X (DRX).	160
4.3.2 Muestras de sondeos.	161
4.3.2.1 Determinación gravimétrica del contenido en agua.	161
4.3.2.2 Tamizado (separación de tierra fina y gravas)	161
4.3.2.3 Densidad aparente.	161
4.3.2.4 Determinación volumétrica del contenido en agua.	161
4.3.2.5 Textura.	162
4.3.2.6 Estudio al Microscopio Electrónico de Barrido (MEB).	162
4.3.3 Muestras de la evolución temporal de la capa superficial 0–10 cm.	164
4.4 Métodos de Gabinete.	165
4.4.1 Detección de errores accidentales.	165
4.4.1.1 Errores de tipo humano.	166
4.4.1.2 Errores por omisión de datos.	166
4.4.1.3 Errores por omisión de muestreo.	166
4.4.1.4 <i>Outliers</i> o valores fuera de tendencia.	167
4.4.2 Contraste de lecturas de sonda en puntos con dos sondeos.	167
4.3.2.4 Calibración de la sonda.	168
4.3.2.5 Contraste entre tratamientos.	169

5. LOS SUELOS.	171
5.1 Estudio de los perfiles.	173
5.1.1 Caracteres generales Perfil n° 1 (P-1)	175
5.1.1.1 Descripción de los horizontes del suelo.	176
5.1.1.2 Resultados analíticos.	177
5.1.1.3 Ficha climática del perfil.	178
5.2.1 Caracteres generales Perfil n° 2 (P-2)	179
5.2.1.1 Descripción de los horizontes del suelo.	180
5.2.1.2 Resultados analíticos.	181
5.2.1.3 Ficha climática del perfil.	182
5.3.1 Caracteres generales Perfil n° 3 (P-3).	183
5.3.1.1 Descripción de los horizontes del suelo.	184
5.3.1.2 Resultados analíticos.	185
5.3.1.3 Ficha climática del perfil.	186
5.4.1 Caracteres generales Perfil n° 4 (P-4).	187
5.4.1.1 Descripción de los horizontes del suelo.	188
5.4.1.2 Resultados analíticos.	189
5.4.1.3 Ficha climática del perfil.	190
5.2 Comentario de los perfiles estudiados.	191
5.3 Caracterización “edáfica” de los puntos de sondeo.	195
6. LECTURAS PAREADAS Y CALIBRACIÓN.	205
6.1 Seguimiento de lecturas pareadas.	207
6.2 Calibración.	215
6.2.1 Calibración por texturas.	219
6.2.2 Calibración por horizontes (10–140 cm).	222
6.2.3 Calibración Global (10–140 cm).	224
6.2.4 Calibración del horizonte superficial (0–10 cm).	225
6.2.4.1 Calibración del horizonte superficial con muestras de superficie (0–10 cm).	225
6.2.4.2 Calibración del horizonte superficial con muestras de sondeo (capa arable).	228
7. MEDIDAS DE HUMEDAD.	233

7.1 Datos de lectura de sonda a lo largo del seguimiento.	235
7.2 Perfiles hídricos (obtenidos a partir de lecturas de sondeo).	236
7.2.1 Estimación de datos omitidos: datos superficiales.	238
7.2.2 Estimación de datos omitidos: datos profundos.	239
7.3 Perfiles hídricos (obtenidos a partir de humedad)	243
7.4 Evolución temporal.	246
7.4.1 Estimación de datos del contenido de humedad omitidos.	246
4.4.1.1 Horizonte 0–10 cm.	246
4.4.1.2 Horizonte 60–70 cm.	249
4.4.1.3 Horizonte 130–140 cm.	251
7.5 Valor medio del contenido de humedad por parcelas.	255
7.6. Tendencias observadas en la evolución temporal.	257
7.7 Evaluación de la respuesta hídrica de suelos semiáridos marginales sometidos a distintos tratamientos del suelo.	260
7.7.1 Evolución temporal de la humedad según los tratamientos del suelo.	261
7.7.2 Análisis comparativo entre tratamientos.	262
8. ESTUDIO CON MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO.	265
8.1 Ultramicrofábrica.	267
8.1.1 Suelo inalterado (sondeo Z, 0–10 cm, siglas: 96053001).	268
8.1.2 Suelo inalterado (sondeo Z, 40–50 cm, siglas: 96053005).	279
8.1.3 Suelo con tratamiento lineal (sondeo 5, 0–10 cm, siglas: 97013001).	287
8.1.4 Suelo con tratamiento lineal (sondeo 5, 50–60 cm, siglas: 97013006).	297
8.1.5 Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 0–10 cm, siglas: 96042501).	305
8.1.6 Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 50–60 cm, siglas: 96042506).	313
8.2 Tamaño de poros y partículas.	321
8.2.1 Diámetro máximo de poros.	321
8.2.2 Diámetro máximo de partículas.	330
8.3 Funcionalidad entre variables de la fábrica y la humedad.	339
8.4 Resultados relevantes obtenidos con el estudio de Microscopio Electrónico de Barrido.	345

9. CONCLUSIONES.	347
10. BIBLIOGRAFÍA.	353
11. ANEXOS.	

1. ANTECEDENTES BIBLIOGRÁFICOS

Los impactos que el hombre ejerce en el medio tienen lugar en una amplia escala temporal y espacial. Con frecuencia son noticia cambios ecológicos dramáticos e inmediatos en grandes áreas, aunque normalmente presentan un ámbito restringido en el paisaje. Otros cambios tales como la contaminación industrial, la deforestación y la conversión de habitats naturales en paisajes agrícolas e industriales se producen crónicamente en grandes regiones de cada continente. Todas estas actividades antropogénicas alteran el hábitat disponible para la mayoría de las especies y originan una reducción de la biodiversidad.

Allí donde ocurren cambios medioambientales catastróficos, el impacto se ejerce principalmente de modo instantáneo en la biodiversidad, aunque los efectos residuales pueden durar varios años. En contraste, las transformaciones de habitats a largo plazo pueden tener lugar a lo largo de escalas de tiempo mucho mayores conforme ciertas especies vayan quedando individualmente amenazadas, y con el tiempo queden extinguidas. Sin embargo, la escala y magnitud de estas perturbaciones es comparable con frecuencia a desastres naturales de los que los ecosistemas naturales normalmente se recuperan (Fig. 1.1). La ecología de la restauración y la fitorremediación se pueden integrar con la biología de la conservación con el fin de acelerar la recuperación de los ecosistemas naturales ante los cambios antropogénicos locales o de mayor amplitud. Desde la perspectiva de la conservación es esencial que la restauración se emprenda antes de que haya pérdidas sustanciales de biodiversidad; es crucial también que la

limpieza posterior a accidentes industriales tengan mínimo impacto en ella. En ambos casos, muchos de los enfoques más innovadores y económicamente viables para resolver estos problemas se apoyan en el aprovechamiento de procesos naturales de los ecosistemas que intervienen en los diferentes componentes de la biodiversidad.

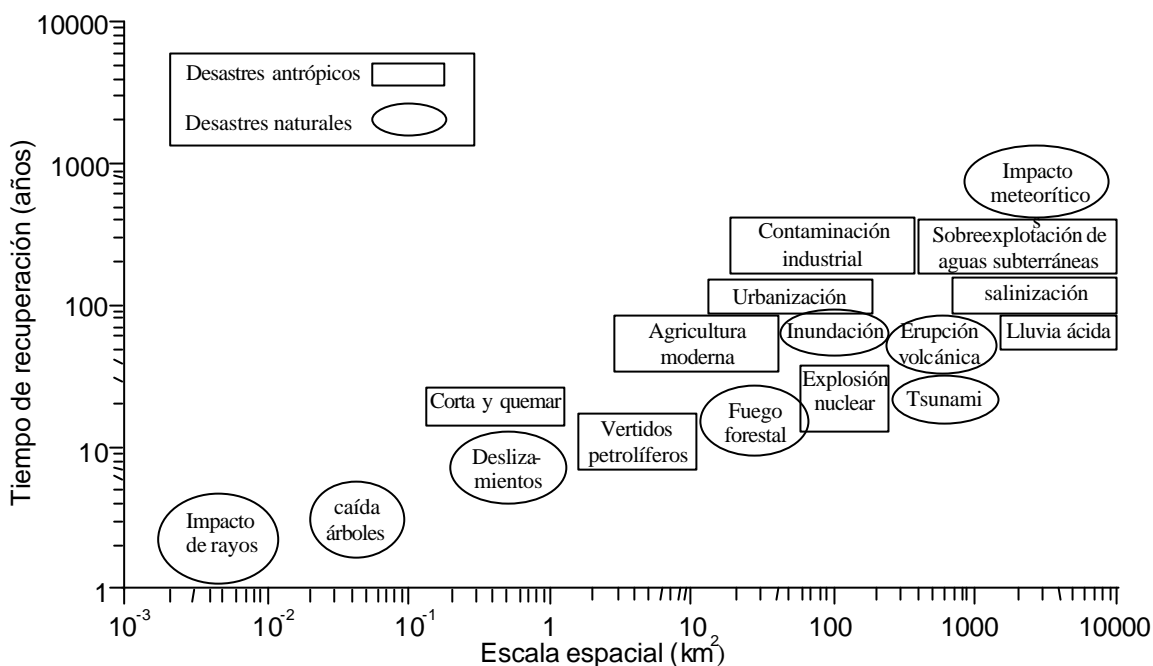


Fig. 1.1 Relación entre escala espacial de desastres naturales y antrópicos y su tiempo de recuperación aproximado (basado en datos de Pimentel et al., 1986; Skole y Tucker, 1993; Luh y Pimm, 1993).

La transformación de hábitats es la mayor amenaza para la biodiversidad. En particular los bosques tropicales (Reid, 1992), junto con los bosques templados, sabanas y marismas costeras están siendo convertidos en tierras agrícolas, terrenos urbanizables, centros comerciales y ciudades. El tiempo durante el cual permanece viable el hábitat para el uso agrícola viene determinado por la duración de la productividad del suelo, o la tasa de acumulación de malas hierbas u otras plagas o especies patógenas. Igualmente, en áreas de actividad industrial, como las mineras, su uso como tal persiste sólo hasta que el recurso mineral se agota; donde hay procesos de manufacturación, con frecuencia este uso acaba cuando la industria quede anticuada.

A través de la historia humana, la conversión de hábitats ha tenido lugar a diferentes velocidades y a diferentes escalas espaciales (Meyer y Turner, 1992; Goudie,

1990). En Europa, Oriente próximo, China y América Central, la velocidad de conversión de hábitats fue inicialmente lenta, y los suelos aluviales profundos que subyacen en muchas de estas áreas se han erosionado lentamente, permitiendo a la agricultura persistir durante muchos siglos. En Norteamérica, esta conversión de hábitats tuvo lugar con mayor rapidez: la conversión se ha dado en áreas localizadas a lo largo de los últimos 10.000 años, pero los principales cambios se han difundido predominantemente desde el este hacia el oeste, cruzando el continente en los últimos 400 años. Es llamativo que la conversión de hábitats en el trópico ha ocurrido en especial durante la segunda mitad del siglo XX. Ciertas fuerzas políticas y económicas han causado estos rápidos cambios, conducidos en parte por incrementos demográficos de estos países tropicales. En muchos lugares, la tala comercial de bosques tropicales facilitó acceso a áreas antes inaccesibles. En los años 70 los gobiernos de Brasil e Indonesia proporcionaron incentivos fiscales y otras formas de presión política que alentaron la migración desde áreas de alta densidad de población hacia áreas susceptibles de convertirse a la agricultura (Skole *et al.*, 1994; Kummer y Turner, 1994). Igual proceso se podía observar en países desarrollados llevados por el deseo común de establecer nuevas industrias en lugares vírgenes denominados “campos verdes”.

La conversión de bosques a zonas de agricultura, y de ahí a tierras degradadas es el factor de mayor peso en la actual crisis de diversidad biológica (Pimm *et al.*, 1995). Datos procedentes de varios continentes sugieren que los bosques tropicales (y los templados), están siendo destruidos a una velocidad anual de entre 1 y 4 % de su superficie total (Skole y Tucker, 1993). Un efecto significativo adicional es que se está dando la conversión de hábitats a la agricultura en zonas que sólo retienen su utilidad agrícola durante 3 a 5 años, y se abandonan cuando las malas hierbas las invaden o la erosión de la capa superior del suelo reducen su viabilidad agrícola.

1.1 EL MODELO DE DOBSON (CONVERSIÓN DE HÁBITATS)

Recogemos las teorías de este autor por que resultan atractivas al nivel ilustrativo del problema. Para él, las dinámicas básicas de la conversión y recuperación de hábitats se pueden describir por un modelo matemático simple. Este modelo examina el impacto, a nivel de paisaje, de la conversión de hábitats impulsados por las necesidades agrícolas que produce el crecimiento de la población humana. La estructura del modelo es similar a la de los modelos usados en epidemiología que utiliza estructuras en compartimentos susceptible-infección-recuperación. Los compartimentos en este caso corresponden a períodos de tiempo en los que parcelas de hábitats naturales transformados (tales como bosques tropicales) se pueden usar como tierras agrícolas (o industriales), y el tiempo es el requerido para que la tierra degradada se recupere en bosque. El modelo también se aplica a áreas usadas para fines industriales que posteriormente resultaron obsoletas, causando la acumulación de zonas en desuso, las cuales o bien se recuperan de forma natural o son de nuevo transformadas artificialmente.

Las ecuaciones del modelo proporcionan un marco en el que se compara el impacto en los hábitats naturales de expansiones agrícolas, restauraciones ecológicas, mejoras en la eficiencia agrícola y crecimiento de la población humana. Es importante notar que aunque las dinámicas del equilibrio no están afectadas por la velocidad de crecimiento de la población humana, las dinámicas transitorias son fuertemente dependientes de la velocidad de crecimiento de la población humana: cuanto más rápidamente crece la población humana, más rápidamente es degradado el bosque y el paisaje llega a estar dominado por tierras abandonadas (Figura 1.2).

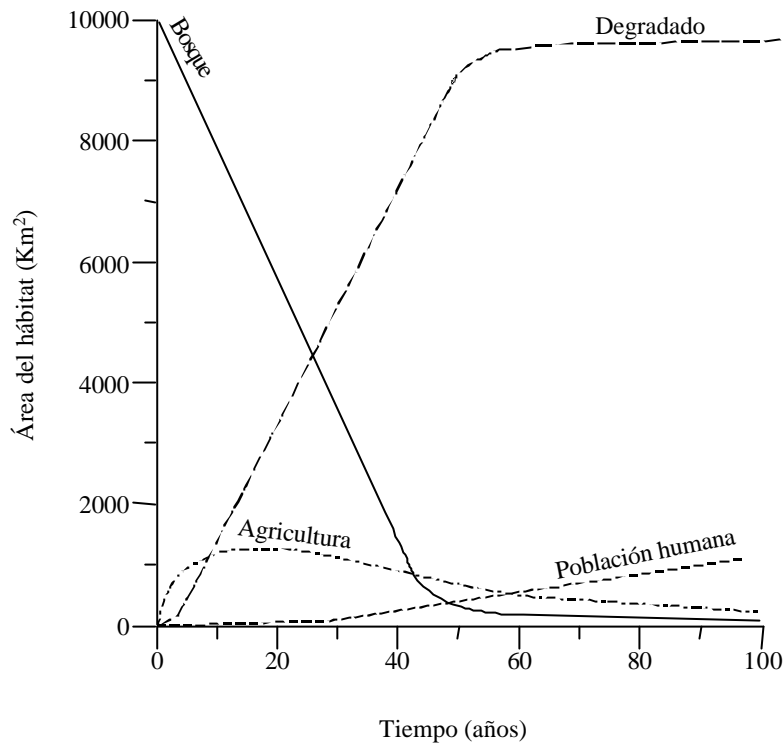


Fig. 1.2 Dinámicas transitorias del modelo cuando un área inicial de 10000 Km² de bosque es invadida por 50 personas. El área de bosque originario disminuye y el área de tierras agrícolas crece; las tierras abandonadas e inservibles lentamente se recuperan a bosque.

Las expresiones de equilibrio de cada variable del modelo pueden proporcionar comprensiones que simplifican los factores que determinan la proporción de cada tipo de hábitat que estará presente, una vez que el sistema ha alcanzado el estado estacionario.

Los resultados del equilibrio ilustran, a la velocidad de los procesos; la sensibilidad del paisaje resultante; estos procesos determinan el tiempo de duración por el cual el paisaje se puede usar para agricultura, y el tiempo que lleva recuperarlo desde una tierra degradada a un bosque. El resultado más sorprendente de este análisis es que conforme aumenta el tiempo de uso de una tierra para agricultura, menos bosques quedan en el paisaje final. Esta situación es justamente la actual de Europa y de las praderas Americanas. También se ha utilizado con éxito en las industrias de alto aprovechamiento, donde una industria sucede a otra, y una tierra abandonada es re-usada inmediatamente. Por el contrario, cuando una tierra se usa sólo para fines

agrícolas en un corto espacio de tiempo, y la densidad de población humana es baja, es posible que queden cantidades significativas de bosques, una situación que corresponde a la agricultura tradicional en muchos bosques tropicales hasta principios del siglo XX. En todos los casos, incrementos de tierras disponibles para la agricultura darían lugar a reducciones en el tiempo de recuperación. También es importante anotar que la cantidad de hábitats naturales que permanecen en equilibrio disminuye tanto con la eficiencia con la que el hombre los convierte a tierras agrícolas, como con la eficiencia de la producción agrícola. Además, es probable que ocurran reducciones posteriores de los hábitats naturales que permanecen en equilibrio, si la restauración produce nuevas tierras de usos agrícolas, en vez de hábitats naturales.

1.1.1 Conversión de hábitats y pérdida de diversidad biológica

Quizá hasta ahora se presente una visión pesimista del futuro de la diversidad biológica que habita los bosques tropicales y templados. Aunque parece previsible que quedarán pequeñas áreas forestales, éstas serán probablemente de un tamaño del orden de las pequeñas parcelas de bosques originales residuales de Europa y del Este de Estados Unidos. Si el paisaje puede soportar aprovechamientos agrícolas durante prolongados períodos de tiempo, la mayor parte del paisaje estará dominado por la agricultura. Por el contrario, donde la fragilidad de los suelos sólo permite agricultura a corto plazo, el paisaje llegará a estar dominado por tierras degradadas que lentamente se reconvertirán en bosques. Iguales principios se aplican en las áreas de uso industrial.

Esta situación sugiere dos principales enfoques para la conservación de la biodiversidad. La más simple y crucial es la “puesta aparte” de áreas protegidas del paisaje, tales como parques y reservas naturales. Es crucial que, dentro de ellas, se conserve en cantidad suficiente un terreno completo de un ecosistema original, porque proporcionará los colonizadores naturales para la regeneración de áreas degradadas. Sistemas de información geográfica y cartográfica proporcionarán métodos adecuados para identificar áreas clave de hábitats y especies en peligro de extinción.

El segundo enfoque importante en la restauración de paisajes agrícolas e industriales degradados, es reducir la presión para la posterior conversión en hábitats naturales, proporcionando así tierras que se puedan usar en actividades agrícolas y recreativas, e incluso suministrar nuevas tierras para reservas naturales. El desarrollo intencionado de ecosistemas nuevos o restringidos tiene más importancia psicológica y práctica en un mundo en el que el desarrollo debería estar restringido y donde, sin embargo no es posible detener tanto el desarrollo agrícola como industrial. En efecto, la restauración se puede ahora considerar como elemento crítico en la gestión del medio ambiente, y proporciona una potente vía para reducir el tiempo en el que un hábitat permanece en las categorías “degradado” y “sin uso”.

1.1.2 Lecciones de la sucesión primaria

En el actual clima de pesimismo sobre el futuro de nuestro medio ambiente, la gente tiende a pensar que todo daño ambiental es irreversible. Esto no es así. El funcionamiento de los ecosistemas en cualquier parte de la superficie terrestre (incluyendo lugares inhóspitos como morenas de retracción de glaciares y dunas formadas por acreción de arenas de llanuras costeras), se origina en la naturaleza por procesos de sucesión primaria (Miles y Walton, 1993). La sucesión primaria es el desarrollo de ecosistemas en situaciones donde no existe previamente un desarrollo del suelo. Los procesos implicados pueden encajarse en dos grupos: biológicos (*s. str.*) y edáficos (Tabla 1.1). Aunque los caracteres primarios de los hábitats son físico-químicos, los procesos biológicos, particularmente los de acumulación de nutrientes, vía organismos, son más importantes para el desarrollo de un hábitat para que se pueda sostener un ecosistema con un régimen de funcionamiento apropiado. Esta dependencia es especialmente cierta para el nitrógeno, ya que se almacena en los suelos sólo como materia orgánica, de la que se libera lentamente por descomposición. En regiones templadas donde las velocidades de descomposición anual pueden ser inferiores al 10%, el suelo debe acumular al menos 1000 kg N /ha para proveer las necesidades anuales de un ecosistema (unos 100 kg N /ha). Ya que el material original geológico que se

degrada tiene probablemente muy poco nitrógeno, su acumulación es frecuentemente el factor limitante que controla el desarrollo del ecosistema (Marrs y Bradshaw, 1938).

Procesos Biológicos <i>s. str.</i>		Procesos Edáficos (físicos, químicos, físico-químicos, etc.)	
Escala de tiempo (años)	Procesos	Escala de tiempo (años)	Procesos
1 – 10	Acumulación de materiales finos capturados por las plantas.	1 – 100	Mejora del agua disponible en el suelo.
1 – 20	Migración de la fauna y de la flora del suelo que proporciona acumulación de materia orgánica		
	Cambios en la estructura del suelo y en el “turnover” debido a las plantas, microorganismos del suelo y actividad de animales.		
	Mejora en la capacidad de retención del agua en el suelo debido a cambios introducidos en la estructura del suelo por organismos.		
1 – 50	Migración de especies de plantas apropiadas.		
	Establecimiento de especies de plantas apropiadas.		
1 – 100	Acumulación de nutrientes por la acción de las plantas a partir de minerales del suelo.		
	Acumulación de nitrógeno por fijación biológica y a partir de entradas atmosféricas.		
10 – 1000	Reducción de toxicidad por acumulación de materia orgánica	1 – 1000	Acumulación de material fino por erosión de rocas (o deposición física).
			Descomposición de minerales del suelo por erosión.
			Liberación de nutrientes minerales a partir de minerales del suelo.
		10 – 10000	Lixiviado de materia desde la superficie a capas inferiores.
		100 – 10000	Formación de horizontes diferenciados en el perfil del suelo.

Tabla 1.1 Escala de tiempos de los procesos Biológicos y Edáficos implicados en el desarrollo de ecosistemas a partir de nuevas áreas desnudas (adaptado de Dobson et al., 1997)

En las sucesiones primarias, el desarrollo de diversas comunidades acompaña el desarrollo del hábitat. El establecimiento de diferentes especies puede determinar de forma aleatoria el estado del hábitat, y la interacción entre nuevas especies y las actualmente presentes. Estos procesos están reconocidos en los modelos alternativos para los mecanismos de sucesión de tolerancia, facilitación e inhibición. De igual forma

los procesos de sucesión primaria causan el desarrollo del ecosistema de aquellas situaciones en las que el ecosistema ha sido degradado por la actividad humana; hay ejemplos que incluyen canteras de roca compacta, escombreras de mineral de hierro (Leisman, 1957) y residuos mineros de caolín (Dancer, Handley y Bradshaw, 1977). Los primeros estadios de sucesión, caracterizados por la pobreza y apertura del ecosistema, ayudan a generar ecosistemas ricos en especies sensibles a la competencia que no pueden encontrar espacio para vivir en ecosistemas más desarrollados.

Los procesos de sucesión secundaria (ecosistemas desarrollados en situaciones donde permanece el suelo original) también influyen en lo que pueda lograrse. No obstante, la sucesión secundaria representa ecológicamente un problema más simple, cuya mayor parte está incluida en la sucesión primaria.

1.1.3 Restauración ecológica

Dejar que los procesos naturales se encarguen de la restauración, es un problema que puede necesitar décadas o siglos (Tabla 1.1); la reorganización de comunidades avanzadas puede tardar varios milenios. No obstante, esta amplia escala de duración se debe a problemas específicos que, una vez identificados, se pueden superar con intervenciones artificiales, que tienen más éxito si usan o imitan procesos naturales. Este proceso de identificación y prevención es la esencia de la restauración ecológica.

El suelo proporciona generalmente los mayores problemas, pero para cada problema, hay tratamientos inmediatos y a largo plazo (Tabla 1.2). Por ejemplo, un déficit de nitrógeno se puede superar a corto plazo con la aplicación de abonos artificiales u orgánicos, y a largo plazo por la introducción de especies de plantas fijadoras de nitrógeno. Las especies herbáceas o leñosas, que pueden acumular unos 100 kg N/ha (Dobson, 1997), se pueden usar para elevar el nivel de nitrógeno en el suelo: por ejemplo, especies herbáceas como *Trifolium* y *Lespedeza* se han usado provisionalmente en la restauración a tierras de pastos sobre residuos de carbón en Inglaterra y Australia, y árboles como *Casuarina* y *Acacia* son una parte integrada en el

ecosistema final en la restauración de bosques sobre residuos de la minería metálica y del carbón en la India. El uso de especies nitrogenantes requiere buen conocimiento de la biología del suelo, tanto por las preferencias del suelo como por sus interacciones con otras especies. Aunque muchas de las características estructurales de los suelos tardan mucho tiempo en regenerarse, la restauración de sus propiedades biológicas fácilmente se pueden recuperar pronto para alcanzar la funcionalidad del ecosistema en un plazo de diez años.

Propiedad	Problema	Tratamiento inmediato	Tratamiento a largo plazo
		Físicos	
Textura	Gruesa	Aportar materia orgánica o finos	Revegetar
	Fina	Aportar materia orgánica	
Estructura	Compacta	Ripar ¹ o escarificar	
	Suelta	Compactar	
Estabilidad	Inestable	Estabilizar o cuidar	Regenerar o revegetar
Humedad	Húmedo	Drenar	Drenar
	Seco	Irigar o enmendar	Revegetar con plantas tolerantes
		Nutrición	
Macronutrientes	Nitrógeno	Fertilizar	Revegetar con especies fijadoras de nitrógeno
	Otros	Fertilizar y enmendar con cal	Fertilizar y enmendar con cal
Micronutrientes	Deficiencia	Fertilizar	
Toxicidad	Baja	Enmendar con cal	Enmendar con cal o especies tolerantes
PH	Alto	Enmendar con desechos piríticos o abonar con materia orgánica	Alteración meteórica
Metales pesados	Alto contenido	Abonar con materia orgánica o utilizar plantas tolerantes	Cubierta inerte o biorremediación
Compuestos orgánicos	Alto contenido	Colocar cubiertas inertes	Descomposición microbiana
Salinidad	Alta	Alteración meteórica o irrigar	Alteración meteórica o implantar especies tolerantes

Tabla 1.2 Formas de abordar problemas de suelos en la restauración ecológica a corto y largo plazo (basado en Dobson et al., 1997)

Hay considerable interés en inventar métodos para realizar la inmigración natural que resulta de los procesos naturales de dispersión de semillas, alentando el movimiento

¹ Se entiende por ripado o escarificado a la labor realizada con el subsolador a profundidades iguales o superiores a 50 cm. El subsolador está compuesto por uno o varios brazos de material pesado y resistente, y una reja de borde cortante unida al extremo inferior de cada brazo. El peso total de este apero está comprendido normalmente entre 1–7 Tm.

de portadores de semillas, especialmente de las aves. Dónde este enfoque no es posible, se debe usar la reintroducción artificial. Se necesita más información sobre las características para el establecimiento y los requerimientos de especies silvestres concretas, como ilustran trabajos actuales de comunidades de brezales europeos: el establecimiento de especies de brezos que requieren bajas cantidades de nutrientes y mucha luz, como la *Calluna*, se pueden ayudar con adiciones de fertilizantes y la presencia de especies de hierbas que actúan como nodrizas. Se ha teorizado mucho sobre reglas de reunión de comunidades; la restauración ecológica proporciona oportunidad para contrastar estas ideas. Parece que las especies se pueden introducir de una vez y no secuencialmente, siempre que se puedan cumplir con los requerimientos ambientales para el establecimiento de especies concretas (y esto puede que no sea fácil). No obstante, este método no se aplicará, en las comunidades más altamente estructuradas (como bosques, en especial bosques tropicales con alta diversidad) donde los elementos de la estructura de la vegetación determinados por la edad no pueden ser restituidos inmediatamente. El reto actual de la restauración ecológica es dirigir el desarrollo para que todas las sutilezas de estructura y de función se recuperen, permitiendo que encuentren sus nichos el completo rango de especies. Aún así, siempre existe la posibilidad de que el proceso global pueda ir en una dirección no deseada. Especies que llegaron primero por casualidad pueden persistir y dominar el ecosistema durante décadas, especialmente si se establecieron en gran cantidad. La manipulación de la composición inicial de especies puede por ello ser necesaria.

1.1.4 Perspectivas

Aunque la transformación de hábitats por el hombre ha sido generalmente perjudicial para muchas especies, la restauración ecológica está empezando a dar oportunidades para invertir la tendencia y crear nuevos hábitats para la biodiversidad. La sucesión primaria proporciona buenas evidencias del poder de los procesos naturales en volver a crear ecosistemas sin ayuda. Se pueden promover mejoras rápidas cuando la ecología de la restauración va junto con intervenciones dirigidas al tratamiento de problemas graves que pudieran surgir a largo plazo. Hay muchos ejemplos de

restauraciones con éxito (Bradshaw y Chadwick, 1980, Gunn y Keller, 1995): un caso excepcional es la recuperación de 10.000 ha de tierras estériles próximas a las fundiciones de níquel de Sudbury, Ontario. Con técnicas de recuperación será posible tratar los más serios daños medioambientales por vías que no sólo restauran un ecosistema funcional sino que también recuperan recursos válidos para la industria. No está todavía claro hasta que punto los esfuerzos debían ser dirigidos hacia la restauración verdadera (de lo que previamente había) en contraposición a producir algo nuevo (reemplazando lo que había originalmente), o tanto modelados sobre otros ecosistemas como contruidos artificialmente (completamente nuevos). Hay varias alternativas posibles (Figura 1.3). Se acepta por muchos conservacionistas, y puede ser efectivo, retener la biodiversidad del mundo con el uso de técnicas de conservación creativas. Mientras la finalidad principal de la biología de conservación será proteger las actuales reservas naturales y parques nacionales mediante la identificación y protección de áreas no protegidas que son también ricas en biodiversidad.

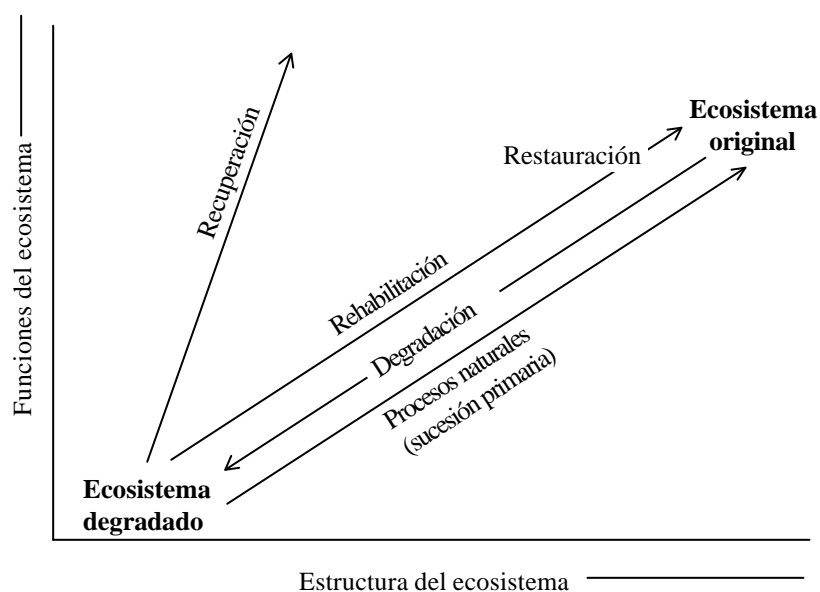


Fig. 1.3 Relación entre estructuras de un ecosistema (que incluiría diversidad de especies y complejidad) y función del ecosistema (por ejemplo, biomasa, contenido en nutrientes y reciclado), ilustrando cambios que ocurren cuando un ecosistema degradado se recupera hacia su estado original. Basado en Bradshaw, 1997.

Aunque es obvio que no se deben permitir en primer lugar, y en la medida de lo posible, daños medioambientales, el desarrollo humano y el crecimiento de la población

indican que estos daños son inevitables. La demanda de uso de tierras es tal que continuamente se transforman grandes superficies en áreas industriales y agrícolas. Paradójicamente, los suelos más pobres de estas áreas pueden soportar un mayor nivel de biodiversidad que las áreas con suelos ricos, profundos, que ya han sido ocupados con preferencia. Los ecosistemas naturales que se restauran rápidamente y que han sido usados sólo de forma transitoria para la agricultura ofrecen una oportunidad importante para asegurar que el desarrollo llega a ser sostenible. Muchos intentos de uso sostenible de recursos naturales se han enfocado a nivel de población, pero también necesitamos considerar el uso de los recursos naturales a nivel de paisaje. La clave aquí para una restauración con éxito aún así descansará en una potencial reserva de colonos que recolonizen las tierras restauradas. El único camino que asegura este recurso es proteger rigurosamente la biodiversidad en reservas de la naturaleza y otros hábitats naturales.

La restauración ecológica continuará proporcionando importantes revelaciones respecto a la manera en como las comunidades ecológicas están ensambladas y como funcionan los ecosistemas. Hay una analogía directa con la ingeniería: es un ejercicio relativamente sencillo desmontar un ecosistema como un motor de automóvil; sin embargo cuantificar el número relativo de partes de un motor de automóvil (o de un ecosistema) nos dice bien poco sobre cómo funciona. Por el contrario, ensamblar el motor (o el ecosistema) revelará un nivel más profundo de comprensión de cómo funciona cada uno de sus componentes.

1.2 EL ECOSISTEMA MEDITERRÁNEO

La aplicación de la restauración a casos concretos puede tropezar con situaciones de mayor dificultad, como es el caso del ecosistema mediterráneo.

La región mediterránea es, por definición, aquella zona situada junto al mar interior del mismo nombre, en cuyo entorno se desarrollaron sucesivas civilizaciones que han originado, en gran medida, los actuales avances sociales, políticos, científicos e industriales. Esto ha ido emparejado, de forma general, con una elevada presión

antrópica ejercida sobre dicho territorio durante muchos siglos. Podría decirse sólo por esta razón, que es un área en la que pueden ser necesarias importantes medidas de restauración, si bien esta necesidad se podrá matizar en unos casos más que en otros.

Pero el Mediterráneo además de ser el nexo de unión de pueblos y civilizaciones es también un ecosistema acogedor, que favorece el desarrollo de la vida gracias a sus características climáticas suaves, aunque ocasionalmente puedan calificarse de extremas.

Las zonas de clima Mediterráneo se encuentran entre los 30° y 40° de latitud (tanto norte como sur), y son zonas de situación costera al oeste de los continentes. En invierno, las altas presiones se centran sobre los desiertos tropicales (a unos 20° N y S del Ecuador), permitiendo la llegada de frentes polares que traen lluvia. En verano, las altas presiones (en nuestro caso el anticiclón de las Azores) suben de latitud y se estabilizan originando veranos de mucha insolación y secos.

El clima presenta un régimen térmico templado-cálido, con heladas en invierno (pero ni frecuentes ni intensas); las precipitaciones son escasas (inferiores a 900 mm/año), a menudo torrenciales, generalmente en invierno, y con sequía estival; en algunos casos este régimen climático se denomina también semiárido.

El régimen de lluvias y el régimen térmico propio de esta latitud favorecen el desarrollo de la vegetación. Las plantas comienzan su actividad metabólica cuando la temperatura supera los 7.5° C (Montero de Burgos y González Rebollar, 1974). Por debajo de esta temperatura no usan el agua (su actividad metabólica es nula); una temperatura mayor implica un mayor uso del agua pero, a la vez, una mayor evaporación por lo que su actividad biológica es dependiente del agua disponible, pudiendo haber una parada metabólica por déficit hídrico.

Este es el gran problema de nuestro clima, invierno frío con lo que las plantas no utilizan el agua existente y veranos calurosos que evaporan el poco agua disponible; es

decir, las plantas sólo pueden desarrollarse en Otoño y en Primavera, cuando se cumple que la temperatura es mayor de 7.5° C.

En el área mediterránea, el clima mediterráneo está condicionado por los vientos procedentes desde el Océano Atlántico que producen lluvias regulares, en los periodos de primavera y otoño; en regiones más orientales es el propio Mediterráneo el que ocasiona las lluvias favorables. Sin embargo las regiones interiores, a sotavento de estos vientos atlánticos, disponen de pluviometrías más escasas, en muchos casos próximas a las de las vecinas regiones desérticas. En la Península Ibérica se distribuyen desde la Depresión del Ebro hasta el Sudeste; en el ámbito bético la xericidad de sus depresiones es muy marcada, a causa de la altitud de las Sierras circundantes. En la zona escogida para este estudio, la precipitación media anual es del orden de 300 mm/año (según datos de la zona).

Junto a estas características, este ecosistema se manifiesta frágil cuando las temperaturas estivales secan las reservas hídricas, y se merma la cubierta vegetal de muchas zonas; esta sequía anual se agudiza muchas veces con cualquier fluctuación climática leve que desvíe los núcleos atmosféricos de bajas presiones, y que dan paso a sequías interanuales. Por el contrario, al final del estiaje la atmósfera se muestra particularmente inestable, y las gotas frías producen aguaceros aislados, ocasionales, cuya torrencialidad arrambla el paisaje. Tanto las sequías como estas precipitaciones torrenciales son, obviamente, fenómenos naturales de negativas consecuencias en la población. Ante fenómenos tan extremos el estado de conocimientos y el desarrollo tecnológico actuales sólo permiten influir, por pura subsistencia, en aquellos estadios continentales más propicios del ciclo hidrológico: las actuaciones van dirigidas principalmente sólo a regular los acuíferos del subsuelo y la escorrentía superficial. A nivel global, el primer reservorio de agua líquida es el agua subterránea, con un 0,5 % del agua líquida total, seguido en importancia por la humedad del suelo de las tierras emergidas, con un 0,01% (Custodio y Llamas, 1983). Si se atienden a los flujos, el humedecimiento total del suelo real representa un eslabón que da paso a la escorrentía subterránea y, en mayor medida, a la evapotranspiración; dicho de otra forma, la

evapotranspiración es seis veces la escorrentía subterránea, procediendo ambos conceptos de la humectación total del suelo. Los restantes depósitos temporales del agua (atmosférico y marino) se escapan en el presente a cualquier tipo de control.

Dejando aparte la vulnerabilidad del suelo ante procesos erosivos, naturales o inducidos, así como su fragilidad ante agentes contaminantes, el estudio del papel que desempeña el suelo en la regulación de los recursos hídricos y en procesos anejos, es una tarea que merece gran atención. Y esta tarea adquiere aún mayor relieve cuando entra en juego la supervivencia de recursos vegetales de ecosistemas tan débiles como el mediterráneo.

1.2.1 La desertificación en el Mediterráneo Europeo

La región del Mediterráneo Norte constituye un complejo mosaico de variados paisajes (Rubio 2005). Una gran parte de la región es semiárida y está sometida a sequías estacionales, gran variabilidad de la pluviosidad o súbitos e intensos aguaceros. Se caracteriza por la explotación continuada de su territorio desde hace más de 8.000 años, por su elevada densidad de población, por la producción agrícola intensiva, por sus grandes concentraciones industriales, por ser un importante destino turístico, etc. A todo ello habría que añadir la terrible escalada de incendios forestales que en el período de 1976 a 1999, y en el caso concreto de la Comunidad Valenciana, arrasó dos tercios de su superficie forestal. Algo parecido ha ocurrido en la Comunidad Andaluza.

La degradación de la tierra en el Mediterráneo con frecuencia se relaciona con prácticas agrícolas inadecuadas o utilización de zonas marginales en principio poco aptas para la agricultura. En estas condiciones el terreno se erosiona, pierde niveles de materia orgánica, se saliniza y paulatinamente disminuye su capacidad productiva como respuesta a esta combinación de riesgos naturales -sequías, inundaciones, incendios forestales- y de las citadas actividades humanas. Viene a agravar la situación los cambios socio-económicos y la situación de crisis y abandono que en estos últimos años ha atravesado la agricultura tradicional, con las consiguientes migraciones de las zonas

rurales a las urbanas (Rubio y Calvo, 1996).

El excesivo uso de plaguicidas, fertilizantes, los regadíos mal planificados y la contaminación industrial y urbana están minando a largo plazo la salud de los suelos de la región. El espectacular y mantenido crecimiento de las actividades económicas a lo largo de la costa mediterránea, como la industria del ocio, el turismo, la agricultura intensiva y otras actividades industriales están imponiendo inusitadas tensiones a estas zonas, sobre todo en cuanto al régimen hídrico que está acentuando los riesgos de salinización.

La tierra se considera desertificada cuando sufre un declive extremo en la producción de biomasa. Esta producción de biomasa puede cesar bajo tres principales restricciones (Yassoglou, 2000): incapacidad del suelo para proporcionar el necesario espacio físico para el desarrollo radicular; incapacidad para proveer nutrientes a las plantas e incapacidad para proporcionar el agua necesaria para el funcionamiento biológico del suelo. El suelo, en un área desertificada, pierde virtualmente sus funciones y capacidades necesarias para actuar satisfactoriamente en el conjunto de la biosfera. Los atributos del suelo que implican riesgo de desertificación son:

- Grave situación de erosión
- Escasa profundidad del suelo
- Baja tasa de infiltración de agua
- Baja conductividad del agua
- Estructura débil
- Baja capacidad de retención de agua
- Baja fertilidad
- Alta conductividad eléctrica
- Horizonte petrocálcico a escasa profundidad.

Estas propiedades se pueden agrupar en tres estados principales de degradación del suelo que conducen a la desertificación de la tierra en la Europa Mediterránea:

reducción severa del volumen de suelo disponible para el crecimiento de las raíces, salinidad, y encostramiento superficial o compactación.

Los riesgos de desertificación en las zonas más áridas del planeta, incluyendo la cuenca del Mediterráneo (Rubio y Rickson, 1990) y la comprobada tendencia de calentamiento global de la Tierra son procesos a gran escala, con mecanismos de retroalimentación y de interacción de importantes e impredecibles consecuencias.

La previsión de la evolución de los principales parámetros climáticos, tanto a escala regional como a escala global, todavía no es consistente, a pesar del enorme esfuerzo tecnológico y científico de prospectiva que se está realizando en los centros más prestigiosos del mundo, y utilizando además las tecnologías más sofisticadas actualmente disponibles.

En un trabajo muy interesante, Sunmer et al. (2003) analizan la precipitación sobre la costa mediterránea española a lo largo del siglo XXI. Una de sus conclusiones más notables es que la lluvia aumentará en la región murciana. Es discutible porque la tendencia en Murcia desde que se construyó unos de los mayores embalses de España, el embalse del Cenajo, ha sido de disminución constante de la precipitación a lo largo de 50 años. Si este estudio refleja una predicción que se cumple, la tendencia de cincuenta años se está invirtiendo, de lo que no hay señales medibles. Los márgenes de error de esta predicción son casi tan altos como los propios valores de la misma.

En otro estudio de Marcuello (2002), los resultados son algo distintos, encontrándose reducciones sustanciales de la escorrentía sobre todo en la región murciana, comunidad valenciana. y zona oriental de Andalucía.(CEDEX, 1997 y 2000)

En un estudio de Llasat y Quintas (2004), sobre las lluvias pasadas (desde la mitad del siglo XIX) se indica que los resultados de las tendencias pueden ser muy distintos dependiendo del período de estudio elegido: 50 o 100 años, en una parte de España u otra.

Como resultado de un proyecto de investigación de la UE sobre los cambios climáticos regionales en Europa, (PRUDENCE), basado en dos modelos generales, el Hadley y el ECHAM/OPYC y bajo dos escenarios de precipitación para finales del siglo XXI., Raisanen et al, (2004) concluyen en unos resultados aparentemente contradictorios (uno de los escenarios es más extremo, en términos de cantidad de CO₂ en la atmósfera, que el otro). En el escenario A2, el más probable y el más intenso, el modelo del Hadley pronostica, para el invierno, menos lluvia en la costa mediterránea, mientras que el modelo ECHAM/OPYC pronostica más, y lo mismo ocurre para el escenario B2, con cifras más reducidas.

¿Cual de ambos modelos es más correcto? Según Ruiz de Elvira (2005) puede uno pasarse meses debatiendo el asunto, sin llegar a ninguna conclusión, pues ninguno de los modelos considera explícitamente la física del mediterráneo ni de las cadenas costeras, sino que son reducciones de escala estadísticas o dinámicas desde los modelos globales.

En cuanto al verano la situación es curiosa, pues se pronostica, en el modelo Hadley, una disminución de hasta un 60 % de la precipitación en La Mancha y en el interior de España. Teniendo en cuenta que habitualmente la cantidad de lluvia caída en esos meses y esas regiones es cero, es interesante saber que es posible que caiga algo menos de 0 litros por metro cuadrado a finales del siglo XXI.

Si nos referimos a las temperaturas, ambos modelos pronostican incrementos de entre 6 y 8°C de las temperaturas máximas. Evidentemente esto hay que tomarlo con reservas porque por ejemplo en Madrid, se podrían alcanzar los 44 °C en verano, y en Sevilla los 50 °C. Aun así estos datos son más fiables que los que corresponden a las precipitaciones. Podemos afirmar que en España va a hacer mucho calor. El problema es que las plantas se secan de manera no lineal y que una planta que soporta los 42 °C, se seca casi inmediatamente a 44 C de temperatura.

Igualmente significativo y preocupante es la coincidencia en ambos modelos de la temperatura media en nuestro país, con subidas de entre 2 y 4 grados en invierno y entre 4 y 8 grados en verano.

En cuanto al pasado, según Vicente-Serrano et al. (2004) la tendencia de las sequías es a un incremento en el número sequías moderadas y un mantenimiento del número de las sequías extremas.

La comunidad europea financió el proyecto WRINCLE (Water Resources: Influence of Climate change in Europe) finalizado en el año 2001 (Kilsby 2001). Consecuencias importantes son una disminución generalizada de la precipitación anual, y un aumento de la sequía, especialmente en la zona de Levante.

Otro estudio interesante es el de Sánchez y Ortiz (2003), que consiguen predecir las temperaturas de la península a partir de las temperaturas superficiales del mar con una antelación de seis meses. Puesto que las temperaturas del Atlántico siguen una oscilación climática de señal fuerte, la Oscilación del Atlántico Norte (NAO), es muy posible que podamos encontrar la evolución de las temperaturas peninsulares cuando comprendamos su patrón de evolución.

A este respecto, Millán y col. (2005) analizan los cambios percibidos en las tormentas de verano del Mediterráneo occidental y que han sido obtenidos de varios proyectos de investigación del sur de Europa. Sus resultados indican que el régimen de precipitación en esta región mediterránea es muy sensible a las variaciones en la temperatura de las masas de aire superficiales y a la humedad. Las perturbaciones en el cambio de uso de la tierra que se han venido produciendo desde tiempos inmemoriales y considerablemente aceleradas en los últimos treinta años han inducido cambios de un régimen abierto de tipo monzón con frecuentes tormentas de verano en zonas montañosas interiores a un régimen dominado por recirculaciones cerradas verticales donde los mecanismos de retroalimentación favorecen la pérdida de tormentas sobre las montañas costeras y adicionales calentamientos de la temperatura de la superficie

del mar durante el verano. Esto a su vez, favorece la formación de ciclones mediterráneos y lluvias torrenciales en otoño e invierno que como pueden ocurrir en cualquier lugar de la cuenca, originarán perturbaciones del ciclo hidrológico también en cualquier lugar de la misma. Concluyen afirmando que esto repercutirá en las políticas del agua del Sur de Europa y de otras regiones dominadas por sistemas de tipo monzónico

A la luz de estos estudios y del Instituto Nacional de Meteorología se han elaborado una serie detallada de predicciones de la evolución de la precipitación en las distintas cuencas españolas, así como de las escorrentías y evaporaciones en las mismas.. El panorama no es muy alentador.

Manteniéndonos en el terreno de las predicciones, para la cuenca mediterránea existe un cierto consenso entre los modelizadores de cambios climáticos que apuntan hacia un incremento de la temperatura promedio anual que se situaría entre 1 y 5,8 °C (últimamente, estas precisiones se han corregido al alza), una reducción de la precipitación, un aumento de fenómenos climáticos extremos como lluvias torrenciales y fuertes vientos, una mayor incidencia de períodos de sequía, y una reducción generalizada de las reservas de humedad del suelo. Baste decir que los últimos años del siglo pasado y los primeros de este han sido los más cálidos de toda la serie histórica para todo el territorio español y para los países del Arco Mediterráneo.

Al hilo de lo anterior Rubio (2005) afirma que existen lo que podríamos denominar "hechos" que son datos cuantificados y reiteradamente comprobados, que nos muestran que durante este siglo, como promedio, la tierra ha aumentado su temperatura global en aproximadamente 0'6 °C. Otros hechos comprobados son el aumento en la concentración del anhídrido carbónico (CO₂) en la atmósfera que, por ejemplo, desde 1950 hasta la fecha ha pasado de unas 316 ppm a unas 370 ppm, y que mantienen además una clara tendencia a aumentar. El anhídrido carbónico es uno de los gases con mayor capacidad de efecto invernadero, pero asimismo, también ha aumentado la concentración de otros gases y compuestos como el metano, óxidos de nitrógeno

y aerosoles, que también contribuyen a la tendencia a una mayor temperatura de la Tierra.

A partir de estos hechos se derivan importantes consecuencias. Una de ellas, quizás la más grave, sería la posibilidad de que además de activar una tendencia de calentamiento global, estemos afectando y alterando los sistemas de regulación climática del planeta. Estos mecanismos de regulación son los que básicamente hacen posible la vida en la Tierra. Es decir, son los sistemas y mecanismos naturales que entre otras funciones: originan una exacta y precisa concentración de gases en la atmósfera que permiten la respiración de los seres vivos; permiten que exista un ajustado equilibrio entre las radiaciones procedentes del espacio exterior, las reflejadas por la superficie terrestre y las amortiguadas por la atmósfera; que se mantenga un estrecho rango de temperaturas y sus oscilaciones naturales que posibiliten el desarrollo y funcionamiento de los actuales procesos biológicos, etc.

En este contexto de predicciones y de análisis de posibles consecuencias existe cierto confusiónismo, numerosas imprecisiones y también incertidumbres científicas. Sin embargo es evidente que las consecuencias de la posible alteración de los mecanismos de regulación climática del planeta Tierra serían, cuanto menos, muy graves y además de evolución impredecible. La existencia de estos posibles riesgos y amenazas imponen un serio ejercicio de reflexión, prospectiva científica y de adopción de medidas, sobre todo en los países industrializados y en los teóricamente más afectados por el incremento de temperaturas (como p. ej. el Mediterráneo).

El estudio del suelo y su dinámica durante largas series de períodos de sequía y oscilaciones climáticas del pasado, nos indica que las predicciones del posible cambio climático en los países mediterráneos implicaría a una tendencia general de aridificación de nuestro territorio. Las posibles consecuencias negativas podrían ser: incrementos en los procesos erosivos, incremento en la frecuencia y extensión de los incendios forestales, aumento en la evapotranspiración, y consecuentemente incremento en la salinización del suelo, entre otros procesos. Lo anterior conlleva un evidente

aumento en los riesgos de desertificación, ya de por sí importantes en el área mediterránea.

Una disminución en el potencial del sistema suelo como soporte de muy diversas funciones biológicas conllevaría a procesos de readaptación (fisiológicos y de conducta) a las nuevas circunstancias y también de pérdida de biodiversidad, al situarnos en medios con parámetros físicos, químicos y biológicos alterados. La regulación del suministro y reserva de agua, el aporte de nutrientes y la degradación estructural serían algunas de las circunstancias edáficas que incidirían en los niveles de riqueza en biodiversidad. Esta se vería afectada por la disminución del número y diversidad de las especies, dificultades en la nascencia y germinación, reducción en la autocolonización, etc.

Si disponemos de información sobre el incremento de riesgo de degradación del territorio como consecuencia de un posible cambio climático, el proceso inverso, es decir, las implicaciones de las zonas degradadas en cuanto a acelerar la tendencia al calentamiento, es un tema mucho menos conocido, pero no por ello menos importante y con múltiples consecuencias todavía no bien evaluadas.

En las zonas degradadas/desertificadas se produce una cierta distorsión del equilibrio de flujos de energía y compuestos en esa interfase (atmósfera/edafosfera) de la superficie terrestre que constituye el suelo, y que tiene lugar en ambas direcciones. Uno de los efectos que pueden originarse es el aumento de la reflexión de las radiaciones solares (aumento de albedo), que conlleva, en algunas situaciones, a la reducción de las precipitaciones convectivas. Otro efecto es el aumento del rango de oscilaciones diarias y estacionales de las temperaturas en la superficie del suelo, lo que origina dificultades en la capacidad de regeneración de la cobertura vegetal por mayor stress térmico. La disminución de la vegetación en las zonas degradadas limita el aporte de las llamadas precipitaciones horizontales al reducirse las superficies de condensación (rocío, neblinas, etc.)

Existen otras numerosas funciones y procesos que influyen al menos en los parámetros microclimáticos de las zonas con suelo degradado, y que inciden en la tendencia de cambio climático. Entre ellos es importante destacar una de ellas y es la que se refiere al papel del suelo como regulador del ciclo de numerosos gases con efecto invernadero, entre otros el CO₂.

El suelo es un depósito natural de cantidades ingentes de carbono orgánico (FAO 2001). Se estima en unos 55 billones de toneladas el carbono orgánico acumulado en el conjunto de los suelos terrestres. Comparativamente, se estima en unos 5-6 billones de toneladas la combustión anual de carbono por distintos procesos industriales, transporte, calefacción, etc.

Estas cifras hablan por sí solas y destacan el papel del suelo como emisor y fijador (sumidero) de uno de los gases con mayor efecto en el proceso de calentamiento global. Por otra parte, si en condiciones normales el sistema suelo actúa regulando y amortiguando el ciclo del carbono, cuando el suelo se degrada el equilibrio se altera y se propicia la emisión a la atmósfera de cantidades que a nivel global se estiman en más de la mitad del carbono emitido por la actividad de los países industrializados anualmente.

La degradación del suelo y la pérdida de carbono se produce a través de numerosos procesos de desertificación que incluyen, entre otros: prácticas agrícolas inadecuadas (exceso de quema de rastrojos, laboreo excesivo) forestales (rozas, eliminación del matorral, incendios), erosión del suelo (por ejemplo en la agricultura de secano abandonada), obras públicas mal planificadas, inadecuada ordenación del territorio, etc.

La disminución en materia orgánica del suelo puede incrementar la vulnerabilidad del suelo a la erosión, a los procesos de encostramientos y compactaciones y a otros procesos degradativos. Por otra parte, los incrementos en las ya de por sí elevadas tasas de evapotranspiración modificarían la dinámica de sales en

el perfil del suelo, incrementando los riesgos de salinización.

Según Rubio (2005) lo anterior pone de relieve la estrecha interconexión entre los factores climáticos, los procesos de desertificación y la diversidad biológica, al menos en las zonas áridas, semiáridas y seco-subhúmedas del Planeta que obliga a planteamientos globales e integrados. Uno de los últimos planteamientos, el tercer informe del Panel Intergubernamental sobre el Cambio Climático (IPPC), del 2 de febrero de 2007, subraya la urgencia de reducir las emisiones de gases con efecto invernadero para prevenir las peores consecuencias del calentamiento de la Tierra.

1.2.2 Delimitación zonas áridas en el Mundo.

Tomando como punto de partida la clasificación de los climas de Thornthwaite (1948), Meigs (1953) llevó a cabo la jerarquización y mapeo de las regiones afectadas por climas desérticos y semidesérticos. Para este propósito consideró factores como la estación lluviosa, la temperatura mínima del mes más frío y la temperatura máxima del más cálido. Del estudio resultaron doce regiones, donde se alojan zonas semiáridas, áridas y extremadamente áridas. Actualmente a todas se les da el nombre genérico de desiertos. Sin embargo en esta clasificación no se incluyeron las zonas áridas fías. Péwé (1974) estimó el área de desiertos polares libre de glaciares en el hemisferio Norte en unos 4.300.000 Km² y en la Antártida de alrededor de 600.000 Km².

La aridez en estas zonas es debida a tres condiciones que ocurren individualmente o en combinación: i) separación topográfica o en distancia de las fuentes de humedad, ii) existencia de masas secas de aire y iii) la falta de sistemas tormentosos. En el hemisferio Norte, con su grandes zonas continentales, la distancia a los océanos y a los mares es la causa dominante, pero no exclusiva de la aridez. En el hemisferio Sur, cada una de las tres condiciones tienen una importancia significativa en la aridez. (Dregne, 1976).

1.2.3 Razones climatológicas para la presencia de zonas áridas.

Existen una serie de factores que concurren en la formación de las zonas áridas haciendo que estas se extiendan desde el Ecuador hasta los Polos:

- a) Existencia de altas presiones dinámicas.
- b) Presencia de corrientes frías marinas.
- c) Alejamiento del Océano.
- d) Existencia de cadenas montañosas que impiden la penetración de los flujos aéreos marítimos.
- e) Existencia de zonas muy deprimidas de la Tierra, donde convergen corrientes de aire en sentido descendente.
- f) Regiones de elevada altitud.

Dregne (1976) en su libro "Soils of Arid Regions" hace una clasificación de los suelos de las zonas áridas por continentes y por órdenes de suelos según la Soil Taxonomy (Tablas 1.3.1 y 1.3.2).

Continente	Suelos regiones áridas		Continente	Suelos regiones áridas	
	Área (km ²)	% continente		Área (km ²)	% continente
África	17 660 000	59.2	Europa	644 000	6.6
Asia	14 405 000	33.0	Norteamérica	4 355 000	18.0
Australia	6 250 000	82.1	Sudamérica	2 835 000	16.2
			Total	46 149 000	

Tabla 1.3.1: distribución de suelos de regiones áridas por continentes a excepción de zonas polares.

Orden	Area (km ²)	% suelos regiones áridas	% suelos mundo
Alfisolos	3 070 000	6.6	2.1
Aridisolos	16 570 000	35.9	11.1
Entisolos	19 149 000	41.5	13.1
Mollisolos	5 475 000	11.9	3.7
Vertisolos	1 885 000	4.1	1.3
Total	46 149 000	100.0	31.5

Tabla 1.3.2: distribución de suelos de regiones áridas por órdenes a excepción de las zonas polares.

1.2.4 Europa (España)

España es uno de los dos países europeos con zonas semiáridas, siendo el otro la antigua URSS, que ya se ha tratado dentro del apartado de Asia. En el caso de España, aproximadamente el 50% de la superficie es árida (Dregne, 1983).

Respecto a los suelos presentes en las regiones áridas de España, son los Aridisoles calcáreos y los Entisoles los que se encuentran en mayor proporción, siendo también abundantes Mollisoles y suelos salinos y con acumulaciones de yesos (Dregne, 1976).

Podemos encontrar asociaciones de Aridisoles y Mollisoles (Calciorthids y Haploxerolls) en la meseta Norte en la zona de Valladolid, la parte este de la meseta Sur, el Sur y Sureste de Madrid, buena parte del valle del Ebro y las tierras altas de la meseta del Guadalquivir.

Los Calciorthids presentan un horizonte cálcico bien definido que comienza entre unos 20-40 cm de la superficie. Muchos de estos suelos son gypsicos y casi todos son calcáreos en la superficie. El color de los suelos varía de pardos claros a pardos rojizos y pardos oscuros. Muchos de los suelos varían de moderadamente profundos a profundos y el contenido de materia orgánica es bajo en las zonas de pastos, pero moderadamente alto en algunas zonas cultivadas. Las texturas medias son las más frecuentes. La salinidad es un problema en algunos de estos suelos en zonas cultivadas y la erosión ha provocado el afloramiento de del horizonte cálcico en muchos lugares.

Los Haploxerolles de esta asociación pueden tener o no un horizonte cámbico debajo del epipedon móllico. También tienen un horizonte cálcico en el que el carbonato está frecuentemente concentrado. Los suelos pueden ser calcáreos en superficie, siendo la saturación en bases alta; las texturas predominantes son las medias y el contenido en materia orgánica varía entre el 2-4%. Los suelos presentan una buena permeabilidad y varían de moderadamente profundos a profundos, aunque pueden tener

menor espesor en las montañas.

En las estribaciones severamente erosionadas de las montañas del Este de España. y en los valles estrechos con cultivos de regadíos, principalmente de pastizales para el ganado, encontramos asociaciones de Entisolcs y Aridisoles (Ustorthents y Calciorthids).

Los Ustorthent son suelos poco profundos desarrollados generalmente sobre rocas no consolidadas. Como en casi todos los suelos de la España árida, los suelos son calcáreos y la saturación en bases es alta. La cantidad de materia orgánica es variable con la profundidad, pero normalmente esta en torno al 1 % en superficie. Las texturas medias son las dominantes y las pendientes son muy pronunciadas. Piedras y pedregones son muy frecuentes en muchos de los perfiles, tanto en superficie como en el interior de los mismos.

Los Calciorthids son calcáreos en superficie, tienen un horizonte cálcico bien definido y ocupan pendientes desde onduladas a pronunciadas. Varían de poco a moderadamente profundos y generalmente son gravosos o pedregosos. La erosión es un gran problema debido a la fuerte presión agrícola que se ejerce sobre ellos para el desarrollo de pastos.

1 .3 CARACTERÍSTICAS DE LOS SUELOS DE ZONAS ÁRIDAS.

Ortega Pérez (2006) hace una descripción de las propiedades químicas, físicas y biológicas de los suelos de las regiones áridas/semiáridas

En las regiones áridas los principales factores que afectan a las propiedades de los suelos son: el clima, topografía y el tiempo, con la vegetación (muy dependiente del clima) y el material original jugando un papel secundario (Dregne, 1976).

Cuando la precipitación media anual tanto en las regiones áridas cálidas como frías es menor de 250 mm, los suelos generalmente tienen reacciones neutras o alcalinas y saturaciones en bases mayores del 90%, conteniendo menos del 2% de materia orgánica y presentando un horizonte cálcico dentro de los 2 m desde la superficie del suelo. Son ligeramente salinos y tienen un complejo mineral de arcillas dominado por illita y montmorillonita.

1.3.1 Horizonación.

El desarrollo de ciertos horizontes en suelos de regiones áridas es una indicación de la naturaleza del ambiente químico de estos suelos. Los horizontes subsuperficiales son de especial interés porque están menos influenciados que los superficiales por eventos climáticos transitorios.

1.3.2 Horizontes superficiales

En las regiones áridas los horizontes superficiales de suelos no cultivados suelen ser móllico, úmbrico, ócrico, takyrico y yérmico.

Los horizontes móllico y úmbrico poseen contenidos en materia orgánica superiores a los del ócrico, siendo este último el más frecuente en las zonas áridas.

Los horizontes takyricos y yérmicos son propios de zonas muy áridas. Los takyricos son frecuentes en suelos de depresiones periódicamente inundadas, con texturas finas y bajos contenidos en sales solubles. El yérmico se da en aquellas zonas con acumulación de fragmentos en superficie debido a procesos de erosión hídrica y eólica.

1.3.3 Horizontes subsuperficiales.

Los principales horizontes subsuperficiales representativos de los suelos de regiones áridas son el cálcico, petrocálcico, gípsico, petrogípsico, sálico y nátrico. Los horizontes dúrico y cámbico son también a veces significativos. La formación de horizontes árgicos en climas áridos ha sido un tema de controversia por muchos años. Aunque estos horizontes son generalmente subsuperficiales, también es posible encontrar estos horizontes en superficie si han sido erosionados los superficiales.

Los suelos de las regiones áridas se caracterizan por un desarrollo nulo o débil que los horizontes subsuperficiales, caracterizado por un enrojecimiento de los suelos, un grado de estructura débil, una acumulación de arcillas baja o evidencias de movimientos de los carbonatos hacia horizontes inferiores. Esto da como resultado la formación de horizontes cámbicos.

La acumulación de carbonatos en los suelos de regiones áridas, dando como resultado el desarrollo de horizontes cálcicos y petrocálcicos puede realizarse a través de varias vías: material parental, deposición de partículas en la atmósfera, movimiento vertical de carbonatos disueltos en aguas subterráneas poco profundas; mineralización de residuos de plantas y precipitación de carbonatos disueltos en las aguas de regadío. El magnesio es un constituyente común, pero en menor medida, de los complejos de carbonatos, siendo sus fuentes las mismas que las del calcio. Estudios realizados sobre Vertisoles de zonas subhúmedas, semiáridas y áridas de la India indican que contienen carbonatos tanto de origen edáfico como heredados de la roca madre. Srivastava et al (2002) comprobaron que los Vertisoles de las zonas áridas y semi áridas contienen más carbonato cálcico de origen edáfico que aquellos de las zonas subhúmedas.

La acumulación de yeso en los suelos requiere condiciones aún más áridas que para la acumulación de carbonatos, ya que los yesos son más fácilmente drenables. Es por lo anterior por lo que el yeso se acumula habitualmente a mayores profundidades que el carbonato cálcico.

Condiciones de gran escasez de precipitaciones y drenajes pobres en los suelos de las depresiones áridas contrarrestan la gran solubilidad de cloruros y sulfatos, favoreciendo su acumulación y la formación de horizontes sálicos. Las sales solubles más comunes en los suelos áridos son cloruros de las bases de los suelos (calcio, magnesio, potasio y sodio) y sulfatos de los tres últimos cationes, más carbonatos y bicarbonatos de sodio y potasio. Los carbonatos y bicarbonatos cálcicos y magnésicos también suelen estar presentes en los horizontes sálicos, pudiendo haber también cantidades menores de otras sales. Las sales sódicas merecen una especial atención por el efecto que tiene en la dispersión de las arcillas y por los efectos negativos sobre el crecimiento de las plantas.

Los horizontes sálicos pueden formarse a cualquier profundidad en el suelo, dependiendo de aspectos tales como las precipitaciones, la profundidad del nivel freático y la permeabilidad del suelo (Smettan y Blume, 1987). Sin embargo, la acumulación de sales en los suelos áridos suele producirse en o cerca de la superficie. Los suelos salinos y salino sódicos son mucho más comunes que los suelos sódicos en las regiones más secas de las zonas áridas, mientras que los suelos sódicos no salinos suelen estar confinados en regiones semiáridas y subhúmedas.

Smith y Compton (2004) estudiaron la dinámica de las sales en los suelos semiáridos de la costa Oeste de Sudáfrica y comprobaron que la evaporación del agua acumulada en las depresiones tras las lluvias provocaba la precipitación de sales en este orden: calcita, calcita magnésica, dolomita, yeso y halita. Además comprobaron que la presencia de bicarbonatos limitaba la precipitación de carbonatos, el Ca a la precipitación de yesos, y el Na a la precipitación de halita. La dolomitización de la calcita se ve favorecida por valores altos del cociente Ca/Mg . Por su parte, Hamdi-Aissa et al (2004) obtuvieron la secuencia de precipitación calcita, yeso, mirabillita y halita para suelos de la región hiperárida del Norte de África.

A lo largo de los años se discutió si los horizontes árgicos se podían desarrollar en suelos de regiones áridas. Nikiforoff (1937) observó que la formación de arcilla podía ocurrir in situ en suelos bien desarrollados de los desiertos, pero la iluviación de arcilla desde el horizonte superficial probablemente tendría poca importancia en el contenido de arcilla subsuperficial. Sin embargo, posteriormente se encontraron evidencias de iluviación de arcilla en el subsuelo de regiones áridas (Buol, 1965; Gile and Grossman, 1968; Khresat et al, 1998). Debido a que la dispersión de arcillas facilita la iluviación de las mismas desde la superficie hacia el subsuelo, los horizontes árgicos es mas probable que se formen en presencia de sodio intercambiable que en su ausencia (Khormali et al, 2004).

La respuesta a la pregunta de si los horizontes árgicos se desarrollan en regiones áridas es complicada por diversas consideraciones. Primero, mientras que algunos suelos de regiones áridas tienen horizontes árgicos, otros ocupando posiciones topográficas similares no los tienen. Segundo, los horizontes árgicos son más obvios en paisajes que datan del Pleistoceno. En este caso el horizonte árgico puede ser un relicto de climas más húmedos que el clima árido presente. Tercero, los horizontes árgicos no se forman en las depresiones donde la tasa de erosión o deposición es igual o mayor a la tasa de formación del suelo. Y cuatro, los suelos desarrollados sobre sedimentos ricos en carbonato cálcico forman horizontes árgicos a una tasa mucho menor que en suelos desarrollados sobre sedimentos pobres en carbonato cálcico (Gile and Hawley, 1972). Esto probablemente sea debido al efecto floculante del calcio sobre las partículas de arcilla. Esta última afirmación explicaría porque algunos suelos de una determinada edad tienen un horizonte árgico mientras que otros de la misma edad y ocupando las mismas posiciones topográficas no.

Uno de los detalles interesantes de los estudios de horizontes árgicos es el tema del color del suelo. Horizontes subsuperficiales pardo rojizos o rojos son buenos indicadores de horizontes árgicos. Sin embargo los colores rojos son muchas veces debidos a la presencia de óxidos de hierro. Cuando las arcillas se acumulan en los subsuelos se van enrojeciendo debido a la materia orgánica coloidal adsorbida en la

superficie de las arcillas. La oxidación de los suelos esta más asociada con suelos bien aireados en climas cálidos. En regiones áridas frías tales como los desiertos de Mongolia, los colores grises son predominantes debido a que la acumulación de óxidos de hierro es menos rápida y los contenidos en materia orgánica oscurecen estos suelos.

En regiones áridas la acumulación de sílice suele estar acompañada por la acumulación de carbonato cálcico y yesos, actuando ambos como agentes cementantes, y en el caso de la sílice pudiendo formar horizontes dúricos (Khoriby, 2005). Además, las cantidades de sílice edafogénico se incrementan con la duración de los procesos edáficos (Kendrick y Graham, 2004).

1.3.4 Minerales de la arcilla.

Ya sea por la presencia en el material original o por la formación in situ vía procesos degradativos de otras micas, la illita es el mineral de la arcilla más común en los horizontes superficiales y subsuperficiales de las zonas altas de las regiones áridas (Huol, 1965). Por el contrario, las esmectitas son dominantes en las depresiones. Además, son el mineral más importante en los horizontes árgicos de los suelos de Norteamérica y el Norte de Asia; estando la caolinita y la illita presentes en cantidades menores. Por otro lado, illita, caolinita y arcillas interestratificadas predominan en suelos superficiales y subsuelos en Australia (Stace et al, 1968). La esmectita raramente se encuentra en las regiones áridas australianas, excepto en depresiones y en los Vertisoles. Los minerales de la arcilla en la parte árida de Sudáfrica consisten casi enteramente de illita, montmorillonita y arcillas interestratificadas (Van del' Merwe and Heystek, 1955) y esta misma combinación de arcillas parecen ser dominante en el perímetro del Sahara (O' Hoore, 1964). Los óxidos de hierro y aluminio tienen poca importancia genética en las regiones áridas, aunque virtualmente están presentes en todos los suelos.

1.3.5 Reacción del suelo.

Los suelos ácidos son comunes en las regiones húmedas, donde es común el lavado de los cationes básicos. Por el contrario los suelos alcalinos son de amplia distribución en los suelos áridos. Generalmente tienen saturaciones en bases del 80-100%, debido a que las escasas precipitaciones impiden el drenaje de estos suelos. Consecuentemente con lo anterior su pH es alto.

A su vez existen muchas propiedades de los suelos que pueden estar influenciadas por el pH. Suelos con pH en pasta saturada por encima de 7 contienen considerables cantidades de calcio, magnesio y potasio intercambiables. El fósforo, hierro y zinc disponibles son de moderados a bajos y la biomasa microbiana puede ser alta si concurren favorablemente otros factores ambientales. A mayores pHs puede estar presente sodio intercambiable y carbonato de sodio.

Los suelos muy salinos tienen pHs que rondan la neutralidad debido a que ese es el pH de las sales neutras que constituyen mayoritariamente la solución del suelo. Ante la presencia de carbonato sódico (una sal fuertemente alcalina encontrada en suelos sódicos) el pH de la pasta saturada puede elevarse hasta 9,5 o 10. Un suelo no salino tiene un pH mayor que un suelo salino similar, debido a que los cationes básicos de intercambio son capaces de formar hidróxidos en la solución del suelo. Así, la eliminación de sales solubles durante la recuperación de suelos salinos provoca un incremento del pH. El incremento será pequeño si las sales dominantes son cloruros y sulfatos de calcio y magnesio (el potasio es raramente un constituyente principal de las sales de los suelos). Sin embargo, si la concentración de sales de sodio es lo suficientemente alta como para producir un suelo sódico, el lavado rápido de esas sales causará un gran incremento en el pH debido a la formación de hidróxido sódico y carbonato sódico.

1.3.6 Nutrientes para las plantas.

El uso de los suelos tiene una gran influencia en las cantidades de nutrientes de las plantas presentes en ellos. El N es probablemente el nutriente de las plantas más escaso en los suelos de las regiones áridas, seguido por fósforo, hierro y zinc, aunque también se han observado también en algunos casos deficiencias de potasio y azufre.

El contenido de N de los suelos es casi enteramente función de los niveles en materia orgánica, habiéndose obtenido valores entre 8 y 9 para la relación C/N en las zonas más áridas. Billings et al (2004) ponen de manifiesto el importante papel de las costras biológicas y de los microbios heterotróficos en la fijación de N en los ecosistemas áridos. Estos fijadores de N suelen distribuirse principalmente a la sombra de los matorrales y sus poblaciones suelen variar con las estaciones del año debido al fuerte control al que se ven sometidos por la humedad del suelo (Xi e y Steinberger, 2002).

Parece haber una correlación positiva entre la rojez de los suelos en tierras altas de las regiones áridas y deficiencias en fósforo. Sin embargo esta afirmación todavía parece estar en discusión. Si es correcta, esto podría ser debido a que los suelos rojos son más viejos y más alterados, contienen menos materia orgánica y carbonato cálcico, y tienen más posiciones para la adsorción de fósforo debido a los recubrimientos de óxidos de hierro en las partículas. Buschiazzo et al (2001) comprobaron que las prácticas de cultivo en las zonas áridas reducían los niveles de fósforo en el suelo. Por otro lado Femald y Schlesinger (2001) afirman la importancia del fósforo orgánico como una fuente de fósforo en los ecosistemas semiáridos.

Por otro lado, las deficiencias de hierro y zinc son menos comunes en las zonas áridas que las deficiencias de nitrógeno y fósforo. Suelen producirse en cultivos sobre suelos calcáreos y fertilizados con fósforo.

Las deficiencias de potasio y sulfuros en las regiones áridas son de distribución limitada. Suelen producirse en suelos meteorizados de texturas gruesas más que en suelos de texturas finas. Las deficiencias de sulfuros también están asociadas con suelos desarrollados sobre basaltos en los Estados Unidos y Australia. Sin embargo, los suelos de regadío reciben habitualmente suficientes sulfatos en el agua para abastecer las necesidades de los cultivos.

Un método para la recuperación de suelos degradados en zonas áridas es la adición de materia orgánica fresca o en forma de compost, la cual provoca el aumento de los niveles de la materia orgánica del suelo, de la biomasa microbiana, de la respiración basal y algunas actividades enzimáticas relacionadas con los ciclos de C y N (Ros et al, 2003).

1.3.7 Erosión eólica.

Las partículas del suelo más pequeñas y ligeras pueden ser transportadas por el viento en suspensión y saltación, mientras que las más grandes y pesadas pueden ser deslizadas. La velocidad del viento se acelera en las pendientes y en las cumbres, donde las líneas de flujo de viento convergen, incrementándose de esta manera los riesgos de erosión en los montículos y en las crestas de las dunas.

Son varios los factores que influyen en la erosionabilidad de los suelos frente a la erosión eólica. Uno de los más importantes es la humedad, debido a que solo las partículas secas del suelo pueden moverse fácilmente por el viento. La humedad del suelo esta controlada por variables como la textura (Beckett y Webster, 1971), la vegetación (Sharma et al., 1980) y la topografía (Burt y Butcher, 1985). Los suelos húmedos son difícilmente erosionados debido a la cohesión de las películas de agua que rodean las partículas. Sin embargo, se sabe que la erosionabilidad de los suelos arenosos en las regiones áridas es mayor tras lluvias ligeras que antes de ellas (Visser et al, 2004). La razón es que la lluvia allana la superficie, forma una costra superficial fina con partículas de arena sueltas y permite una mayor velocidad del viento cerca de la

superficie. Esa combinación de factores favorece el inicio de la saltación de las partículas.

La distribución y organización de las partículas en el suelo tiene influencia en la velocidad mínima del viento necesaria para iniciar el movimiento de las partículas. La erosionabilidad se incrementa cuando aumenta el contenido de arena y disminuye el de limo (Chepil, 1955). En suelos de texturas francas y franco arcillosas, la rugosidad de la superficie es baja pero las fuerzas de cohesión de las partículas son altas, lo que disminuye los efectos de la erosión eólica. Por otro lado, en los suelos con texturas arenosas y franco arenosas el material arenoso fácilmente erosionable puede provocar la rotura de las costras superficiales al impactar con ellas, lo que favorece los procesos erosivos (Singer y Shainberg, 2004).

Las superficies planas son también más factibles de ser erosionadas que las rugosas debido a las mayores velocidades del viento en su superficie. Cualquier objeto que interfiera con el flujo de aire a lo largo de la superficie del suelo ayuda a reducir la erosión eólica. La acumulación del aire en los surcos de labranza demuestra la utilidad de los mismos para mantener las partículas de los suelos en los campos agrícolas. En estas zonas la erosión eólica tiene importantes efectos negativos, ya que provoca la eliminación de las partículas finas que contienen importantes cantidades de nutrientes para las plantas, lo que provoca la disminución de la productividad de los suelos debido a la reducción de la capacidad de retención de agua en el suelo y a la destrucción de su estructura. (Gomes et al, 2003)

La vegetación ofrece la mejor protección contra la erosión (Puigdefábregas, 1996, Li et al, 2004). La condición menos deseable es un suelo desnudo. En aquellas zonas donde es difícil establecer y mantener una cobertura vegetal, como en los ergs y alrededor de los oasis del Sahara, el asfalto y otras coberturas vegetales puede ser los únicos materiales que estabilizan los suelos erosionables.

La presencia de costras biológicas también tiene un importante efecto protector frente a la erosión eólica en las zonas áridas (Li et al, 2004). Según Hu et al (2002) la cohesión de estas costras se ve favorecida por la presencia de algas filamentosas, mientras que los líquenes y los hongos tienen efectos en la estructura y en las propiedades físico-químicas de los suelos.

Los suelos con contenidos altos de materia orgánica son más susceptibles a la erosión que los que presentan contenidos bajos. Cuando se añaden residuos de plantas al suelo, en un primer momento la erodibilidad disminuye. Sin embargo, tras el proceso de rápida descomposición se produce un efecto contrario debido a la formación de nuevos agregados estables al agua fácilmente erosionables.

Por último, los suelos calcáreos en superficie son notorios por su erodibilidad, siendo uno de los peligros de nivelar la superficie para cultivar la posibilidad de exponer horizontes calcáreos subsuperficiales. Si el carbonato se encuentra formando un horizonte petrocálcico la erodibilidad será menor que si se encuentra como material pulverulento. Solo en suelos franco arenosos y presumiblemente en arenosos el carbonato cálcico disminuye la erodibilidad (Chepil, 1954)

1.3.8 Erosión hídrica.

El agua es el principal agente modelador de la geomorfología de los paisajes de las regiones áridas y semiáridas.

La erosión hídrica y la eólica tienen mucho en común ya que tanto el movimiento del agua como el del aire siguen las leyes mecánicas de los fluidos. En la erosión hídrica el movimiento se inicia por la presión del agua sobre las partículas del suelo o por el efecto de salpicadura de las gotas de lluvia al golpear las partículas, pudiendo levantar las partículas salpicadas hasta un metro y depositarlas en un área de hasta 2 metros de radio. Además puede producirse la rotura de los gránulos y agregados de suelo en partículas más pequeñas, rellenando los poros del mismo. Esto provoca la

disminución de la tasa de infiltración y conduce a una mayor escorrentía y erosión hídrica superficial. Una vez que las partículas son erosionadas estas empiezan a moverse por saltación, deslizamiento superficial y en suspensión, al igual que en la erosión eólica. Sin embargo, en la erosión hídrica la topografía es el principal factor responsable de la dirección de transporte de los sedimentos, en la erosión eólica esta determinada por la dirección de los vientos predominantes (Visser et al, 2004).

En la erosión hídrica es la distribución del tamaño de las partículas y la estructura del suelo lo que determina las tasas de infiltración. Las costras superficiales tienden a disminuir la infiltración y por tanto a aumentar las tasas de escorrentía y de erosión hídrica. La tendencia de un suelo a formar costras tiende a incrementarse con los contenidos en arcilla, especialmente de esmectitas. (Singer y Shainberg, 2004).

Las regiones áridas no suelen tener texturas que los hagan especialmente susceptibles a la erosión hídrica. La mayoría de los suelos en las tierras altas y mesetas tienen texturas de moderadamente gruesas a gruesas y muchos tienen pavimentos del desierto que protegen a los suelos del impacto de las gotas de lluvia y reducen la tasa de escorrentía superficial. Los suelos de texturas finas están concentrados en depresiones planas, donde el riesgo de erosión hídrica es mínimo incluso cuando los suelos son más susceptibles (Dregne, 1976).

Sin embargo, la erosión hídrica causa problemas en todas las zonas áridas a excepción de aquellas con suelos arenosos profundos. La baja cantidad de materia orgánica en superficie es el principal factor que influye en la susceptibilidad a la erosión haciendo que la resistencia a la rotura de los agregados de suelos sea baja. Con la dispersión de la superficie del suelo la infiltración se reduce drásticamente y la escorrentía es alta, lo que incrementa el poder erosivo de cualquier lluvia. En las regiones áridas las lluvias suelen presentarse en forma de tormentas de alta intensidad en las que la tasa de lluvia excede ampliamente a la de infiltración (Van Dijk y Bruijnzeel, 2004). Las consecuencias de lluvias de alta intensidad son escorrentías superficiales importantes y erosión acelerada. Además, el escaso espesor de los suelos provoca que la

capacidad de retención de agua de los mismos sea escasa y se saturen rápidamente, favoreciendo altas tasas de escorrentía (Lange et al, 2003).

Además de las características intrínsecas de los suelos existen otros factores que influyen en la erosión hídrica. Algunos son la inclinación y longitud de la pendiente, el microrelieve superficial, la cobertura vegetal, la intensidad y duración de las lluvias y las prácticas agrícolas (Solé-Benet et al, 1997; Cantón et al, 2002). La pérdida de suelo se incrementa entre 1,5 y 2 veces cuando el porcentaje de la pendiente se dobla y sobre 1 y 1,5 veces cuando se dobla la longitud de la misma. Las pendientes más largas son más susceptibles a la erosión en su parte más baja debido a que se acumula más cantidad de agua que en las pendientes más cortas. La vegetación influye de dos formas, reduciendo el impacto de las gotas de lluvia en la superficie del suelo y la velocidad de la escorrentía superficial, lo que favorece la infiltración del agua y los contenidos de humedad en el suelo (Bhark y Small, 2003; Cantón et al, 2004).

1.3.9 Propiedades biológicas

Los suelos de los desiertos están generalmente cubiertos por costras biológicas constituidas por un conjunto de organismos dominados por cianobacterias, líquenes y musgos. A pesar del tamaño diminuto de estos organismos son de gran importancia para multitud de procesos en los ecosistemas de los desiertos. Estas costras son vitales para mantener y mejorar la fertilidad de los suelos de las zonas áridas debido a su capacidad fijadora de CO₂ y N Y de capturar nutrientes transportados por el viento en forma de aerosol es. Soportan temperaturas extremas, sequía y altos niveles de radiación solar. Sin embargo, son extremadamente vulnerables a los cambios climáticos y a perturbaciones como el pisoteo por vehículos y ganado. La capacidad de regeneración de estas costras suele medirse en décadas o siglos (Belnap, 2003).

La capacidad fijadora del N atmosférico es atribuible a algunas algas verde azuladas y bacterias del género *Azotobacter* (Brendecke et al, 1993; Belnap, 2002). Estos microorganismos s presentan respuesta a las condiciones de pH. (Smith et al,

2002). Los valores más favorables para la fijación de de N varían de 6 a 8, rango en el que se incluyen la mayoría de las regiones áridas del mundo. Sin embargo la humedad es el factor limitante más importante para el desarrollo de estas costras biológicas.

Los niveles medios de materia orgánica varían generalmente desde menos de 0,5% en las regiones áridas hasta 2-4% en la zona semiárida. Los niveles de equilibrio son dependientes de la tasa de adición de materia orgánica por las raíces y restos de plantas y por la tasa microbiana de descomposición. Cada zona climática tiene un nivel de equilibrio característico en condiciones naturales, donde la tasa de crecimiento y de descomposición de las plantas a partir de un periodo determinado de años son equivalentes. La distribución de la materia orgánica en suelos de las regiones áridas no es homogénea. Así, por ejemplo en zonas de pastos con presencia de matorrales la cantidad de materia orgánica es mayor debajo de los arbustos que entre ellos (Thompson et al, 2005).

La relación C/N es un buen indicador de la estabilidad de los agregados en los suelos (Bird et al, 2002). Sus valores suelen incrementarse desde las zonas más áridas y cálida a las menos áridas y más frías. Se han obtenido valores tan bajos como 6 o 7 en zonas donde las precipitaciones son menores de 150 mm. A medida que la precipitación se incrementa, la razón aumenta a 10 o 11 en el límite de las zonas semiáridas. Bajos valores de C/N indican una mayor tasa de descomposición de los residuos orgánicos.

1.4 IMPORTANCIA DEL AGUA (HUMEDAD) DEL SUELO

El papel del agua del suelo en los primeros dos metros de la superficie de la tierra es ampliamente reconocido como un parámetro clave en numerosos estudios ambientales tales como meteorología, hidrología, edafología, agricultura y cambio climático.

Aunque esta capa delgada de agua puede parecer insignificante cuando se compara a la cantidad total de agua sobre una escala global, es la pequeña capa de suelo

la que controla la supervivencia de la agricultura y regula el reparto de la precipitación hacia la escorrentía y el almacenamiento del agua en la tierra. Además, el contenido de agua del suelo es una de las pocas variables hidrológicas directamente observables que desempeña un papel importante en los balances necesarios de agua y energía para estudios climáticos (Jackson, 1993). Sin embargo, como resultado de la heterogeneidad de las propiedades del suelo, topografía, cubierta, evapotranspiración y precipitación, la humedad del suelo es muy variable tanto espacial como temporalmente (Engman, 1991; Wood, et al. 1993; Albertson and Montaldo, 2003)

Una posibilidad operacional para predecir la variación temporal y la distribución espacial de los perfiles de humedad del suelo (Entekhabi and Rodríguez Iturbe, 1994) tendría numerosos beneficios en los campos de la meteorología, hidrología, edafología, agricultura y el seguimiento del cambio climático global. Algunos de los obvios beneficios en estos campos incluyen:

1. Estimaciones mejoradas de la ETP a través de la influencia sobre la distribución de la energía disponible en la superficie de la tierra hacia cambios de calor sensibles y latentes (Entekhabi e tal., 1993, 1994; Jackson et al, 1994; Giacomelli, 1995).
2. Predicciones mejoradas del tiempo a través de un modelado mejorado de la interacción de procesos superficiales terrestres (Fast and McCorcle, 1991; Engman, 1992; Betts et al., 1994; Su et al, 1995).
3. Pronóstico mejorado de las inundaciones a través de la influencia sobre la distribución de la precipitación entre escorrentía e infiltración (Entekhabi e tal., 1993; Su et al. 1995).
4. Beneficios económicos y de conservación de aguas a través de planteamientos de riego racional (Jackson et al.,1981, Jackson, 1982; Jackson et al, 1987; Saha, 1995).

5. Producción de un incremento de cosecha a través de óptimas condiciones de humedad del suelo antes de la siembra y durante la estación de crecimiento (Topp et al, 1980; Jackson et al, 1987; Saha, 1995).
6. Beneficios económicos y ambientales de la selectiva aplicación de peptidas para insectos y enfermedades que dependen de la humedad del suelo (Engman, 1990).
7. Manejo de prácticas de cultivo, incluyendo el tráfico en los campos de cultivo (Wigner et al. 1998).
8. Predicción de sequías prematuras (Engman, 1990), seguimiento de sequía (Jackson, et al. 1981, Jackson et al., 1987) y evaluación del impacto de la sequía sobre la producción agrícola (Newton et al. 1983) para manejo de esquemas rurales subsidiarios.
9. Mejora en la predicción de la erosión a través de modelos mejorados hidrológicos y las relaciones entre erosión y zonas con escorrentía (Beecham, 1995; Western et al. 1997a).
10. Seguimiento del cambio climático global a través de la persistencia del alto o bajo contenido de agua del suelo (Engman, 1992).
11. Balance global de calor como resultado de la desnitrificación del suelo (Axelsson et al., 1990).
12. Microscopio electrónico.

1.4.1 Estado del Problema

A pesar de su importancia, no hay un sistema operacional para predecir el status de humedad del suelo. La razón es que muchas aplicaciones hidrológicas, agrícolas forestales y meteorológicas que pueden beneficiarse de las medidas de humedad del suelo, precisan tres requerimientos generales:

- a. Frecuentes observaciones
- b. Una estimación del contenido de agua del suelo dentro de los 1 a 2 metros del perfil del suelo.
- c. La variación espacial del contenido de agua del suelo sobre grandes áreas (Schmugge et al., 1980).

La humedad del suelo es difícil de medir sobre grandes áreas por su elevado coste y los métodos convencionales de rutina. Las técnicas tradicionales para la producción de datos de estimación de la humedad del suelo en un punto determinado, como la sonda de neutrones, proveen una medida segura del contenido de humedad del perfil. Pero si se quiere estimar en una gran área se requerirán muchas medidas llegando a ser los costes prohibitivos (Schmuggen, et al. 1980).

. Además, estimar la humedad del suelo en un punto a veces es complicado puesto que este punto no siempre representa la distribución espacial (Jackson, 1981; Engman, 1990). Por otra parte, los problemas asociados con este tipo de adquisición de datos son el área limitada que puede ser satisfactoriamente monitorizada con una aceptable resolución espacial y temporal, así como el intentar interpolar datos altamente variables que generalmente exhiben una muy baja correlación espacial (D'Urso et al., 1994; Giacomelli, 1995).

Dadas las dificultades asociadas con la estimación de la distribución espacial de los perfiles de humedad del suelo a partir de medidas puntuales, la humedad del suelo es a menudo estimada a partir de modelos hidrológicos (Mancini and Troch, 1995; Bolognani et al., 1996) que proveen predicciones de la distribución espacial de los perfiles de humedad del suelo. Sin embargo, estos modelos generalmente requieren grandes cantidades de datos meteorológicos, los cuales pueden ser difíciles y costosos de conseguir (Ottlé and Vidal-Madjar, 1994). Además los modelos paramétricos, son difíciles de determinar, requiriendo calibración y a menudo resultando en errores de simulación (Wood et al., 1993), pero que pueden ser subsanables como es el caso de la sonda de neutrones.

Además de estas medidas puntuales muy exactas y precisas y del empleo de modelos hidrológicos, hoy en día el contenido de agua del suelo puede ser medido usando sensores remotos. Estos métodos pueden ser usados rápidamente para coleccionar datos espaciales sobre extensas áreas, sobre una base de rutina y proveen una capacidad potencial para hacer espacialmente frecuentes medidas coherentes del contenido de agua de los horizontes superficiales del suelo (Jackson et al, 1987; Engmann and Chauhan, 1995). En las últimas décadas ha habido un significativo esfuerzo de investigación para desarrollar técnicas para la detección del contenido de agua del suelo por sensores remotos. Recientes avances han demostrado la capacidad de medir la variación espacial del contenido de agua del suelo en los horizontes superficiales bajo una variedad de condiciones topográficas y de cubierta vegetal (Wood et al. 1993), Walker and Houser, 2004).

Sin embargo, un problema muy importante con los datos de satélite es el largo tiempo de repetición del satélite, esto es el número de días que transcurre en volver a pasar por el mismo punto de muestreo. Todos los satélites con sensores remotos de microondas, tienen un tiempo de repetición estándar que sobrepasa un mes (Wigneron et al. 1998) por lo que tienen una pobre resolución en el tiempo cosa que no ocurre con el manejo de la sonda de neutrones, que uno la puede utilizar a discreción.

Además a estas restricciones de una pobre resolución temporal, los sensores remotos sólo miden el contenido de agua del suelo de los horizontes superficiales del mismo, esto es, unos pocos centímetros. Estos pocos centímetros superficiales, además son los más expuestos a la atmósfera, y pueden variar rápidamente en el contenido de agua del suelo en el orden de pocas horas (Raju et al., 1995; Capehart and Carlson, 1997) en respuesta a la lluvia o evaporación. La superficie del suelo puede cambiar de húmeda a seca en un periodo de uno o dos días (Jackson et al., 1976) mientras que el contenido de agua de los horizontes más profundos cambia más lentamente. Así, para ser útil para muchos estudios climáticos, meteorológicos, hidrológicos, edafológicos y forestales/agrícolas, la información de los sensores remotos debe relacionarse al perfil de humedad completo del suelo en la zona no saturada porque cualquier imagen individual reflejará grandemente los efectos climáticos de las últimas horas más bien que el promedio del periodo interobservacional.

En resumen, dado los problemas inherentes a los tres requerimientos anteriormente vistos, para que un programa de seguimiento de la humedad del suelo sea efectivo, debe combinar las medidas puntuales, el modelado hidrológico y los sensores remotos (Hossain and Anagnostou, 2005). Las medidas puntuales, que como hemos dicho son las más seguras (sonda de neutrones) deben ser usadas para calibración y evaluación del modelo hidrológico que provee información tanto sobre la distribución espacial (horizontal y vertical) como sobre la variación temporal del contenido de agua del suelo. Las observaciones de sensores remotos que como hemos dicho proveen una medida del contenido de agua superficial del suelo deben ser usadas para actualizar el modelo hidrológico por asimilación de datos, y así minimizar los efectos de la inadecuación del input de datos al modelo (modelos paramétricos y atmosféricos).

Actualmente, la determinación de la humedad del suelo por sensores remotos, está teniendo cada vez mayor aceptación, aunque solamente hay un pequeño número de estudios que han intentado usarlos o bien como input a un modelo hidrológico o bien como verificación de los datos (Beven and Fisher, 1996; (Hossain and Anagnostou 2005). Las razones para esto son:

a.- Que los datos de sensores remotos están empezando a ganar aceptación en la comunidad hidrológica como una herramienta operacional para medir la humedad del suelo cerca de la superficie.

b.- La asimilación de los datos de sensores remotos requiere el desarrollo de modelos hidrológicos que simulen la humedad del suelo para una delgada capa superficial que es compatible con la naturaleza de las observaciones de los sensores remotos (Lakshmi and Susskind, 1997). Por lo tanto las medidas precisas con las sondas de neutrones son utilísimas para implementarlas en las medidas con sensores remotos y así completar los modelos hidrológicos. Así, p.ej. se pueden mejorar las predicciones de evapotranspiración o escorrentía.

1.5 MEDIDA DE AGUA (HUMEDAD DEL SUELO)

El seguimiento del contenido volumétrico de agua del suelo en el campo exige un método rápido y seguro que permita medidas repetidas a través del tiempo. Hay dos aproximaciones para medir la distribución espacial y la variación temporal del contenido de agua del suelo: medidas puntuales y sensores remotos. Analizaremos someramente estas técnicas a través de la revisión de los métodos de medida más usuales del contenido de agua en el suelo para resaltar las características más esenciales de los mismos y para estimar la variación espacial y temporal de los perfiles de humedad del suelo.

1.5.1 Medidas puntuales de los perfiles de humedad del suelo

Es ampliamente reconocido que métodos fiables, robustos y automáticos para la medida del contenido de agua del suelo pueden ser extremadamente útiles, si no esenciales en estudios hidrológicos ambientales y agrícolas.

1.5.1.1 Método termogravimétrico

Es el método estándar para medir el contenido volumétrico de agua de una muestra de suelo. Las ventajas de este método es que es barato y el contenido de agua es fácilmente calculable. Sin embargo, consume tiempo, es difícil de obtener muestras representativas y también es destructivo. Por lo que este método no puede ser usado para medidas repetitivas exactamente en el mismo punto de muestreo (Roth et al. 1990). Además es propenso a grandes errores debido al muestreo, transporte, manejo y pesadas repetidas. También los suelos con materia orgánica pueden experimentar una pérdida de masa durante el secado debido a la oxidación y descomposición de la materia orgánica, mientras que algunas arcillas retienen considerables cantidades de agua absorbida. Los errores de medida pueden ser reducidos si aumentamos el tamaño y número de muestras (Zegelin, 1996).

1.5.1.2 Método de dispersión de neutrones.

Este método mide indirectamente el contenido de agua del suelo. Los neutrones con alta energía son emitidos por una fuente radiactiva hacia el suelo y son ralentizados por colisiones elásticas con los núcleos de los átomos. Esta pérdida de energía es mucho mayor para los neutrones que colisionan con átomos de bajo peso atómico (como el hidrógeno en suelos) que para colisiones con átomos más pesados. Como resultado el hidrógeno puede enlentecer los neutrones rápidos mucho más eficazmente que cualquier otro elemento presente en el suelo, dando por tanto una buena relación con el contenido de agua del suelo. El número de neutrones lentos que retornan al detector por unidad de tiempo pueden contarse y el contenido de agua del suelo se estima a partir de una curva de calibración previamente determinada de las cuentas frente al contenido de agua volumétrico (Wilson, 1971; Schmugge et al. 1980; Zegelin 1996). La esfera de influencia o volumen efectivo de medida varía de un radio de menos de 10 cm en un suelo húmedo a 25 cm o más en un suelo seco (Zegelin, 1996).

Sin embargo la calibración en el campo de la sonda de neutrones es extremadamente difícil (Grimaldi et al., 1994; Grismer et al. 1995). Además el equipo eléctrico requiere ajustes para recalibraciones periódicas (Schmugge et al. 1980; Zegelin, 1996).

Las ventajas de este sistema son que los contenidos promedios de agua pueden ser determinados con la profundidad y las medidas son insensibles a la temperatura, se puede acomodar a una lectura automática, y los cambios temporales en el contenido de agua del suelo pueden ser monitorizados en el mismo sitio.

1.5.1.3. Método de atenuación de Rayos gamma

Este método es una técnica de radiación que se puede usar para determinar el contenido de agua del suelo dentro de los dos primeros centímetros superficiales. Este método asume que la dispersión y absorción de rayos gamma está relacionada con la densidad de la materia que atraviesa y que la densidad del suelo permanece relativamente constante porque la densidad en húmedo cambia con el contenido de agua. Los cambios de la densidad en húmedo se miden por el método de atenuación de rayos gamma y el contenido de agua del suelo se determina a partir de este cambio en la densidad (Wilson, 1971; Schmugge, 1980; Zegelin, 1996).

Las ventajas de este sistema son que no es destructivo y que los datos se pueden obtener sobre distancias verticales muy pequeñas. Sus desventajas son que es costoso y difícil de usar y que hay que tener un especial cuidado por la fuente radiactiva. Los escanners de rayos gamma se usan generalmente en el laboratorio.

1.5.1.4 Método de la conductividad eléctrica del suelo

La conductividad eléctrica del suelo es una función del contenido volumétrico de agua del suelo, de la conductividad eléctrica de la mezcla suelo-agua y de la contribución de las cargas superficiales a la conductividad total. Se han propuesto

muchas técnicas para medir la conductividad eléctrica, pero adolecen de similares dificultades porque no es solamente el agua la que conduce la electricidad, sino más bien los iones disueltos en la misma.

1.5.1.4.1 Sondas de conductividad eléctrica

Consisten tanto de dos como de cuatro tipos de sondas de electrodos. Una sonda de cuatro electrodos se usa para medir la conductividad eléctrica con preferencia a una sonda de dos electrodos, porque elimina el problema de la resistencia de contacto, al medir la corriente y el voltaje entre diferentes pares de electrodos.

Las principales ventajas de la sonda es que es fácil de usar, su simplicidad, bajo coste del equipo y el relativamente amplio volumen de suelo muestreado.

1.5.1.4.2 Bloques de resistencia eléctrica

La inserción directa de la técnica de la sonda de conductividad a veces se resiente por las diferentes contribuciones a la conductividad total de la carga superficial y estructura de los poros del suelo y de sus distribuciones espaciales en los suelos. Para remediar estas incertidumbres los electrodos se embeben en un material poroso tal como bloques de yeso y fibra de plástico.

Esta técnica indirecta cuenta con el equilibrio del potencial de agua del suelo en el bloque y el del suelo circundante. A causa de esto los ciclos de humectación y sequía dan origen a una respuesta de histéresis en el bloque, por lo que los bloques deben ser calibrados tanto bajo regímenes de humedad como de sequía.

Las ventajas de estos bloques de resistencia descansan en su bajo coste, su facilidad de instalación, su simplicidad relativa de operación y del hecho de que muchos bloques pueden ser acoplados a partir de un simple puente. Sin embargo, algunos tienen una alta tasa de error y son sensitivos al contenido de rocas de suelo, lo que resulta en

una sobre estimación del contenido de agua del suelo y una necesaria calibración in situ (Amer, et al. 1994).

1.5.1.4.3 Inducción electro magnética

En esta técnica campos magnéticos primarios y secundarios se aplican a la mezcla agua-suelo a través de una bobina transmisora colocada en la superficie del suelo. La razón de estos dos campos en la bobina receptora proveen una estimación de la conductividad eléctrica aparente del suelo.

La principal ventaja es que no necesita ser insertada en la tierra, es fácil y rápida de manipular y puede proveer estimaciones sobre grandes áreas y profundidades sustanciales de hasta 10 metros. Una desventaja de este método es que la labor de aislar los efectos del contenido de agua del suelo a una profundidad determinada es difícil (Zegelin 1996).

1.5.1.4.4 Tensiómetro

Los tensiómetros miden la tensión capilar (energía con la que el agua es mantenida por el suelo), a través de una capsula porosa llena de líquido conectada por una columna continua de líquido a un manómetro.

Las ventajas de este sistema son que tienen un coste relativamente bajo y que pueden leer tanto la elevación de la capa de agua como la tensión de agua del suelo. Las desventajas son que proveen unas medidas directas de la tensión del agua del suelo pero sólo medias indirectas del contenido de agua del mismo, también se pueden romper fácilmente durante la instalación y los resultados solo pueden ser determinados dentro de un rango de tensión de agua de 0-800 cm (Schmugge, et al 1980). P.eje. el punto de marchitamiento permanente de las plantas es alrededor de 15000 cms (Wilson, 1971)

1.5.1.4.5 Método higrométrico

Es bien conocida la relación que existe entre el contenido de agua en materiales porosos y la humedad relativa de la atmósfera inmediata circundante. De ahí que hayan sido designados diversos sensores relativamente simples para medir la humedad relativa. Básicamente estos sensores se pueden clasificar en siete tipos de higrómetros: Resistencia eléctrica, capacitancia, sorción piezoeléctrica, transmisión y absorción infrarroja, elemento variable dimensionalmente, punto de rocío y psicrométrico.

Las ventajas del método higrométrico son sencillez del aparataje y bajo coste; las desventajas: deterioro del elemento sensor por interacciones con los componentes del suelo y se requiere una calibración para testear el material (Schmugge, 1980).

1.5.1.4.6 Método dieléctrico

La constante dieléctrica (también conocida como permitividad o capacidad inductiva específica) ϵ , es una medida de la capacidad de polarización de un material sometido a un campo eléctrico. Esta propiedad material se mide con relación a la del espacio libre y se refiere como constante dieléctrica relativa ϵ_r .

El suelo consiste de aire, agua, y partículas. Por eso la constante dieléctrica relativa de un suelo es la de todos sus componentes (Jackson et al. 1996). El contenido de agua del suelo se puede determinar a partir de las medidas de la ϵ_r como resultado de la gran diferencia que existe entre las propiedades dieléctricas relativas del agua líquida (aprox. 80) y el suelo seco (de 2-5) (Engmann and Chauhan, 1995). Puesto que la ϵ es una propiedad de volumen, la fracción volumétrica de cada componente está implicada. Así cuando aumenta el contenido de agua del suelo la ϵ_r puede aumentar hasta 20 ó más (Schmugge, 1985).

1.5.1.4.6.1 Sondas de capacitancia

Cuando se aplica un potencial a lo largo de las placas de un condensador que contiene un dieléctrico, las cargas inducidas por la polarización del material actúan para contar las cargas impuestas sobre las placas. De aquí que la capacitancia entre dos placas paralelas es función de la constante dieléctrica del dieléctrico (Zegelin, 1996).

Para la determinación en el laboratorio del contenido de agua de materiales porosos, se han usado ampliamente sondas de láminas paralelas, pero su uso en el campo no es muy apropiado por los problemas que plantea la inserción de la placa y la perturbación del suelo. Pero actualmente sondas de capacitancia de electrodos cilíndricos, si se pueden enterrar en el suelo o colocarse a diferentes profundidades dentro de tubos de plásticos embebidos en el suelo.

Las ventajas de las sondas modernas incluyen: (1) su capacidad para medir y registrar in situ cambios en el contenido de agua en el suelo; (2) la rapidez y facilidad de las medidas; (3) su extrema sensibilidad a pequeños cambios en el contenido de agua del suelo, particularmente en contenidos de agua del suelo seco; (4) su precisa resolución en profundidad; (5) y su relativamente bajo coste. El punto débil de esta técnica incluye: (1) el hecho de que lea una zona relativamente pequeña de influencia; (2) su sensibilidad a la región inmediatamente adyacente a la sonda y (3) su sensibilidad a los huecos de aire que rodean las sondas.

1.5.1.4.6.2 Sondas de reflectometría de dominio de tiempo (TDR)

En las sondas TDR una onda electromagnética se propaga a lo largo de una onda guía embebida en un material con una constante dieléctrica determinada se determina la permitividad dieléctrica del suelo midiendo el tiempo que una onda electromagnética emplea en propagarse a lo largo de una línea de transmisión siendo el dieléctrico el propio suelo. A través de ella el contenido de agua del suelo se puede determinar con la ecuación calculada por Top et al. (1980). Autores más recientes aconsejan la calibración para cada tipo de suelo. Cuando se trabaja con frecuencias superiores a 250-300 MHz a veces no se detecta fácilmente el agua retenida a las partículas más finas del suelo.

1.6 COMPORTAMIENTO DIELECTRICO DE MICROONDAS DEL SUELO HÚMEDO

Las técnicas de microondas para medir el contenido de agua del suelo se basan en la distinción clara entre las propiedades dieléctricas del agua y las de las partículas del suelo. Las propiedades dieléctricas se miden por la constante dieléctrica ϵ que es un número complejo que representa la respuesta de un material a un campo eléctrico aplicado tal como una onda electromagnética (Schmugge, 1985). Esta propiedad consiste de una parte real y una parte imaginaria que están relacionadas por la expresión

$$\epsilon = \epsilon' + i\epsilon'' \text{ y se mide usualmente respecto a la del espacio libre } (\epsilon_r = \epsilon/\epsilon_0)$$

El componente real (en fase) de ϵ determina la propagación característica de la onda electromagnética en el material (p.ej. su velocidad) mientras que el componente imaginario (fuera de fase) determina las pérdidas de energía o absorción cuando la onda electromagnética viaje a través del material (Schmugge, 1985; D'Urso et al. 1994; Engman and Chauhan, 1995; Zegelin, 1996, Bolognani et al., 1996) y a menudo es referido como el factor de pérdida dieléctrica. Las pérdidas de energía se deben a la vibración y/o rotación de las moléculas de agua (Wüthrich, 1997).

Para partículas de suelo seco, la parte real de la constante dieléctrica relativa ϵ_r' varía desde 2 a 5 (dependiendo de la densidad del suelo) independientemente de la frecuencia, con una parte imaginaria ϵ_r'' típicamente menor de 0,05 (Ulaby et al. 1996). En contraste, para el agua libre la constante dieléctrica relativa a 1 GHz y temperatura ambiente es aproximadamente 80 para el componente real y 4 para el componente imaginario. Es esta gran diferencia la que posibilita el uso de las técnicas de microondas para la medida del contenido de agua del suelo, y la adicción de agua al suelo hace que la constante dieléctrica relativa de la mezcla alcance hasta un valor de 20 o más (Schmugge, 1985). Sin embargo, al igual que ocurre con otras mezclas en las que interviene el agua, la constante dieléctrica del suelo húmedo no es simplemente un

promedio de sus componentes. Este tipo de mezcla es complejo y hay muchos factores que lo influyen): Frecuencia de observaciones, temperatura del suelo, textura y salinidad (Topp et al. 1980; Ulaby et al. 1986; Jackson and Schmugge, 1989; Roth et al. 1990; Heimovara, 1994). Cuando la temperatura del suelo aumenta ϵ_r disminuye. Roth et al. (1990) indican que el rango de frecuencia sensitiva para la determinación del contenido de agua del suelo a partir de medidas de la constante dieléctrica del suelo oscila entre aproximadamente 10GHz y 50 MHz. Por debajo de 50 MHz el tipo de suelo tiene un fuerte impacto sobre la constante dieléctrica. Sin embargo en el rango normal de los sensores de microondas (0.4 a 10GHz) la constante dieléctrica tiene una sensibilidad relativamente baja al tipo de suelo.

La dependencia de la constante dieléctrica respecto al tipo de suelo se debe a los diferentes porcentajes de agua unidas a las superficies de las partículas de los diferentes suelos (Njoku and Entekhabi, 1996) y a la porosidad del suelo (Dobson and Ulaby, 1986a). Para contenidos de agua del suelo mayores del 5% v/v la porosidad del suelo no influencia ϵ siempre y cuando el contenido de agua venga expresado sobre una base volumétrica (Ulaby et al. 1996).

El efecto de la salinidad sobre la constante dieléctrica es que añade un término de conductividad iónica para ϵ'' lo que produce un gran aumento de ϵ'' a baja frecuencia, pero tiene poco efecto sobre ϵ' . De ahí que una alta salinidad del suelo pueda influenciar significativamente las propiedades dieléctricas del mismo. Como la parte imaginaria de la constante dieléctrica se relaciona con la conductividad eléctrica del suelo, ello hace que pueda ser usada para estudiar la salinidad del suelo (Dalton and van Genuchten, 1986).

Se han propuesto varias relaciones entre el contenido de agua del suelo y la constante dieléctrica del mismo (Topp et al. 1980; Wang and Schmugge, 1980; Hallikainen et al. 1985; Dobson et al. 1985; Roth et al., 1990; Peplinski et al. 1995). El modelo de este último es el más comúnmente usado.

1.7. SISTEMAS DE SENSORES REMOTOS

1.7.1 Plataformas de sensores remotos

Las plataformas para soportar los instrumentos de sensores remotos han variado desde plataformas terrestres hasta aeronáuticas y satélites. Las terrestres se pueden montar sobre estructuras especiales que permiten un movimiento limitado del sensor. La principal aplicación de estos tipos de plataformas está en el desarrollo de nuevos sistemas de sensores y en la verificación de la respuesta del sensor con respecto a las características del objetivo. La ventaja de estos sistemas es la relativamente pequeña huella del sensor, lo que permite un control más fácil de las condiciones bajo las que se hacen las medidas. Sin embargo un gran inconveniente es sus limitaciones para cubrir grandes áreas (Bolognani and Altese, 1994). De ahí que esto se pueda resolver al montarlas sobre aviones, para la cartografía de grandes área, y así pueden servir de prototipos para sensores de satélites futuros. En la mayoría de los casos estas plataformas aeronáuticas ofrecen una mejor resolución espacial que los sistemas de satélite, así como un mayor control sobre la frecuencia y tiempo de pasada (Jackson et al. 1996).

Los sensores remotos sobre satélites proveen la solución óptima debido a la capacidad de monitorizar grandes áreas con una larga cobertura repetitiva. Sin embargo, la longitud del ciclo repetitivo (tiempo en que el satélite sobrepasa la misma área sobre la tierra) puede ser un problema crítico en estudios que envuelven condiciones rápidamente cambiantes, tales como la humedad del suelo (Jackson et al. 1996).

1.7.2 Tipos de sensores

Los instrumentos de sensores remotos más comúnmente usados en el campo de la estimación de la humedad del suelo son el Scanner Multi.Spectral (MSS), Thematic Mapper (TM), scanner térmico infrarrojo, radiómetro de microondas pasivas y el Synthetic Aperture Radar (SAR) que utiliza microondas activas.

1.7.3 Satélites de sensores remotos

Aunque hay numerosos sistemas de sensores remotos, para medir el contenido de agua del suelo, discutiremos brevemente los sistemas de satélite más apropiados (Hossain and Anagnostou (2005)).

En el caso de sistemas de microondas pasivas, actualmente no hay sistemas de satélites disponibles para medir la humedad del suelo. De aquí que toda la investigación ha utilizado sensores de aviones. En los años recientes, la NASA sostiene dos radiómetros de banda L, el *Push.Broom Microwave Radiometer (PBMR)* y el *Electronically Scanned Thinned Array Radiometer (ESTAR)*.

El ESTAR dobla el número de huellas hasta 8 lo que hace un instrumento muy eficiente de mapeo. Es también un prototipo para una nueva tecnología de antena de apertura sintética que puede potencialmente resolver el problema de la alta resolución de altitud espacial. Hay planeados tres sistemas de satélites que incluirán radiómetros de microondas de bandas C: *Multi-frecuency Imaging Microwave Scanning Radiometer (AMSR)* y el sistema ruso PRIRODA (Jackson et al., 1996). Está previsto el lanzamiento del satélite SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) para mediados del año 2008 que llevará el radiómetro MIRAS (Microwave Imagin Radiometer using Aperture Synthesis).

1.7.4 Medidas de la humedad superficial del suelo por sensores remotos

Los sensores remotos se pueden definir como un método de no contacto para determinar información respecto de la naturaleza, propiedades y estados de los objetos. Es decir, una adquisición de datos digitales bien reflejados o bien emitidos por la superficie de la tierra en las porciones visibles, térmicas o de microondas del espectro electromagnético (McVicar and Jupp, 1998).

Numerosos investigadores han mostrado que el contenido de agua superficial del suelo se puede medir por sensores remotos visibles y térmicos infrarrojos, así como con técnicas de sensores remotos con microondas activas y pasivas. Las principales diferencias entre estas cuatro técnicas es la región de longitud de onda del espectro electromagnético que usa el sensor y la fuente de energía electromagnética. En la tabla resumen 1.3 presentamos un sumario de las diferentes características de las técnicas de sensores remotos.

	Propiedad observada	Ventajas	Limitaciones	Fuentes de ruido
Visible	Albedo del suelo.	Muchos datos.	Muchas fuentes de ruido.	Numerosas.
	Índice de refracción.			
Infrarrojo térmico	Temperatura superficial.	Alta resolución.	Frecuencia limitada de cubrimiento por nubes.	Condiciones meteorológicas.
		Gran franja.		Topografía.
		Frecuencia de cubrimiento.		Cobertura vegetal.
Microondas activas	Coeficiente de Backscatter. Propiedades dieléctricas.	Física bien comprendida.	Ancho de franja limitado. Calibración con SAR	Rugosidad.
		Bajo ruido atmosférico.		Pendiente.
		Alta resolución.		Cobertura vegetal.
Microondas pasivas	Brightness temperature. Propiedades dieléctricas. Temperatura del suelo.	Bajo ruido atmosférico.	Baja resolución.	Rugosidad.
		Moderada penetración en vegetación.	Rango de operación limitado.	Cobertura vegetal.
				Temperatura

Tabla 1.3. Resumen de las técnicas de sensores remotos para medir el contenido superficial de agua del suelo (Engman, 1991, Walker 1999).

1.7.5 Profundidad de observación con sensores remotos.

La profundidad del suelo sobre la cual se puede inferir la humedad a partir de observaciones de sensores remotos, conocida como profundidad de observación es muy importante a la hora de usar las técnicas de medición anteriores. Para detectar la profundidad de observación, no hay mucha investigación cuantitativa, particularmente en el visible y en el infrarrojo. Aunque se han encontrado algunas correlaciones del contenido en agua del suelo en los primeros milímetros superiores con observaciones en el visible e infrarrojo.

Sin embargo, la estimación de la profundidad de observación con microondas pasivas es la que ha recibido mayor atención que cualquier otro tipo de observación. D'Urso et al., 1994, han descrito la respuesta de un suelo a las microondas como el resultado de la integración de todo el perfil, pero advirtiendo del decrecimiento (de la señal) de la profundidad de observación cuando uno se mueve hacia los horizontes más profundos.

Sobre la base de trabajo tanto experimental como teórico, se cree que el espesor del horizonte superficial del suelo que puede efectuar tal respuesta de un modo significativo para sensores remotos de microondas pasivas está entre un décimo y un cuarto de la longitud de onda. Aunque hay poca evidencia cualitativa en la biografía. Se cree que el espesor de esta capa superficial sea aproximadamente el mismo para los sensores remotos tanto de microondas activas como pasivas (Engman and Chauhan, 1995; van Oevelen, 1998). Por eso cuanto más se incremente la longitud de onda de los sensores mejor será posible investigar un mayor espesor del suelo. Sin embargo actualmente hay un límite superior para la longitud de onda que se pueda usar en los sensores debido a la interferencia con las frecuencias de las ondas de radio que están por detrás de la banda L (D'Urso et al., 1994; Giacomelli et al., 1995).

No obstante, aunque la profundidad de observación se discute en relación a la longitud de onda, la profundidad del suelo sobre la cual son sensibles los instrumentos de microondas es también dependiente del contenido de agua del mismo. Cuanto más contenido de agua tenga el suelo menor será la profundidad de observación (Njoku and Kong, 1977; Newton et al., 1982; Arya et al., 1983; Bruckler et al., 1988; Engman and Chauhan, 1995; Raju et al., 1995). Además Bruckler and Witono, 1989, encontraron que su radar respondió a una profundidad de un centímetro para suelos húmedos y aproximadamente cinco centímetros para suelos secos. La profundidad de observación depende también del ángulo de incidencia, polarización de la onda, rugosidad de la superficie, cobertura vegetal y de la forma del perfil de humedad del suelo (Njoku and Entekhabi, 1996).

En síntesis, parece ser que dan mejor resultado las observaciones con microondas por su adaptación a todas las situaciones meteorológicas. Además las observaciones de microondas activas tienen su mayor utilidad y aplicación en estudios agrícolas e hidrológicos como resultado de su alta resolución espacial y capacidad de almacenamiento de datos.

Sin embargo, los datos de microondas activas son más sensibles a la rugosidad del terreno, e influencias de la vegetación y del relieve que los datos de microondas pasivas.

Por otra parte, la interpretación de los datos de microondas (activas y pasivas) depende de la relación entre la constante dieléctrica y el contenido volumétrico de agua del suelo, el cual se ha visto que depende fuertemente de la temperatura superficial del suelo. Por tanto, la interpretación de los datos de sensores remotos de microondas activas requiere un conocimiento de la temperatura del suelo.

1.7.6 Misión SMOS

SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) es una de las misiones de la Agencia Espacial Europea (ESA) dentro del programa “Planeta Vivo”, concebido para avanzar en el conocimiento del comportamiento de la Tierra y desarrollar nuevas tecnologías de observación desde el espacio. Este satélite proporcionará mapas de humedad del suelo y de salinidad de los océanos que ayuden a profundizar en la estructura de la criosfera.

Hasta la fecha no se han podido obtener mapas de humedad y salinidad desde el espacio, con lo cual la medida de estos parámetros geofísicos es local y no continua. De ahí la importancia de contar con un satélite que proporcione medidas geofísicas a lo largo de toda la superficie del planeta cada tres a cinco días. Oceanógrafos, geólogos y biólogos cuentan con ello para mejorar las predicciones climatológicas, entender mejor la relación entre el ciclo del agua y la meteorología y proporcionar nuevos enfoques para conocer el fenómeno del cambio climático.

La salinidad influye en la circulación de las masas de agua en los océanos que provocan la formación de los fenómenos climatológicos conocidos como El Niño o La Niña, que provocan inundaciones o sequías. La evaporación y la filtración dependen del grado de humedad del suelo y del contenido de agua de la vegetación, que son piezas clave para entender el ciclo hidrológico y vigilar las reservas de agua dulce del planeta. La misión SMOS consiste en un satélite de órbita baja heliosincrónica con una altitud de 755 km, lo que le permitirá sobrevolar cualquier punto del planeta cada 3 días. SMOS es el fruto de la cooperación de tres instituciones europeas: la ESA, el CDTI español (Centro de Desarrollo Técnico e Industrial), y el Centro Nacional de Estudios Espaciales francés (CNES). El satélite se compone de una plataforma genérica Proteus y la carga de pago basada en el Instrumento MIRAS (Microwave Imaging Radiometer using Aperture Synthesis), que está siendo desarrollada por un consorcio de empresas y universidades europeas lideradas por la empresa española EADS CASA Espacio. De hecho, ésta es la primera vez que España lidera un instrumento de tal complejidad a nivel industrial, sin olvidar el apoyo esencial de los científicos españoles y franceses. MIRAS es un radiómetro, es decir, uno de esos instrumentos que detectan la radiación electromagnética de un cuerpo que se encuentra a una cierta temperatura en una banda de frecuencia determinada. Dado que las microondas son sensibles a cambios en la constante dieléctrica del medio, cualquier cambio en el contenido de agua induce cambios en las propiedades del dieléctrico y afecta a la emisividad y por tanto a la temperatura de brillo (o radiación) detectada por el radiómetro. Los teóricos de microondas han encontrado una relación directa entre la humedad del suelo y la salinidad de los océanos con la emisividad de la Tierra a 1,4 GHz. Por eso, MIRAS medirá de forma pasiva el ruido electromagnético generado por la Tierra en banda L (1,4 GHz). Actuará con una resolución espacial de 50-100 km y 5K de sensibilidad radiométrica, en dos modos de operación: dual (con polarización de las antenas en Vertical y Horizontal) o polarimétrico (combinando ambas polarizaciones simultáneamente).

MIRAS es un radiómetro con apertura sintética en 2D. Siendo una alternativa a los instrumentos de apertura real, la interferometría permite sintetizar una antena teórica de apertura muy grande (el tamaño de la antena condiciona la resolución geométrica) a partir de un conjunto numeroso de pequeñas antenas, con lo cual se consigue que la relación masa / resolución sea muy adecuada para un satélite. MIRAS consta de una estructura central, y tres brazos en forma de Y. Cada brazo se compone de tres segmentos que están unidos por bisagras. Los brazos están plegados a los flancos de la estructura central durante el lanzamiento. Un mecanismo compuesto de un motor de muelles, un regulador de velocidad y un conjunto de correas y poleas que transmiten el par motor a todos los segmentos del brazo, permite que el despliegue sea simultáneo y que no provoque ninguna perturbación al satélite. La estructura del instrumento está hecha con fibra de carbono, que proporciona una alta rigidez con una masa mínima para soportar las cargas que sufre el Instrumento durante el lanzamiento. La envergadura de MIRAS con los brazos desplegados alcanza los 8 metros con una masa de 350 kg. A lo largo de los tres brazos y en la estructura central se ubican 66 LICEF (Light Cost Effective Front-end) que se componen de un receptor en banda L (1.404 - 1.423 MHz) y una antena de parche de cuatro sondas con un circuito de combinación/polarización que garantiza la recepción sea cual sea la posición del instrumento. Cada LICEF mide el nivel de ruido emitido por la Tierra, a través de una compleja cadena de amplificación y filtrado en radiofrecuencia compuesta de circuitos integrados miniaturizados, con el fin de reducir el consumo y la masa. La frecuencia de trabajo seleccionada es una banda protegida para radioastronomía y por tanto libre de interferencias. La señal digital producida por cada LICEF se transmite a través de fibra óptica - ideal por su alta velocidad de transmisión e inmunidad a las interferencias - al DICOS (Correlador Digital), el cual sintetiza las señales producidas por todos los LICEF que se calibran a intervalos regulares para unificar su comportamiento. Los datos generados por DICOS durante la observación y la calibración son enviados a tierra en banda X para su post-procesado. Así se obtienen mapas de temperatura de brillo que, tras aplicar los algoritmos científicos, son transformados en mapas de humedad y salinidad. En la realización del instrumento, están tomando parte activa como suministradores de varios subsistemas, las empresas españolas: Mier Comunicaciones, Rymsa y Sener.

Asimismo, otras empresas y universidades españolas dan soporte en tareas específicas a EADSCASA Espacio.

El control y operación de la misión SMOS se realizará desde el Segmento Terreno que estará compuesto, por una parte, del centro de control y mando, situado en Toulouse y responsable del control del satélite, y por otra, del centro de programación de operaciones y procesado de datos, situado en Villafranca (Madrid) y que se está desarrollando dentro del Plan Nacional del Espacio Español, dirigido por el CDTI. Esta parte del segmento terreno, cuenta también con una amplia participación de la industria española y su realización está a cargo del consorcio formado por Indra Espacio, GMV e INSA.

Los orígenes de la misión SMOS se remontan a 1998 cuando EADS CASA Espacio fue seleccionada por la ESA para el desarrollo del prototipo de un brazo completamente equipado del Instrumento (MIRAS Demonstrator Pilot Project I/II), destinado a desarrollar las tecnologías necesarias y a demostrar la viabilidad del concepto. Éste se ha materializado en ensayos de despliegue de un brazo completo y en la validación de las imágenes. Al proyecto inicial de demostración de MIRAS, le sucedieron los contratos de la misión SMOS de fase A (análisis y viabilidad de la misión, y concepción de la arquitectura del Instrumento) y fase B (diseño de detalle del Instrumento), ahora en curso. El trabajo realizado incluye el desarrollo de SEPS (SMOS Performance Simulator), simulador del Instrumento y de la misión, que reproduce fielmente el comportamiento de MIRAS y permite validar la arquitectura, las prestaciones y los algoritmos de procesamiento de datos. Recientemente, el Comité de Política Industrial de la Agencia Espacial Europea aprobó unánimemente el inicio de las fases C/D y E1 (fabricación, integración y calificación) del instrumento del satélite con EADS CASA Espacio como contratista principal. El valor aproximado de la participación española en estas fases será de más de 32 millones de Euros. La fecha de lanzamiento del satélite está prevista para marzo de 2007. (EADS CASA Espacio).

Medir la salinidad del océano y la humedad del suelo a escala planetaria, y a intervalos regulares de tiempo, es esencial para los modelos que simulan el clima y su evolución.

Sin embargo, el tipo de instrumento necesario, un radiómetro, era excesivamente grande para volar al espacio.

En los últimos años la puesta a punto de una nueva técnica, la utilizada por los radio-telescopios pero mirando hacia la tierra, ha permitido superar ese obstáculo, y el resultado es el instrumento MIRAS que volará a bordo de SMOS, que cuenta con un presupuesto total que ronda los 200 millones de euros. MIRAS ha sido desarrollado y construido por un consorcio de unas 20 empresas europeas, de catorce países, liderado por EADS-CASA Espacio, con un coste de 61 millones de euros de los que 33 millones pertenecen a desarrollos tecnológicos adjudicados a empresas españolas.

El proyecto tecnológico y científico es fruto de la cooperación de tres instituciones europeas: la ESA, el Centro para el Desarrollo Tecnológico e Industrial (CDTI) y el Centro Nacional de Estudios Espaciales francés (CNES). La plataforma de SMOS, sobre la que se integrará MIRAS, ha sido desarrollada por Alcatel Alenia y también está terminada. Una vez en órbita, SMOS volará a unos 760 kilómetros y cubrirá el planeta entero cada tres días.

Los datos del instrumento MIRAS serán recibidos y procesados en el Centro Europeo de Astronomía Espacial (ESAC), de la ESA, en Villafranca del Castillo (Madrid), donde está siendo instalado el Segmento Terreno para el Procesador de Datos de SMOS.

Una vez convertidos los datos en mapas de humedad del suelo y salinidad, en ESAC, éstos serán enviados a otros centros, como el Instituto de Ciencias del Mar ICM-CSIC, en Barcelona, donde se compondrán mapas globales y regionales de humedad del suelo, salinidad de los océanos y de otras magnitudes derivadas.

1.8 ESTIMACIÓN DEL AGUA (HUMEDAD) DEL SUELO

Las técnicas de medida del agua del suelo revisadas en el capítulo anterior, son incapaces de proveer información individualmente tanto sobre la distribución espacial como la variación temporal de perfiles de humedad del suelo. Mientras que las medidas puntuales proporcionan información sobre la variación temporal del contenido de agua del suelo en todo el perfil en un punto específico, la estimación de la variación espacial en los perfiles de agua del suelo a partir de estas medidas puntuales, es problemática. Esto es consecuencia de la baja correlación espacial del contenido de agua del suelo y el área limitada que puede ser satisfactoriamente monitorizada con una aceptable resolución espacial. Mientras que observaciones de sensores remotos proveen información sobre la distribución espacial del contenido de agua del suelo no proveen información en tiempo real sobre la variación temporal del contenido de agua del mismo o información directa sobre la humedad del suelo en tan solo unos pocos centímetros superiores del perfil.

En este capítulo por tanto haremos una revisión de las técnicas para estimar la variación temporal y distribución espacial de los perfiles de humedad del suelo que permitan el desarrollo de un algoritmo de estimación del perfil de humedad construido a partir del trabajo previo en el área de estudio.

1.8.1 Estimación del perfil de humedad del suelo a partir de medidas puntuales.

Mientras que las medidas puntuales pueden dar estimaciones continuas de la variación de la humedad de todo el perfil, estas estimaciones no siempre son representativas de la distribución espacial, con valores observados de correlación que varían desde 10 hasta 1000 m (Wester et al. 1998). En orden a relacionar las medidas puntuales del contenido de agua del suelo con la variación espacial de dicho contenido. Grayson and Western (1998), han examinado un concepto propuesto por Vauchaud et al. (1985) de que sitios particulares en el campo, siempre despliegan un comportamiento medio mientras que otros sitios siempre representan valores extremos. Así si

monitorizamos varios sitios estables en el tiempo, algunos con una extrema respuesta en húmedo, otros con una extrema respuesta en seco y otros con una respuesta media, se puede obtener la información de tanto el promedio espacial del contenido de agua del suelo, como de la variación espacial de dicho contenido. Grayson and Western (1998) sugieren que los puntos que representan la respuesta espacial media están probablemente localizados en áreas que ni son fuertemente convergentes o divergentes, sino que están localizados cerca de las medias pendientes y están en áreas que tienen un aspecto topográfico próximo al promedio de toda la cuenca.

El procedimiento que ha sido usado en los EEUU de América para hacer una valoración regional del contenido de agua del suelo en la estación previa a la siembra consiste en una recogida de datos de sondeos del suelo y el levantamiento de un mapa de déficit de agua del suelo a través de contornear las medidas puntuales de déficit de agua. Los mapas resultantes, muestran unos patrones generales de variabilidad, pero no proveen información específica para fincas o campos individuales (Jackson et al. 1987).

1.8.2 Estimación de perfiles de humedad del suelo a partir de modelos hidrológicos

Los modelos hidrológicos desarrollados recientemente para estimar perfiles de humedad del suelo, proveen una alternativa para medir directa o indirectamente el contenido de agua del suelo en el campo (Schmugge et al. 1980, McLaughlin, 2002).

Hay distintos modelos hidrológicos que varían en el nivel de detalle de representación del sistema físico y de la variación temporal de las fuerzas conductoras.

Algunas de las diferencias importantes de los modelos hidrológicos (Schmugge, et al. 1980) son:

1. La computación de la evapotranspiración
2. La distribución entre infiltración y escorrentía
3. La definición temporal de la demanda de evapotranspiración y precipitación
4. La computación de la redistribución vertical y lateral
5. El número de horizontes de suelo.

La distribución de la precipitación entre escorrentía y percolación está gobernada por dos mecanismos principales. El primero ocurre cuando la intensidad de la lluvia excede la capacidad de infiltración del suelo, (flujo hortoniano sobre la tierra) (Entekhabi, 1993). La escorrentía hortoniana es típica de regiones áridas y semiáridas donde la vegetación es ausente o escasa y suelos someros con bajas capacidades de infiltración que hace que haya mucha escorrentía (van de Griend and Engman, 1985, Romero Díaz et al. 1988). El segundo mecanismo se debe a un exceso de saturación que está generado por lluvia sobre áreas saturadas usualmente estrechas a lo largo de la parte baja de la cuenca de recepción del valle, ampliándose algo alrededor de la cabecera de la cuenca (Kirkby, 1985). Cuando estas áreas saturadas existen en localizaciones aisladas se refiere a ellas como el concepto de área fuente variable. De acuerdo a este segundo mecanismo, no todas las cuencas contribuyen igualmente a la escorrentía. La zona generadora de la escorrentía puede ser de tamaño variado y representa las áreas de exfiltración de aguas subterráneas. Su ocurrencia depende de la convergencia del flujo de escorrentía, pendiente del terreno y conductividad hidráulica del suelo (Mérot et al., 1994). Un papel crucial para cualquier modelo hidrológico es la estimación de las áreas contribuyentes saturadas y su variación durante una tormenta (Kirkby, 1985).

Los modelos hidrológicos clásicos se enfrentan con el problema de la variabilidad espacial al dividir el área total en subunidades homogéneas y aplicar

modelos de flujo no saturado a cada subunidad. El problema con esta aproximación es doble. Primero, la asignación de parámetros hidrológicos a cada subunidad, está usualmente hecha de un modo más o menos arbitrario, despreciando la dependencia de la escala de estos parámetros. Segundo la interacción entre las subunidades está a menudo fijada por adición de las cantidades calculadas (Feddes et al. 1993).

La principal ventaja de los modelos hidrológicos es que ellos pueden proveer temporalmente información sobre la distribución espacial de la humedad del suelo sin la necesidad de visitas al campo. Una desventaja general de los modelos hidrológicos es el error asociado con sus estimaciones. Estas dificultades están principalmente relacionadas con el hecho de que la humedad del suelo exhibe grandes variaciones espaciales y temporales (Engman and Chauhan, 1995; Wigneron et. Al. 1998) como resultado de la heterogeneidad de las propiedades del suelo, vegetación, precipitación y evapotranspiración (Rajaram and Georgakakos, 1989; Lin et al., 1994a; Otlé and Vidal-Madjar, 1994).

Incluso aunque los modelos hidrológicos hayan sido verificados sobre escalas de cuenca con datos de descarga en varias escalas de tiempo, la humedad del suelo estimada en los distintos horizontes no ha sido verificada frente a los datos medidos de humedad del mismo (Georgakakos and Baumer, 1996). El valor de los datos de humedad del suelo para la calibración del modelo se espera que sea alto durante periodos de tiempo seco y flujos de corriente lentos, cuando el estado del suelo llega a ser menos observable por medidas de flujo de corriente (Georgakakos and Baumer, 1996). Western et al. (1997a) han ilustrado la importancia de esto al mostrar que los mismos hidrógrafos de escorrentía pueden ser producidos a partir de una cuenca con valores de conductividad hidráulica saturada de 100 mm h^{-1} y 2000 mm h^{-1} . Al usar los dos valores diferentes de conductividad hidráulica saturada, el mecanismo dominante de escorrentía estaba intercalado entre el exceso de saturación y el flujo subsuperficial. La consecuencia de esto es que hay muy diferentes distribuciones de humedad del suelo con el mismo higrógrafo de escorrentía. (Butts et al. 2004)

1.8.3 Asimilación de datos

La asimilación de datos es la incorporación de observaciones a un modelo numérico, con el propósito de proveer al modelo de la mejor estimación del estado actual del sistema. Así, el modelo numérico debe de tener la capacidad de predecir cambios dinámicos que ocurran en el sistema y aceptarlos con la inserción de líneas (asimilación) de nuevas observaciones de datos distribuidas heterogéneamente en el tiempo y en el espacio. Teóricamente, el uso de asimilación de datos debería conducir a una estimación del estado del sistema que es mejor que el que se ha alcanzado a partir del modelo numérico o de observaciones aisladas (Houser 1996; Houser et al. 1998).

Hay dos tipos principales de asimilación de datos que son usados frecuentemente. El primero es un proceso intermitente de inicialización y explicitación de un modelo predictivo, a partir de un análisis estático objetivo. El segundo y principal tipo de asimilación de datos es una continua (repetida) asimilación dinámica donde las funciones de fuerza son añadidas a las ecuaciones del modelo para que gradualmente el modelo se vaya cada vez más aproximando a las observaciones (Stauffer and Seaman, 1990).

El proceso de asimilación de datos fue desarrollado inicialmente para aplicaciones de predicciones meteorológicas, y ha sido satisfactoriamente usado para mejorar las predicciones numéricas del tiempo. La asimilación de datos también ha sido usada satisfactoriamente en modelado oceánico y análisis de lluvias. Sin embargo, la técnica no ha sido ampliamente usada en modelado hidrológico, debido mayormente a las fuentes limitadas y ampliamente dispersas de los datos hidrológicos tradicionales.(Mc. Laughin, 1995 , Mc Laughin, 2002)

Un amplio rango de técnicas de asimilación de datos ha sido presentado en la bibliografía (Daley, 1991, Bennett, 1992, Houser et al. 1998) sin embargo las mayoría de estas técnicas están enfocadas hacia aplicaciones meteorológicas u oceanográficas.

Los esquemas más comúnmente usados de asimilación de datos en aplicaciones hidrológicas son: “Hard–Updating” y “Kalman–Filtering”.

1.8.3.1 Hard–Updating:

Este esquema de asimilación (también conocido como inserción directa), sustituye directamente los valores de estado del sistema observado (p.e. contenido de agua del suelo) por los valores de estado del sistema simulado cuando las observaciones están disponibles

Una extensión a este esquema es la condición de límite continuo de Dirichlet. Más bien que hacer un emplazamiento de los valores de estado del sistema observado, solamente en el tiempo de observación, el estado del sistema observado es mantenido fijo, o continuamente actualizado por interpolación entre observaciones sucesivas, para reflejar el cambio en el estado del sistema entre observaciones.

1.8.3.2 Kalman–Filtering:

Este esquema de asimilación de datos de filtro Kalman es una aproximación linealizada estadística que provee una actualización óptima estadística de los estados del sistema, basado sobre las magnitudes relativas de las covarianzas tanto del modelo estimado del estado del sistema como de las observaciones. La principal ventaja de esta aproximación es que el filtro Kalman provee un armazón dentro del cual el sistema entero es modificado con las covarianzas que representan la fiabilidad de las observaciones y predicción del modelo.

Se trata de diseñar estimadores del estado (por ejemplo el Filtro Extendido de Kalman) que permiten (1) actualizar el estado del sistema (de tanto los estados del suelo subsuperficiales como superficiales) a partir de medidas de la divergencia del flujo de la corriente y el agua superficial del suelo y (2) caracterización de las propiedades estadísticas de las estimaciones del estado. Así se puede hacer una estimación dinámica

del contenido de agua de los horizontes profundos a partir de medidas de campo. (Georgakakos y Baumer, 1996)

1.8.4 Estimación del perfil de la humedad del suelo a partir de medidas cercanas a la superficie.

El uso de medidas de la humedad del suelo cerca de la superficie para estimar el contenido en humedad de todo el perfil proveerá mucha información necesaria en modelos hidrológicos donde falta este tipo de información. Especialmente en aquellos desarrollados para predicción de inundaciones (Su et al., 1994; Kite and Pietroniro, 1996; Hossain and Anagnostou, 2004). Esto es debido al hecho de que los modelos hidrológicos son generalmente incapaces de simular correctamente: a) Cambios de agua en la interfase suelo-atmósfera y b) el tiempo de evolución del contenido de agua del suelo cercano a la superficie, debido a la naturaleza altamente dinámica de la zona superficial (Arya et al., 1983). Así después de periodos de flujos lentos, los modelos hidrológicos usualmente experimentan pobres simulaciones de la escorrentía debido a la estimación errónea del contenido en humedad del suelo (Ottlé and Vidal-Madjar, 1994).

Uno de los principales inconvenientes para el fallo de estos modelos hidrológicos para proveer estimaciones seguras del contenido en humedad del suelo es la pobre estimación de la precipitación y evaporación debido a la alta variabilidad en el tiempo y en el espacio y al hecho de que ellos, generalmente, se originan a partir de solamente unas pocas estaciones meteorológicas (Ottlé and Vidal-Madjar, 1994). Blanchard et al. 1981), indican que tales estimaciones de la precipitación pueden ser relativamente buenas en áreas con lluvia de baja intensidad y ampliamente esparcidas. Sin embargo, en áreas sujetas a tormentas frontales convectivas, no hay una distribución uniforme de la lluvia. Este problema está siendo enfocado actualmente a través de métodos de investigación para estimar tanto la precipitación como la evapotranspiración a partir de sensores remotos.

Con la actual tecnología, los sensores remotos de microondas pueden solamente proporcionar una medida de la humedad del suelo para los primeros centímetros superiores del perfil y muy pocos intentos se han hecho para extrapolar esta medida del contenido de agua del mismo con el fin de estimar el contenido de agua de todo el perfil (de uno a dos metros). Aunque una detallada distribución del contenido de agua del perfil del suelo sea deseable, según Arya et al. (1983), el conocimiento de la cantidad total es a menudo adecuada.

Procederemos a revisar las aproximaciones que han sido hechas para estimar el perfil de humedad del suelo a partir de observaciones del contenido superficial de agua del mismo. Estas aproximaciones se clasifican en tres tipos:

1.8.4.1 Aproximación por regresión

La aproximación más simple para estimar el perfil de humedad del suelo a partir de medidas superficiales es desarrollar una ecuación de regresión. Tal aproximación está basada en datos de perfiles típicos de suelos y en las condiciones de uso de la tierra y generalmente no pueden ser extrapoladas de un sitio a otro (Ragab, 1995). La razón por la que las relaciones de regresión simple se pueden usar bajo algunas condiciones para predecir el perfil de humedad del suelo a partir de medidas en el horizonte superficial, es que las leyes de la física unen todos los horizontes del perfil del suelo (Kostov and Jackson, 1993).

Uno de los primeros estudios que relacionan el perfil de humedad de todo el suelo a las medidas de humedad cercanas a la superficie fue el de Kondratyev et al. (1977), que usaron una aproximación de regresión para obtener una correlación entre el contenido de agua del suelo de un horizonte superficial y el contenido de agua de los horizontes subsuperficiales. Correlaciones para diferentes espesores de horizontes cercanos a la superficie fueron evaluados a partir de observaciones de microondas pasivas a varias longitudes de onda.

Biswas and Dasgupta (1979) han presentado una fórmula general para una ecuación de regresión que estime el contenido de agua del suelo en los horizontes más profundos a partir de medidas de humedad en el horizonte cercano a la superficie. Al formular su ecuación de regresión los autores hicieron una serie de observaciones a los perfiles de humedad de un típico suelo. Estas observaciones fueron: a) que la variación del contenido de agua del suelo a una profundidad determinada está más o menos linealmente relacionada con la variación del contenido de agua cerca de la superficie del suelo y b) que la variación del contenido de agua del suelo con la profundidad es curvilínea, pero se aproxima linealmente cuando el contenido de agua superficial del suelo es bajo. Biswas and Dasgupta (1979) incluyeron un parámetro en su ecuación para tener en cuenta las características diferentes de sequía del suelo desnudo y con vegetación. Encontraron que el suelo desnudo pierde una gran cantidad de agua del horizonte superficial frente a los horizontes más profundos mientras que el suelo cubierto con vegetación pierde una mayor cantidad de agua de los horizontes profundos más que el horizonte superficial, como resultado de la toma de agua de las raíces, para su transpiración. Comparaciones de esta ecuación de regresión con los datos de campo dieron unos resultados razonables, excepto para unos pocos casos donde los errores relativos fueron más del 20%. Sin embargo no está claro si la evaluación fue hecha con los mismos datos usados para la calibración o con datos diferentes. Los autores notaron que esta aproximación no es válida para situaciones inmediatamente después de llover o de riego.

En un intento para relacionar las observaciones del sensor de microondas pasivas con el contenido de agua del suelo en los horizontes más profundos (Blanchard et al. (1981) usaron una correlación directa con un Índice de Precipitación Antecedente (IPA). Se basaron para usar tal correlación en que las medidas del contenido de agua del suelo antecedente, puede servir como un indicador de la cantidad de humedad disponible almacenada en el perfil del suelo. El IPA usado en este estudio era un valor numérico que representa el contenido de agua del suelo presente cada día en un horizonte específico del mismo. Las relaciones entre el contenido de agua del suelo observadas y

predichas hasta una profundidad de 23 cm, tuvieron un R cuadrado de 0.71 y un error estándar de 0.76 cms.

Arya et al. (1983) usaron una aproximación de regresión lineal para estimar el almacenamiento de la humedad del perfil a partir del contenido de agua del suelo en el horizonte superficial. Usando esta aproximación, los autores encontraron que para un horizonte superficial de un determinado espesor, la correlación entre el contenido de agua superficial, disminuía cuando la profundidad del perfil aumentaba y que para una determinada profundidad del perfil, la correlación incrementaba cuando el espesor del horizonte superficial era mayor. Los autores también determinaron la correlación del contenido de agua del suelo entre varios horizontes, y concluyeron que las correlaciones no son buenas cuando la distancia entre los horizontes aumenta, indicando una relación lineal entre el contenido de agua del suelo de dos horizontes que se puede esperar sólo cuando los horizontes están próximamente juntos. Estos autores han señalado que una útil aplicación de esta aproximación, es para determinar (para un coeficiente de correlación especificado) la profundidad del perfil del suelo para la cual el contenido de agua puede ser predicho a partir de medidas en un horizonte superficial.

En un estudio por Zotova and Geller (1985), los contenidos de humedad del suelo a profundidades de 0-20, 0-50 y 0-100, fueron evaluados a partir del contenido de agua en la capa 0-10 cm usando Funciones de Indicación del Suelo (FIS). Las FIS eran esencialmente ecuaciones de regresión que relacionaban el contenido de agua superficial del suelo con el contenido de humedad de horizontes más profundos, dando respecto a un perfil modal, textura y modo de funcionamiento de la humedad del suelo de todo el perfil. El contenido de agua en los primeros diez centímetros era evaluado a partir de una ecuación de regresión.

Jackson et al. (1987) han usado una aproximación de regresión para construir un mapa de déficit de humedad del suelo, usando medidas superficiales a partir de observaciones de microondas pasivas. Primeramente estimaron el perfil de capacidad de campo usando las relaciones texturales del suelo de Rawls et al. (1982). Segundo, el

perfil de humedad del suelo fue estimado usando una relación de regresión entre el contenido de agua superficial y el contenido de agua del todo el perfil. Finalmente el déficit de humedad del suelo fue evaluado como la capacidad de campo menos la humedad estimada del perfil del suelo. Los resultados de este estudio indican que el mapa del déficit de humedad elaborado era similar a aquél obtenido usando métodos convencionales (como las medidas puntuales).

La aproximación de regresión también ha sido usada por Bruckel et al. (1988) para relacionar el coeficiente “backscattering” de las observaciones superficiales de microondas activas al contenido de agua del suelo por encima de la profundidad de penetración del radar. Esta metodología cuenta con el cálculo de ecuaciones de regresión teniendo en cuenta diferentes profundidades del suelo (0-1, 0-2, 0-3, 0-4, 0-5, 0-6, 0-7 y 0-10 cm). En orden a evaluar el contenido de agua del suelo en un horizonte determinado, Bruckel et al. (1988) usaron la relación que promedia el contenido de agua del suelo hasta una profundidad de por ejemplo 0-5 cm y que es una combinación lineal del contenido de humedad, para 0-1, 1-2, 2-3, 3-4 y 4-5 cms. Escribiendo esto en forma de matriz, la humedad del suelo para cada horizonte respectivo fue evaluada usando una simple medida del coeficiente de backscattering en conjunción con las ecuaciones de regresión. Usando esta aproximación se ha encontrado que los contenidos de humedad del suelo cercanos a la superficie y las formas del perfil fueron estimados bastante bien, especialmente para suelos secos y húmedos

Bruckler et al. (1988) encontraron que la relación entre el contenido de agua del suelo observado y estimado para los diferentes horizontes por debajo de la profundidad de penetración del radar tenía un R cuadrado de 0.83 y un error máximo del 10 %. Sin embargo las líneas rectas de regresión fueron derivadas de los mismos datos usados para evaluación a través de un estudio simulado.

En un reciente estudio Srivastava et al. (1997) estimaron los perfiles de humedad del suelo hasta una profundidad de 20 cms a partir del contenido de agua superficial del suelo por sensores remotos a través de una aproximación de regresión. Encontraron que

esta aproximación era inadecuada para extrapolar la humedad del suelo estimada por debajo de los 20 cms y que los perfiles de humedad del suelo estaban sobre estimados en todos los casos. También notaron que la correlación entre horizontes se deterioraba cuando la distancia entre los mismos aumentaba, indicando que una relación lineal significativa entre el contenido de agua de dos horizontes del suelo puede estimarse solamente si los horizontes están próximos.

1.8.4.2 Aproximación basada en el conocimiento

La aproximación basada en el conocimiento usa a priori información sobre el comportamiento hidrológico de los suelos junto con observaciones del contenido de agua superficial del suelo, en orden a estimar el contenido de agua de todo el perfil. Kondratyev et al (1977) en un primer intento de relacionar el perfil de humedad del suelo al contenido de agua superficial usó una aproximación basada en el conocimiento. En este estudio el contenido de agua del suelo en un metro de espesor fue determinado usando un modelo biparamétrico del perfil de humedad del suelo, basado en la correlación entre el perfil de humedad de todo el suelo y el contenido mínimo de humedad del mismo. El parámetro del primer modelo era el contenido de agua del suelo desde 5-10 cm superiores, determinado a partir de medidas de sensores remotos. El segundo parámetro era la tasa del mínimo perfil de humedad del suelo en el campo. Comparación de este modelo con medidas de campo mostraron un error medio relativo del 13% y un máximo error relativo del 35%.

Entre los primeros estudios está el de Jackson (1980) donde el perfil de humedad del suelo en el periodo prolongado entre tormentas se asume que esté en un equilibrio hidrostático. Bajo esta asunción las leyes de la física especifican que todos los puntos en el perfil del suelo deben tener el mismo potencial hidráulico que es la suma del potencial matricial y del potencial gravitacional (profundidad por debajo de la superficie). Si el contenido de agua superficial del suelo ha sido determinado por sensores remotos, se puede hacer una aproximación de primer orden del perfil completo de humedad del suelo a través del equilibrio hidrostático. Jackson mostró a partir de un

estudio de simulación usando un modelo de transferencia de agua en el suelo que la seguridad de las predicciones incrementaba cuando el espesor del horizonte superficial del suelo aumentaba hasta un espesor de 10 cms. También se ha comprobado que la aproximación trabajaba mejor en suelos con altas conductividades y que este modelo es mayormente aplicable a periodos cuando el flujo superficial es pequeño (como consecuencia del equilibrio hidrostático tal como a primera hora de la mañana y a última hora de la tarde. Cuando nos alejamos del equilibrio (durante eventos de precipitación o evaporación). La consideración del perfil hidrostático, puede no ser válida. Además el equilibrio hidráulico implica que no haya flujo en cualquier profundidad, que como dice Arya et al (1983) es altamente improbable, particularmente en los horizontes superficiales. Arya et al (1983). Estos autores también han señalado que sería difícil hacer coincidir el tiempo de las observaciones con sensores remotos del contenido de agua superficial del suelo, con el del equilibrio hidráulico, en el perfil del suelo.

Camilo and Schmugge (1983) extendieron el modelo de Jackson (1980) para incluir un nuevo término como es la acción de las raíces en el periodo evaporativo entre tormentas. En este estudio se ha mostrado que el perfil de succión matricial eventualmente adquiere la misma forma que el perfil de densidad de las raíces, siendo la succión a cualquier profundidad proporcional a la correspondiente densidad de raíces elevada a una potencia que depende de la textura del suelo. Estos autores demostraron que este esquema puede proveer estimaciones de humedad del suelo a profundidades mayores que la profundidad de observación de satélites con sensores remotos.

Jackson et al (1987) han elaborado un mapa de humedad del suelo usando una aproximación basada en el conocimiento, además de su aproximación de regresión anteriormente descrita. Al aplicar esta aproximación basada en el conocimiento, el perfil de humedad del suelo fue estimado usando el método de equilibrio de Jackson (1980) en lugar de las relaciones de regresión. Los resultados de este estudio indican que la aproximación de equilibrio infraestimó el perfil de humedad del suelo y por lo tanto sobreestimó el déficit de humedad del mismo. Esto fue a consecuencia de los datos

recogidos durante un periodo de evaporación superficial predominante, durante el cual la condición de equilibrio queda invalidada.

1.8.4.3 Aproximación del balance de agua

Esta aproximación usa un modelo hidrológico de balance de agua que ha sido adaptado para usar datos de sensores remotos como Input, para suministrar información sobre el contenido de agua del suelo así como de otros componentes del balance de agua. Los modelos de humedad del suelo varían en el nivel de detalle y de datos de Input, por lo que requieren para modelar el sistema físico, las condiciones de frontera (término matemático) y las variaciones temporales de las fuerzas conductoras. Sin embargo otra dificultad muy importante de estos modelos es proveer los datos requeridos para Input, calibración y evaluación.

Las observaciones de sensores remotos del contenido de agua superficial como ya se ha dicho, pueden proveer información espacial y temporal sobre el mismo, que puede ser usada como Input para los modelos. Tres maneras en las cuales se pueden utilizar las observaciones de sensores remotos como Input hacia los modelos distribuidos son: a) como datos de Input paramétricos, incluyendo propiedades del suelo y clases de uso de la tierra; b) como datos de las condiciones iniciales, tales como humedad inicial de la cuenca; y c) como datos de variables del estado hidrológico tal como el contenido de agua del suelo (de Troch et al., 1996). Mientras que la aplicación de los datos de los tipos a y b en los modelos distribuidos es bastante correcto en principio, la aplicación de datos del tipo c requiere nuevas aproximaciones para modelos distribuidos (de Troch et al., 1996).

La medida de la humedad del suelo superficial cada n días representa la configuración más simple y la alternativa de menos coste. A partir de esta opción, la frecuencia de las medidas de humedad del suelo superficial pueden ser incrementadas, completadas con datos meteorológicos, y finalmente emplear sofisticados modelos hidrológicos. Si los datos son disponibles con mucha frecuencia, el cambio en el

contenido de agua superficial del suelo provee una información adicional para evaluar el perfil de humedad de todo el suelo.

Para simular la humedad del suelo a lo largo de todo el perfil usando un modelo de humedad, son inevitables grandes errores al predecir los contenidos de humedad superficial del mismo debido a la naturaleza altamente dinámica de esta zona. Así cuando son disponibles datos de humedad del suelo, su uso en lugar de datos simulados deberán mejorar la estimación total del perfil de humedad del suelo. La expectativa de esta mejora se basa en la asunción de que los errores de medida son más pequeños que los errores de simulación (Arya et al. 1983). Desafortunadamente la mayoría de los modelos hidrológicos desarrollados y evaluados para modelar el contenido de agua del suelo, han sido hechos para suelos desnudos. Además en la mayoría de los modelos hidrológicos, el componente de humedad del suelo es un componente intermedio dentro de la ecuación de balance de agua, y no es valorado cuando se usan datos medidos de la humedad del suelo (Kite and Pietroniro, 1996).

1.8.4.3.1 Datos de Input paramétrico

Debido a la variabilidad de la función principal de la presión del agua y del perfil inicial de la humedad del suelo dentro de una región, difícil de hacer con buena precisión el modelado seguro del contenido de agua del suelo sobre una escala regional. Por eso Bernard et al. (1986) propusieron un modelo hidrológico sencillo de dos horizontes que considera solamente la evaporación y el flujo capilar. Este modelo caracterizó cada parcela de terreno por dos parámetros, el contenido medio de humedad del suelo del horizonte más inferior y la pseudodifusividad del suelo. La evaluación de estos dos parámetros se alcanzó a través de la calibración del modelo con observaciones de microondas activas del contenido de agua superficial para cada una de las parcelas durante un número de días.

Dado el problema inherente de asignar espacialmente propiedades hidráulicas representativas del suelo a partir de medidas puntuales en modelos hidrológicos, Feddes

et al., (1993) han presentado un método para determinar espacialmente las propiedades representativas de un suelo usando observaciones de sensores remotos. La aproximación comprendía la combinación del modelado inverso a gran escala del flujo no saturado con medidas de sensores remotos de la evaporación y contenido de agua superficial del suelo. Después de medir la distribución espacial del contenido de agua y la evaporación, Feddes et al. (1993) estimaron las propiedades hidráulicas del suelo por inversión del modelo unidimensional dinámico SVAT (SWATRE Soil Water Actual Transpiration Extended). La inversión del modelo se alcanzó a través de un método indirecto inverso, que está basado en la minimización del error de salida. Se concluye a partir de este estudio que la física del suelo de pequeña escala puede describir adecuadamente fenómenos hidrológicos de gran escala, al evaluar los parámetros hidráulicos efectivos a través del modelado inverso sobre la base de datos de evapotranspiración espacial y de datos de humedad superficial del suelo.

También ha sido estimada la variación espacial de la conductividad hidráulica del suelo saturado a partir de observaciones de sensores remotos por Mattikalli et al. (1998). En este estudio la conductividad hidráulica del suelo saturado se calculó dos días después del drenaje de humedad inicial del suelo.

1.8.4.3.2 Datos sobre las condiciones iniciales

Lin et al. (1994a) han usado tanto observaciones de sensores remotos del contenido de agua superficial del suelo como datos del flujo de corriente en la cuenca para iniciar el modelo hidrológico de Paniconi and Wood (1993) que resuelve la ecuación tridimensional de Richards por el método de elementos finitos. En este estudio se ha encontrado que la inicialización del modelo hidrológico usando datos del flujo de corriente condujo a la simulación de un contenido de agua del suelo, consistentemente más húmedo que aquellos observados tanto en el campo como en observaciones de sensores remotos. Por otra parte, la inicialización del modelo hidrológico usando contenido de agua del suelo por sensores remotos dio una simulación más aproximada al contenido de agua del suelo observado en el campo, pero la escorrentía simulada era

menor que aquella observada en el campo. Por lo tanto, hay una incapacidad de reproducir simultáneamente las variaciones de escorrentía y de humedad del suelo. Esto puede ser como resultado de una inadecuada identificación de la conductividad hidráulica horizontal.

Ragab (1995) propuso un sistema para estimar el perfil de humedad del suelo usando un modelo hidrológico de dos horizontes y datos de humedad superficial del suelo detectados por sensores remotos. Sin embargo, los datos de sensores remotos no los usaron en este estudio. Propuso un sistema que consistía de una fase de inicialización y de una fase dinámica. La fase de inicialización suministró al modelo dinámico los valores iniciales del contenido de agua del suelo en los horizontes superficiales y también en los profundos. En la fase de inicialización el contenido de agua superficial del suelo, fue estimado a partir de medidas puntuales in situ o de datos de satélite. Luego se propuso que el contenido de agua del suelo en los horizontes profundos se estimase a partir de una relación con el contenido de agua superficial. Las aproximaciones sugeridas se utilizaron para hacer una ecuación de regresión de periodos secos o húmedos, o en la ausencia de estas relaciones asignar valores basados en el conocimiento. Las técnicas basadas en el conocimiento que fueron sugeridas incluyen los valores de capacidad de campo durante la estación lluviosa, la relación de densidad radicular de Camillo and Schmugge (1983) y el método del perfil hidráulico de Jackson (1980). El Input de datos para el modelo hidrológico consistió en valores diarios de la lluvia y evapotranspiración así como tres parámetros del suelo. La evapotranspiración fue calculada a partir de la evapotranspiración potencial por el cociente entre la humedad del suelo disponible y la máxima humedad del suelo disponible. Los parámetros del suelo requeridos fueron capacidad de campo, punto de marchitamiento y un factor de pseudodifusividad, que varía de acuerdo al tipo de suelo. El output del modelo era los valores diarios del contenido de agua del suelo en los horizontes superficiales y profundos y además la profundidad del drenaje. En este estudio el modelo hidrológico no fue iniciado con datos de sensores remotos sino asumiendo que el contenido de agua del suelo estaba a capacidad de campo. La evaluación del modelo hidrológico fue testada comparando el contenido simulado y

observado de humedad del suelo en los horizontes superficiales y profundos. El trabajo de Ragab (1995) no consideró necesario usar observaciones de sensores remotos para actualizar el modelo hidrológico.

1.8.4.3.3 Datos de las variables de estado hidrológicas

Uno de los primeros estudios para usar la aproximación del modelado de la humedad superficial del suelo para la estimación del perfil de la humedad de todos los horizontes era el de Jackson et al. (1981). En este estudio se usaron observaciones superficiales de la humedad del suelo para actualizar las predicciones de humedad del suelo del modelo hidrológico de Holtan et al. (1975) del USDAHL (Laboratorio de Hidrografía del Departamento de Agricultura de los EEUU). El modelo USDAHL simulaba evapotranspiración, infiltración, escorrentía superficial, redistribución subsuperficial, flujo lateral, percolación y flujo de corriente. Este modelo incorporaba la variabilidad espacial de los suelos, el uso de la tierra y la topografía por simulación de varias zonas en la cuenca del drenaje. Cada zona fue definida con relación a la homogeneidad de uno de los factores enumerados anteriormente y utilizaron dos horizontes del suelo. Generalmente uno fue considerado como el horizonte A y el otro era un horizonte que estaba situado a una profundidad que coincidía con la máxima penetración de raíces, y que a veces se corresponde con el horizonte B. La actualización del contenido de agua del suelo en el modelo hidrológico se llevó a cabo por sustitución de los valores simulados de ambos horizontes por el contenido de agua superficial del suelo observado con microondas pasivas siempre que esto fuera posible. La mejora en el funcionamiento de este modelo como resultado de la incorporación de los datos de humedad del suelo, se evaluó por comparación de los valores de la simulación de escorrentía anual con las observaciones. Se encontró que la simulación de la escorrentía mejoraba cuando los datos de humedad del suelo eran incorporados al modelo hidrológico.

Bernard et al. (1981) desarrollaron una aproximación para modelar el contenido de agua del suelo y estimar la evapotranspiración, bajo condiciones del suelo desnudo.

Se usó un modelo numérico de transferencia de humedad del suelo basado en una representación de la diferencia finita de la clásica ecuación de Richards para el movimiento unidimensional e isothermal del agua en la zona no saturada. Este modelo usó medidas del contenido de agua superficial para especificar la condición límite de superficie, en orden a estimar el flujo superficial. Para testarlo, se simularon datos del perfil de humedad para un periodo de veinticinco días usando una condición límite de flujo superficial. La condición límite de flujo (Neumann) consistió en tres periodos de lluvia y distinta evaporación diurna, modelada por una función seno con amplitud variable al azar, y limitada por la disponibilidad de agua en la superficie del suelo. Se simularon observaciones de microondas activas a partir de los perfiles de humedad del suelo con un error de observación añadido a través de una perturbación al azar que tenía una desviación standard de 0,5 dB.

Una segunda simulación fue posteriormente hecha con una condición límite de valor fijo (Dirichlet) para los dos horizontes superiores del suelo, en orden a estimar la tasa de evaporación previamente impuesta. La condición límite de Dirichlet fue evaluada por interpolación lineal entre las observaciones hechas de humedad del suelo por sensores remotos a las 12, 24 o 72 horas después. Las simulaciones se hicieron sobre la superficie de un suelo ligeramente arcilloso, desnudo y se concluyó que el procedimiento era seguro para estimar la evaporación acumulativa si el contenido de agua superficial se media una vez cada tres días. Sin embargo, para un suelo arenoso con altos valores de conductividad hidráulica, el periodo de muestreo debería ser más corto, particularmente para condiciones húmedas. También se comprobó que la evaporación diaria podría ser determinada con certeza midiendo dos veces al día el contenido de agua superficial, una vez a primeras horas de la mañana y otra vez a últimas horas de la tarde. Sin embargo, Bernard et al. (1981) subrayó que se presentaba un problema crítico cuando se monitorizaba en periodos lluviosos, donde ocurren grandes variaciones del contenido de agua del suelo durante el periodo de muestreo. Este autor afirma que hay que llevar cuidado y disponer de un detallado conocimiento de la cantidad y tiempo de precipitación para abordar la condición de límite superior (Dirichlet) después de la lluvia.

Prevot et al. (1984) se basó en la aproximación de Bernard et al. (1981) para usar el mismo modelo de transferencia de humedad del suelo con observaciones de microondas activas del contenido de agua superficial para prescribir la condición límite superficial, corrió su modelo de dos modos: en el primer modo solo especificó la condición límite de humedad del suelo sin dar información de los flujos de superficie ni de evaporación estimada; en el segundo modo sí que introdujo contenidos de humedad superficial, información de la lluvia y evaporación estimada. Prevot concluyó que trabajaba mejor si no usaba las observaciones de la lluvia.

El primer estudio conocido es el de Milly (1986) que considera la estimación del perfil de humedad del suelo a partir de observaciones superficiales mediante el filtro Kalman. En este estudio se usó un modelo simple de reservorio lineal para investigar teóricamente la posible ventaja de actualizar un modelo de humedad del suelo con observaciones superficiales. Milly encontró que la actualización del modelo hidrológico con observaciones superficiales resultaba en una reducción en las varianzas del modelo, lo que era indicativo de estimaciones mejoradas del perfil de humedad. Bruckler and Witono (1989) también idearon un modelo de transporte de humedad que aplicaba la condición límite de humedad superficial. Lo corrieron satisfactoriamente usando tanto el contenido medio de humedad del suelo para los primeros cinco centímetros superficiales (obtenidos mediante una ecuación de regresión lineal) como el perfil de humedad del suelo para los primeros diez centímetros superficiales. Emplearon el método de Bruckler et al. (1988), para calcular la evaporación e infiltración a partir del balance de agua. También encontraron que el uso de medidas de humedad superficial preveían estimaciones satisfactorias de la humedad del suelo tanto bajo las fases de evaporación como de infiltración. Esto se cumplía solamente cuando introducían muchos datos disponibles de inputs, correctamente localizados y conectados con secuencias de lluvia. La evaluación de esta aproximación del modelo fue asumida por comparar evaporación e infiltración simuladas y acumulativas con observaciones reales.

Ottlé and Vidal-Madjar (1994) usaron un modelo de balance de agua para evaluar el flujo de corriente con medidas de sensores remotos del contenido de agua superficial. El modelo estaba basado en el modelo hidrológico unidimensional de dos horizontes de Bernard et al. (1986). El modelo hidrológico simuló flujos de agua por medio de tres mecanismos sobre una parcela de cinco kilómetros cuadrados. El primero fue la función de producción, que subdividía la lluvia en lo que se almacenaba dentro del primer horizonte, y por otra parte la escorrentía superficial, evaporación e infiltración, hacia el segundo horizonte. El segundo mecanismo calculó el transporte superficial de la escorrentía hacia el río más próximo siguiendo las direcciones de drenaje. Finalmente el tercer mecanismo calculó la infiltración hacia el freático y el flujo de agua hacia el horizonte superficial. Los cálculos fueron hechos con una constante de tiempo de un día. La principal diferencia entre los modelos hidrológicos de Bernard et al. (1986) y Ottlé et al. (1989), residía en como fueron evaluados los flujos de superficie.

Georgakakos and Baumer (1996) usaron datos mensuales y un modelo hidrológico conceptual de gran escala de cuenca y con dos horizontes en conjunción con el filtro de Kalman para actualizar el contenido modelado de agua del suelo con medidas de humedad superficiales. Se estimaron los parámetros del modelo inicial a partir de una calibración de veinte años de datos del flujo de corriente. Las “observaciones” de la humedad del suelo mediante sensores remotos para actualizar el modelo, fueron simuladas a través del contenido medido de agua del suelo en el campo en los primeros diez centímetros, con observaciones de al menos dos veces al mes. Los resultados mostraron que incluso cuando las observaciones arrastraban algunos errores de medida sustanciales, la estimación de los perfiles de humedad del suelo y el balance de agua total del suelo fue posible con un error que era más pequeño que el alcanzado sin el uso de datos de sensores remotos.

Houser et al. (1998), Walker and Hauser (2004) investigaron la posibilidad de actualizar el modelo hidrológico TOPLATS (Famiglietti and Wood, 1994 a) de tres horizontes con observaciones de sensores remotos, usando varios procedimientos de

asimilación alternativos. Los esquemas de asimilación investigadores fueron: (1) hard-updating; (2) corrección estadística; (3) nudo newtoniano (4) interpolaciones estadísticas. Con el hard-updating, no se asimilaron los datos que estaban lejos de la región donde se hicieron las observaciones y el flujo de información hacia los horizontes más profundos y lejos del área observada, se tuvo que hacer a través de un modelo físico en sucesivos pasos de tiempo. En el esquema de corrección estadística, la media y desviación estándar de los estados de humedad de suelo superficiales en el modelo, fue ajustada para que coincidiese con la media y desviación estándar de las observaciones. Como en el caso del “hard-updating” (“actualización dura”) el flujo de información a los horizontes más profundos del perfil se hizo únicamente a través del modelo físico. Sin embargo, se llevó a cabo la actualización del contenido de agua del suelo superficial del modelo, lejos de la región observada. El nudo newtoniano relajó el estado del modelo hacia el estado observado al añadir un término de tendencia artificial que era una función de la diferencia entre los estados observados y modelados ponderados por la distancia (horizontal y verticalmente) y tiempo de las observaciones. Esta técnica de nudo newtoniano es un caso especial del filtro de Kalman (Bennett, 1992). A pesar de todos estos cálculos anteriores, Houser et al. (1998) and Walker and Houser (2004) encontraron que incluso después de una calibración paramétrica multiobjetiva y exhaustiva el modelo hidrológico sobreestimó el contenido superficial de agua del suelo y fue incapaz de alcanzar o de conseguir los valores observados de la sequía después de la tormenta. Todos estos esquemas de asimilación de datos vistos anteriormente parece que mejoran significativamente la simulación del contenido de agua superficial, con la excepción del “hard-updating”, que fue incapaz de imponer una corrección completa a la cuenca de drenaje (como resultado de las observaciones limitadas del contenido superficial de agua del suelo). Sin embargo, la aproximación de la interpolación estadística dio por resultado una estimación no deseable que se extendía más allá del área observada. También se ha observado que el nudo newtoniano tenía la ventaja de proveer unos ajustes temporales más suaves, lo cual es una característica que podría limitar su aplicación en tiempo real. Ninguno de estos esquemas produjo series temporales que se acoplaran con las observaciones del perfil de humedad del suelo. Sin embargo, el nudo newtoniano fue el que produjo el mayor impacto en el perfil de

humedad del suelo debido a un explícito enlazamiento (anudamiento) con los horizontes profundos del perfil, mientras que la interpolación estadística producía una modificación relativamente fuerte del contenido de agua del suelo en los horizontes profundos.

1.8.5 Algoritmo de estimación del perfil de humedad del suelo

La revisión de la estimación del perfil de humedad del suelo a partir de sensores remotos de la humedad superficial del suelo ha mostrado que los estudios previos se pueden hacer mediante dos opciones : una de ellas es la de utilizar observaciones de sensores remotos para estimar el perfil de humedad del suelo (por ejemplo aproximación de regresión, aproximación basada en el conocimiento y aproximación de inversión) y otra opción es mediante observaciones asimiladas de humedad superficial del suelo para elaborar un modelo hidrológico, por ejemplo aproximación del balance de agua, con el propósito de mejorar tanto la predicción de la escorrentía como de la evapotranspiración, e incluso en unos pocos estudios la humedad del suelo. Como actualmente no hay satélite de microondas pasivas aceptables para el seguimiento remoto de la humedad superficial del suelo, y toda la actual generación de satélites de sensores remotos de microondas activas tienen un tiempo de repetición que exceden un mes, es necesario usar la aproximación del balance de agua en orden a estimar la distribución espacial de los perfiles de humedad del suelo durante el periodo interobservacional. Como veremos después la misión SMOS (Soil Moisture and Ocean Salinity) prevista para el año 2008, intentará solucionar estos problemas.

La aproximación del balance de agua requiere tanto una fase de inicialización como una fase dinámica (Ragab, 1995, En la fase de iniciación , los estados del sistema inicial como por ejemplo contenido de agua del suelo, se asignan a algunos valores fiables, preferentemente próximos al valor verdadero, para iniciar los cálculos del balance de agua. Una vez el modelo hidrológico se ha iniciado, la fase dinámica comienza. En esta fase los estados del sistema son predicciones que usan la mejor estimación de los parámetros del suelo y las variables atmosféricas. Cuando son

disponibles observaciones superficiales de agua del suelo, éstas se asimilan al sistema para producir una estimación actualizada (esperanzadoramente mejorada) de los estados del sistema.

1.8.5.1 Fase de iniciación

Ragab (1995) ha sugerido que el modelo hidrológico debe ser iniciado con las estimaciones del perfil de humedad del suelo a través de (1) el método de equilibrio hidráulico de Jackson (1980); (2) el método del perfil de densidad relativa de raíces de Camillo and Schmugge (1983); ó (3) valores de capacidad de campo de humedad del suelo, si es un periodo lluvioso. Otras opciones para la iniciación del modelo que no han sido mencionadas por Ragab y apuntadas por Walker (1999) son: (1) interpolación de perfiles de humedad del suelo in situ usando una bi-cubic spline y observaciones superficiales de humedad del suelo como datos complementarios; (2) El modelo de humedad del suelo de “lapse rate” de Kondratyev et al. (1977); (3) un perfil uniforme de humedad del suelo usando el contenido de agua superficial; (4) El contenido de agua residual del suelo bajo grandes periodos de sequía.

1.8.5.2 Fase dinámica

La fase dinámica consiste del empleo de datos de pronóstico meteorológico como de actualización de datos disponibles. Durante el periodo interobservacional, los estados del sistema hidrológico son predichos al introducir en el modelo datos meteorológicos. Cuando son disponibles observaciones de humedad superficial, los estados del sistema del modelo se actualizan para reflejar mejor las observaciones de humedad superficial del suelo.

1.8.5.2.1 Predicción

La predicción del modelo es un paso relativamente sencillo. Usando los estados iniciales del sistema y la mejor estimación de los parámetros del suelo, el modelo hidrológico discurre en el tiempo para predecir la variación temporal y distribución espacial de los perfiles de humedad del suelo. Para forzar el modelo, se requiere estimar la precipitación y evapotranspiración actual.

La evapotranspiración potencial varía menos espacialmente que la evaporación actual y la precipitación. De aquí que en un sistema operacional la evaporación potencial se puede estimar a partir de datos meteorológicos recogidos en estaciones meteorológicas. La evapotranspiración actual puede entonces estimarse a partir de la potencial como una función de la disponibilidad de humedad estimada a partir del modelo hidrológico. Sin embargo, es más difícil calcular la variabilidad espacial en la precipitación. La interpolación de datos entre pluviómetros a veces hace perder la variabilidad a pequeña escala de la lluvia que es particularmente evidente en tormentas convectivas. Actualmente hay una corriente que se decanta por usar radares basados en medidas terrestres para determinar la variabilidad espacial de la lluvia y medidas puntuales para corregir la tasa de escasez de lluvia estimada a partir del radar. (Krajewski, 1987; Seo 1998).

Estos inconvenientes en estimar las fuerzas atmosféricas, junto con errores de la estructura y parámetros del modelo, dan por resultado estimaciones pobres de la variación temporal y distribución espacial de los perfiles de humedad del suelo. La actualización del modelo hidrológico a través de los procesos de asimilación de observaciones de la humedad superficial del suelo, deberían aliviar estos problemas de predicción.

1.8.5.2.2 Actualización

Como hemos visto en la presente revisión bibliográfica de la estimación del perfil de humedad del suelo, la actualización del modelo hidrológico se hace de tres maneras: (1) hard-updating ó inserción directa del contenido de agua del suelo simulado con observaciones (Ottlé and Vidal-Madjar, 1994; Houser et al. 1998); (2) Especificación de una condición límite (Dirichlet) de un valor fijo continuo en los horizontes superiores del suelo por interpolación entre las observaciones (Bernard et al. 1981; Prevot et al. 1984; Bruckler and Witono, 1989) y (3) Usando el filtro de Kalman para proveer una actualización estadística óptima de los estados del sistema, basada en las covarianzas relativas de las observaciones y de los estados del sistema en las simulaciones del modelo hidrológico (Milly, 1986; Entekhabi et al., 1993; 1994; Georgakakos and Baumer, 1996; Houser et al., 1998; Walker and Houser, 2004).

A parte de los estudios de Houser et al. 1998, Walker and Houser, 2004 ningunos otros se han encontrado para comparar las ventajas relativas y desventajas de las diferentes técnicas de asimilación. Además tampoco se conoce un estudio que haga una comparación directa de las tres técnicas de asimilación más frecuentemente usadas descritas arriba. Sin embargo, Bruckler and Witono, 1989, encontraron que tanto bajo las fases de evaporación como de infiltración el uso de la humedad del suelo superficial como condiciones límite (Dirichlet) produjo cálculos satisfactorios del balance de agua solamente cuando había disponibles muchos inputs de datos, correctamente localizados y conectados con secuencia de lluvia. Esto sugiere que el uso de la condición límite de Dirichlet es ineficaz para la actual generación de satélites de microondas activas por que tienen un típico tiempo de repetición que sobrepasa un mes.

1.8.5.2.3 Evaluación

Un componente esencial para cualquier esfuerzo o forzamiento del modelo es un adecuado proceso de evaluación. Para evaluar la estimación de los perfiles de humedad del suelo es necesario que se compare el contenido simulado de agua del suelo (por el modelo) con el contenido de agua del suelo medido en el campo. El obtener buenas comparaciones de la escorrentía o evapotranspiración simuladas con el modelo no significan necesariamente que deban tener una buena correspondencia con el contenido de agua del suelo simulado con el modelo. Es decir, que todo estudio necesita la comparación de la estimación del perfil de humedad del suelo con las observaciones de los perfiles de humedad medidos en el campo.

Como conclusión de todo este capítulo de revisión de los métodos para estimar la variación temporal y distribución espacial de los perfiles de humedad del suelo, hemos de decir que de acuerdo con Walker (1999) (1) la distribución espacial de los perfiles de humedad del suelo se puede estimar a partir de medidas puntuales, pero que estas estimaciones son más bien pobres como resultado de la baja correlación espacial para el contenido de agua del suelo; (2) La distribución espacial de los perfiles de humedad del suelo se estima a menudo a partir de modelo hidrológicos, lo que es también pobre como resultado de los errores del modelo y de una representación no exacta del forzamiento atmosférico y (3) Se ha mostrado que la distribución espacial de los perfiles de humedad del suelo, se puede estimar también a partir de medidas de humedad superficial del suelo por sensores remotos de cuatro maneras : a) regresión ; b) basado en el conocimiento; c) inversión; d) asimilación de observaciones de humedad superficial para introducirlas en un modelo hidrológico de balance de agua.

PARTE I

Planteamiento del Estudio

2. OBJETIVOS DE LA TESIS

El objetivo general de esta Tesis es estudiar el comportamiento hídrico de suelos semiáridos de cultivos abandonados que se han recuperado para repoblación forestal.

Para ello se han dispuesto y estudiado periódicamente una serie de parcelas experimentales a lo largo de seis años, las cuales han sido sometidas a distintos tratamientos de mecánica de suelos para optimizar la máxima cantidad de agua utilizable por las plantas.

También se considera objetivo de esta Tesis, el empleo extensivo de la sonda de neutrones para la medida de humedad que ha exigido un riguroso proceso de calibración.

La caracterización edafológica completa de perfiles de suelos representativos de la zona de estudio, así como una caracterización edafológica específica de los sondeos sobre los que ha recaído la medida periódica de la humedad, también ha sido objeto de interés de la Tesis.

Se a investigado así mismo, la fábrica ultramicroscópica de los suelos al microscópico electrónico de barrido como informador de los parámetros edáficos de los que depende la humedad del suelo.

Capítulo 3

El objeto final de la Tesis es determinar que tratamientos de mecánica de suelos son los más idóneos de acuerdo a su comportamiento hídrico (mayor retención de agua) de cara a la repoblación forestal.

3. CARACTERÍSTICAS DEL ÁREA

3.1 Localización

El estudio se enclava en la provincia de Granada, (Figura 3.1) dentro de la Depresión de Guadix–Baza, en el término municipal de Guadix, hoja de Gorafe (21-40). La zona está comprendida entre las coordenadas UTM 30SVG910430 y 30SVG920420, en un barranco que desemboca en la rambla Casablanca.



Figura 3.1: Mapa de localización y materiales de la zona de estudio.

Se accede a esta zona tomando la carretera comarcal a Alicún de Ortega (salida 307, de la autovía A-92), y tomando inmediatamente el desvío a las pistas de prueba de velocidad

3.2 Marco Geológico General

La Depresión de Guadix–Baza es una de las mayores cuencas intramontañas de las cordilleras béticas, que se encuentra delimitada por los relieves subbéticos y prebéticos (al Norte) y los béticos (al Sur). Los materiales que la rellenan ofrecen extensos afloramientos pertenecientes al Neógeno-Cuaternario (Figura 3.1).

El límite Norte de la Depresión lo constituyen las estribaciones septentrionales del subbético de Sierra Arana, y las sierras prebéticas de Castril y, más orientalmente, Duda y Moncayo, que establecen una alineación condicionada por el accidente Crevillente–Negratín–Cádiz de dirección NE–SW. El límite Sur está formado por Sierra Nevada, Sierra de Baza–Filabres y otras sierras béticas más orientales. El límite occidental lo componen los subbéticos de Sierra Arana y los complejos Alpujárride y Maláguide comprendidos entre esta sierra y Sierra Nevada.

El relieve subbético del Jabalcón, al norte de la ciudad de Baza, divide esta depresión en dos depresiones menores: al Oeste la de Guadix y al Este la de Baza. En el límite nororiental, los subbéticos de las sierras de Jureña–Alcantín y la más oriental de Zarza, definen la subdepresión de los Llanos de Puebla.

Los materiales de la depresión se instalan sobre el contacto de las unidades Internas y Externas, tras finalizar las principales etapas orogénicas compresivas. Sus sedimentos proceden de la erosión de los relieves circundantes, según secuencias muy variables en el espacio y el tiempo.

3.2.1 Materiales

Los suelos estudiados se instalan sobre materiales del Grupo Guadix (Peña 1985), que coinciden esencialmente con la Formación Guadix descrita por Vera (1970) y más recientemente por García Aguilar y Martín (2000). La distribución general de materiales se recoge en la Figura 3.2.

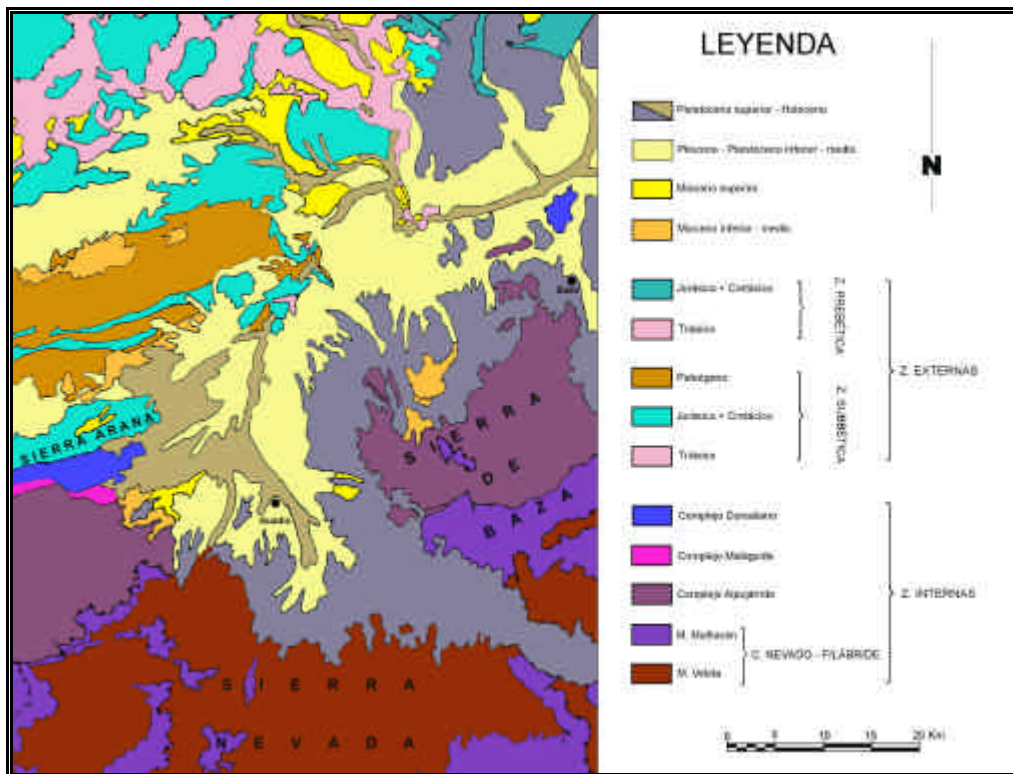


Figura 3.2: Mapa Geológico de la Depresión de Guadix-Baza. Basado en el mapa geológico 1:400.000 (Junta de Andalucía, ENADIMSA, 1985).

Esta Formación consiste en un conjunto de secuencias continentales, básicamente aluviales, en transición lateral a una formación lacustre (Formación Gorafe-Huélago de Vera, 1970 o Formación Baza de García Aguilar y Martín, 2000). La Formación Guadix se puede dividir en tres términos litológicos dominantes (IGME, 1979): tramo de conglomerados y arenas, tramo de lutitas, y tramo de limos y calizas. En el área de estudio los materiales representados corresponden a los del segundo

tramo, en el que predominan lutitas en bancos medios y finos, con intercalaciones de arenas y conglomerados, materiales detríticos que muy localmente pueden presentar secuencias carbonatadas; los conglomerados y arenas muestran en el muro de sus estratos formas irregulares y frecuentes paleocanales propios de un régimen de depósito fluvial. Estos materiales están, en general, poco cementados.

Sobre esta unidad descansa un conjunto de sedimentos detrítico–groseros, principalmente conglomerados y arenas, que en algún punto puede llegar a alcanzar un espesor de 15 m. La representación de estos materiales es extensa, aunque fuera del área que ahora nos interesa, y generalmente se encuentran cementados en el techo de la formación por potentes costras (o caliches).

3.3 Clima:

Las características climáticas actuales de esta región ya han sido tratadas en diversos estudios, generalmente sobre la base de los datos aportados por la red de observación del Instituto Nacional de Meteorología (INM). Además se deben citar, entre otros, los trabajos de Guillamón (1933), Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación (MAPA, 1989), Diputación Provincial de Granada–Instituto Tecnológico Geominero de España (DPG–ITGE, 1990), Instituto para la Conservación de la Naturaleza (ICONA, 1987,1988, 1990), y los datos de la Confederación Hidrográfica del Guadalquivir (CHG) para el embalse del Negratín. Por tanto estos trabajos se tomarán como base.

La caracterización climática del área estudiada se ha elaborado a partir de los datos de la estación de Benalúa de Guadix, recogidos en las características generales del área.

3.3.1 Precipitación.

La Depresión de Guadix presenta el mínimo pluviométrico de la provincia de Granada, y uno de los más bajos de la Península: la precipitación media anual es de 300 mm en el sector central, y se aproxima sensiblemente a 400 mm en sectores próximos a los márgenes de la Depresión (DPG–ITGE, 1990). En este entorno, la lluvia máxima anual se produce en los meses de Marzo y Abril, y la mínima durante de Julio y Agosto, con un periodo seco que puede durar un término medio de cinco meses. La estación de Benalúa de Guadix (37° 21' N y 3° 10' E, y altitud de 870 m s.n.m.), perteneciente a la Red de Estaciones Meteorológicas del Instituto Nacional de Meteorología, es la más próxima a la zona estudiada, situada a 10 Km. del área de trabajo, y con una precipitación media anual de 289.7 mm para el periodo 1995–2002.

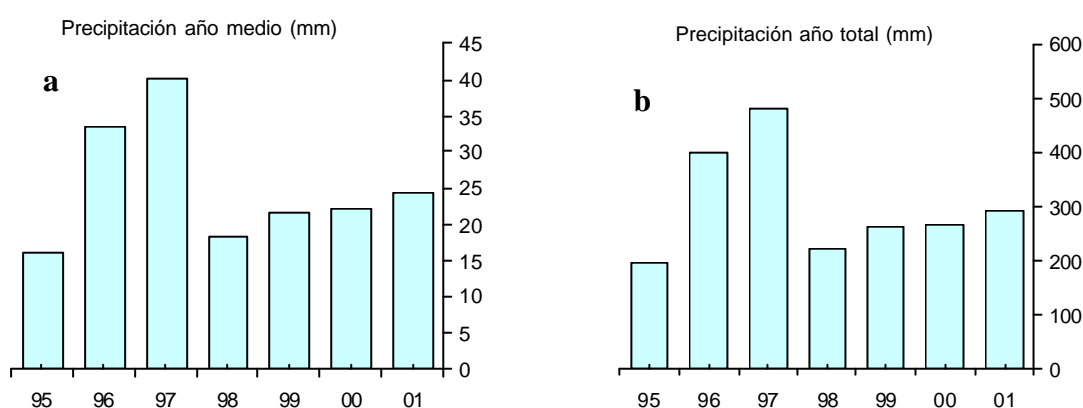


Figura 3.3: distribución de la precipitación a) año medio, b) total, ambas del periodo considerado.

La precipitación media histórica (considerando años naturales) es de 296.8 mm (INIA 1989), mientras que la precipitación media de la zona (considerando también años naturales) es ligeramente inferior (289.7 mm). En la Figura 3.3.a, se aprecia que los años naturales 1996 y 1997 registraron precipitaciones de 400.1 y 480.9 mm respectivamente, superando cada uno un 35% y 62% de la media histórica. Sin embargo, los años naturales 1998 y 2002 fueron años de acusada sequía, con precipitaciones un 30% por debajo de la media (195.2 y 201.1, respectivamente).

Capítulo 3

Destaca, el año 1999 por su verano extremo. Es decir, los años de comienzo del seguimiento fueron muy húmedos (años de plantación y establecimiento de la plantación) y, por el contrario, se acentúa la sequía a partir del tercer año del seguimiento. Por lo tanto la experiencia se ha llevado en un entorno de precipitaciones relativamente amplio, con predominio de precipitaciones bajas.

La precipitación presenta la distribución estacional característica del ecosistema mediterráneo, siendo la primavera la estación con dominio de precipitaciones y en cambio el verano presenta una marcada ausencia de las mismas.

		O	N	D	E	F	M	A	My	J	Jl	Ag	S	Media anual
95-96	Nº eventos	3	5	10	10	4	3	4	7	0	1	1	2	4.3
	Máximo	3.5	6	14.7	17	19	13.5	8.5	16	0	4	14	33	13.6
	Mínimo	0.5	0.5	0.7	0.5	2.5	1.6	1.5	1.5	0	0	0	5.5	0.0
96-97	Nº eventos	1	6	11	11	0	0	5	5	2	0	1	4	4.1
	Máximo	10	22	16.5	28	0	0	31.5	36.5	22.6	0	8	25	11.9
	Mínimo	0	1	1.5	0.5	0	0	2.5	1.8	14	0	0	5.5	2.5
97-98	Nº eventos	4	7	10	2	4	2	3	9	2	0	1	5	4.1
	Máximo	6	20	49	6	19.5	16	8	28.5	5.8	0	8	12	14.9
	Mínimo	1	1	0.8	2.2	2	6	1.8	2.3	2	0	0	2	1.9
98-99	Nº eventos	0	2	2	3	4	8	1	2	2	2	0	2	2.5
	Máximo	0	5.5	8	42	18.8	7.5	0.8	6.6	2	1.9	0	9	12.2
	Mínimo	0	0.8	4	0.3	2	0.5	0	3.4	0.5	1.5	0	2.2	1.5
99-00	Nº eventos	5	4	4	2	0	3	4	8	0	0	0	5	2.7
	Máximo	32	20	8	6	0	6.5	8.3	29	0	0	0	12	8.3
	Mínimo	1.5	0.3	1	0.3	0	4.7	1	2	0	0	0	0.5	0.6
00-01	Nº eventos	5	6	5	6	3	4	0	7	1	0	0	2	3.1
	Máximo	24	4.1	31.4	10	8.5	18	0	22	7.8	0	0	24	10.6
	Mínimo	0.3	0.3	1	0.7	3	1.6	0	1.8	0	0	0	1.5	0.7
01-02	Nº eventos	3	1	5	0	3	1	0	2	3	5	6	3	2.6
	Máximo	4	0.8	13	0	9.7	22.7	0	21	2.9	4.2	20	9.3	10.8
	Mínimo	0.4	0	3	0	0.5	0	0	3	2.3	2.5	4	2.6	1.4

Tabla 3.1: eventos de precipitación por año hidráulico (número, máximo, mínimo y media año hidráulico)

3.3.2 Temperatura.

No hay estaciones con registros largos de temperatura: la estación que dispone de series de temperatura más larga es la de Esfiliana. La media del periodo de estudio (1995–2002) para la estación de Benalúa de Guadix (15.3 °C) registra un ligero ascenso respecto a la media histórica anual de la zona que, para el periodo comprendido entre 1942 y 1963, es de 15.0° C (INIA, 1989).

Años	O	N	D	E	F	M	A	My	J	Jl	Ag	S	M. Anual
95-96	16.6	12.1	8.5	7.9	6.2	9.6	13.3	15	21.5	24.3	22.8	18.1	14.7
96-97	14.8	11.6	8.7	—	—	—	—	16.3	20.1	21.2	22.4	19.9	16.9
97-98	16	11.1	7	6.4	8.2	11.3	10.9	14.4	21.5	24	23.8	20.4	14.6
98-99	13.7	10.4	5.1	13.1	13.9	18.7	23.3	28.5	34	36.7	37.1	30.7	22.1
99-00	24.8	16.7	14.2	13.2	21.5	21.7	19.3	25.6	33.7	36.4	36.1	32.3	24.6
00-01	23.6	17.6	16.4	15.1	15.9	20.7	24.9	25.4	35.2	35.1	36.6	30.5	24.7
01-02	26.9	15.9	13.5	14.3	19.7	17.6	23.8	26.4	34.5	36.8	35	30.6	24.6

Tabla 3.2: temperaturas por año hidráulico (media mensual y media año hidráulico)

Desde el punto de vista termométrico (Figura 3.4). De estos valores se deduce la presencia de fuertes contrastes térmicos entre la estación estival y la invernal, lo que indica cierta continentalidad.

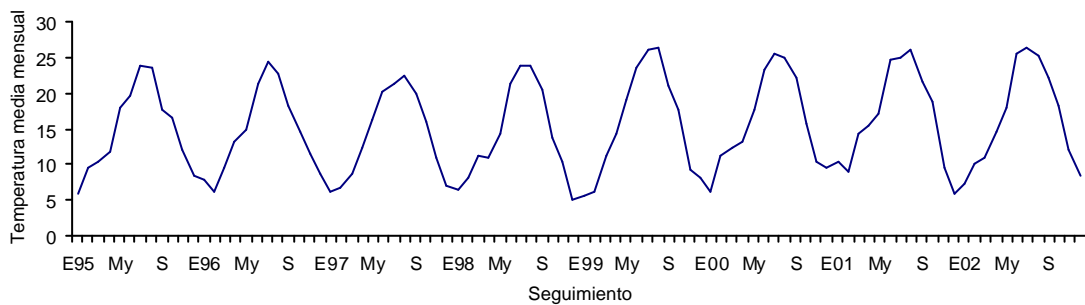


Figura 3.4: Contrastes térmicos durante el periodo considerado.

3.3.3 Evapotranspiración.

La evapotranspiración potencial anual, calculada a partir de la evapotranspiración potencial mensual según Thornthwaite para los datos climáticos de la estación de Benalúa de Guadix, es de 781.6 mm. Este valor señala un marcado déficit hídrico, que incluso en los meses invernales apenas es cubierto por las precipitaciones.

3.4 Relieve

Esta depresión intramontañosa está abierta a la vertiente atlántica por el río Guadiana Menor, a través de una compleja red fluvial, cuya cuenca hidrográfica presenta, dentro de la provincia de Granada, una extensión del orden de 5.000 Km².

Los materiales, descritos anteriormente, se encuentran modelados por un glacis superior S-1 (Díaz Hernández y Juliá, 2006) que se interrumpe bruscamente en sus partes más distales, cerca de los ejes centrales de la cuenca. La máxima altitud del área de trabajo corresponde a los bordes del glacis, en cotas comprendidas en torno a los 1000 m s.n.m.; este glacis tiene pendientes longitudinales suaves, que en el sector del presente trabajo son del orden de 2° (3%). Los escarpes que orlan el glacis dan paso, en zonas colindantes a la del estudio, a una superficie modelada en badlands por procesos de “piping”, caracterizadas por pendientes muy acusadas que presentan entalladuras de fondos anchos, planos y en ocasiones profundos, por las que divaga la red de drenaje más o menos jerarquizada (ramblas). Los depósitos que rellenan las ramblas están compuestos por gravas sueltas, heterométricas, de naturaleza metamórfica, de muy variable espesor y extensión, en los que generalmente es difícil establecer una subdivisión en terrazas fluviales. El punto más bajo de la zona corresponde a estos materiales, en donde se alcanzan los 960 m s.n.m.

Concretamente, en el área de trabajo este modelado en badlands es incipiente y conserva una zona más o menos llana que podría representar el segundo glacis (unidad S-2 de Díaz Hernández y Juliá, 2006), solapándose con los procesos de aluvionamiento. Por ello esta área dispone de dos unidades geomorfológicas principales (glacis S-1 y rambla), así como esta unidad intermedia (S-2) de escaso desarrollo, además de las pendientes al pie de los escarpes. En el área concreta de estudio no se han observado procesos de piping y los procesos erosivos parecen atenuados en la actualidad.

En estas unidades secundarias es precisamente donde se sitúan los seguimientos realizados. Están definidas por presentar laderas cóncavas (Figura 3.5), que en el área de estudio adquieren una longitud máxima de unos 200 m, y una pendiente que oscila entre el 5 y el 16%, con frecuencia recubiertas por episodios epidérmicos procedentes de la resedimentación de los materiales de los relieves circundantes (glacis). Estos episodios detríticos pueden presentar espesor irregular desde 0 a 1 m., se acuñan en las proximidades de los escarpes, y se cortan bruscamente en las proximidades de las ramblas.

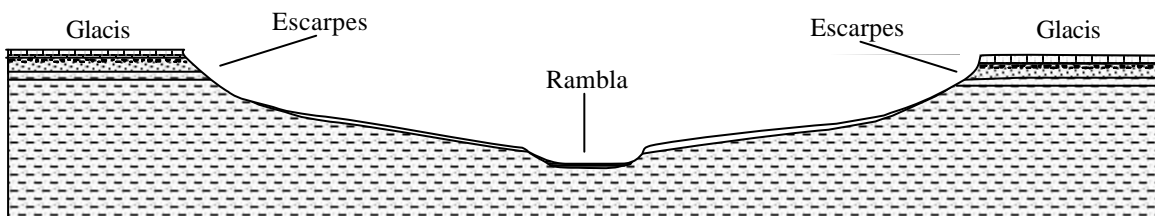


Figura 3.5: Esquema de las principales unidades geomorfológicas del área estudiada.

Es corriente que la agricultura de secano establezca sus aprovechamientos tanto en el glacis como en las proximidades de las ramblas, utilizando en este caso las áreas con pendientes más débiles. Las zonas con clases de pendientes más elevadas (las más próximas a los escarpes), son las más propicias para el desarrollo de matorrales.

3.5 Edafología:



Figura 3.6: Mapa de Suelos de Andalucía. (CSIC-IARA, 1988).

Esta zona dispone de varias cartografías edafológicas de índole general: el Mapa de Suelos y Vegetación de la provincia de Granada (CSIC, 1980) y el Mapa de Suelos de Andalucía (Figura 3.6), que proporcionan básicamente la misma información. Además se ha realizado la cartografía a escala 1:100.000 de la Hoja 993 (Pérez-Pujalte, 1997), en el marco del proyecto LUCDEME. En el área de estudio se encuentran (Figura 3.7), fundamentalmente, los siguientes Grupos Mayores de Suelos (FAO-UNESCO, 1988):

- Calcisoles. Estos suelos se instalan en la unidad geomorfológica del glacis, que en ocasiones sirven de soporte a las dehesas. Al ser zonas menos erosionadas, los suelos pueden tener un buen desarrollo del horizonte A, y con frecuencia un horizonte petrocálcico de extraordinaria profundidad, que se presenta en todas sus fases. Pueden existir otros calcisoles provenientes por lavado lateral de los anteriores, de desarrollo incipiente y localizados en la zona de kastanozems.

- Kastanozems. Esta unidad tiene una representación poco extensa, en la parte cóncava de las laderas, allí donde existen matorrales de esparto.
- Cambisoles y regosoles. Podemos encontrar dos tipos de unidades: regosoles calcáricos, circunscritos a las zonas inclinadas próximas a los relieves de los glacis, en las que predominan espartales y, en algún caso, encinares aislados y cambisoles háplicos, en posiciones intermedias entre los anteriores y las ramblas, dominando áreas llanas dedicadas a cultivos de secano, interdentándose con los anteriores.
- Fluvisoles. Estos suelos se circunscriben a los cauces y ramblas en los que coexisten tanto fluvisoles calcáricos como eútricos.

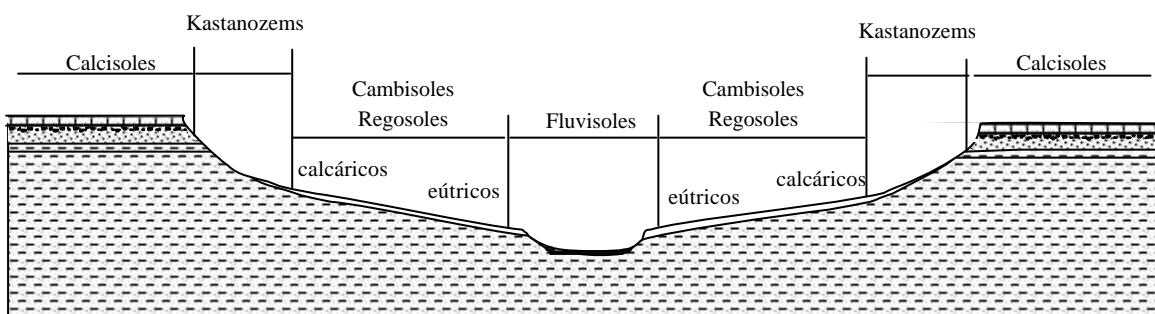


Figura 3.7: distribución de las principales unidades de suelos en función de su posición en el paisaje.

El presente trabajo se ha llevado a cabo en la unidad de cambisoles y regosoles. La zona donde se ha efectuado el seguimiento corresponde precisamente a antiguos aprovechamientos de secano que han sufrido reiterados laboreos que han podido borrar la horizonación original.

3.6 Vegetación y uso del suelo:

3.6.1 Vegetación

En el marco climático, geomorfológico y edáfico en el que se desenvuelve este trabajo, podemos considerar las siguientes comunidades vegetales actuales (Sanz, 1995).

Bosques y matorrales:

1. Encinares (*Quercus rotundifolia* Lam.) y pinares (*Pinus halepensis* Mill.): sólo existen restos naturales muy escasos. Se instalan generalmente en el glacis (dehesas abiertas), y en ocasiones en zonas favorables en las inmediaciones de los escarpes. Los pinares adquieren menor desarrollo que los encinares; sin embargo los encinares se encuentran en áreas marginales a su ecotopo.
2. Retamales: muy dispersos y mal representados debido, seguramente, al matiz semiárido de la zona.
3. Tomillares nitrófilos: frecuentes colonizadores de cultivos abandonados.

Pastizales vivaces:

- a) Espartales: caracterizados por la presencia de *Stipa Tenacísima* (esparto), muy representada en el área.
- b) Yesquerales: predominan *Brachypodium Retusum* y *Phlomis Lychnitis* sobre suelos esqueléticos sin hidromorfía. En suelos de tipo litosol calcáreo, taludes y paredones se diferencian otros pastizales no halófilos.

Vegetación ruderal:

Incluye formaciones herbáceas de gran talla y vivaces anuales y bianuales; es una vegetación fuertemente nitrófila, confinada a puntos concretos.

3.6.2 Uso del suelo

El área de estudio ha soportado una notable presión antrópica, particularmente intensa desde mediados del Holoceno (Díaz *et al.*, 2002).

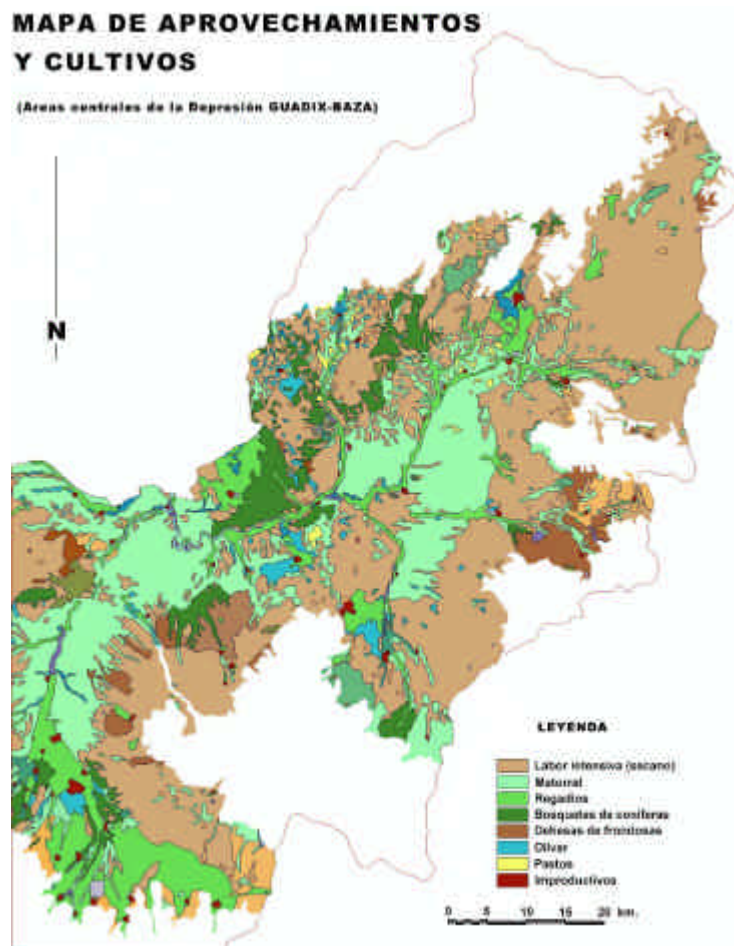


Figura 3.8: tipos de vegetación y usos de la depresión Guadix Baza.

La identificación general de los distintos usos del suelo se ha realizado a partir del mapa de aprovechamientos y cultivos editado por el Ministerio de Agricultura y Pesca (1986). Según los criterios seguidos en esta publicación (Fig. 3.8), el área se considera como matorral y es la segunda en extensión en la zona.

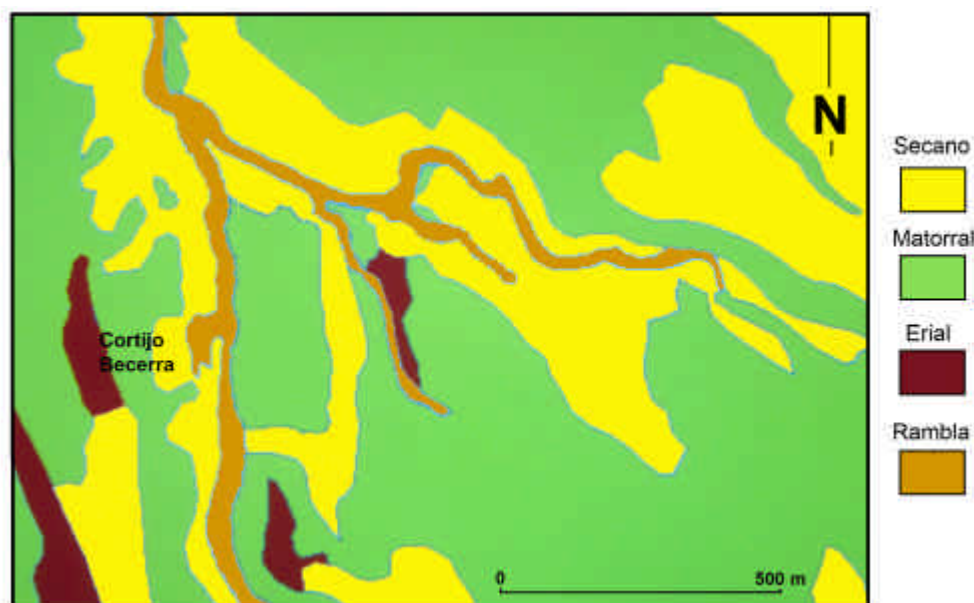


Figura 3.9: tipos de usos y vegetación de la zona concreta.

La cartografía escala 1:10.000, editada por la Consejería de Obras Públicas de la Junta de Andalucía, establece mayor detalle en el uso de esta área. Según los criterios empleados en esta publicación (Figura 3.9), el área corresponde a terrenos agrícolas abandonados; en cuya zona central existen algunos eriales, circunscritos a las ramblas, mientras que los sectores de mayor pendiente (laderas al pie de los escarpes) se catalogan como monte de matorral. De esta forma se han reservado los llanos a la instalación de cultivos extensivos de secano (cereales), dada su mayor facilidad de laboreo. Sin embargo la marginalidad de estos terrenos determinó su escasa rentabilidad y posterior abandono. Por ello, la Administración adquirió esta finca a principios de los años 90, y fue a partir del año 1995 cuando se hicieron los primeros trabajos de reforestación. Es en estas tierras donde se estableció el dispositivo experimental de este estudio.

4. MATERIAL Y MÉTODOS

Los sistemas de cultivo, definidos como laboreo y manejo de sistemas vegetales y sus residuos, tienen una importante repercusión en las propiedades físicas del suelo. La naturaleza y extensión de esta influencia depende del laboreo del suelo.

El laboreo se lleva a cabo con el objetivo de cambiar las propiedades físicas del suelo y permitir el completo desarrollo de las plantas. La inadecuada comprensión de los objetivos y limitaciones de las técnicas de laboreo proporcionan un incorrecto laboreo del suelo, y dan lugar a efectos negativos como erosión y degradación física del suelo. La degradación física del suelo se puede definir como la pérdida de la calidad estructural del suelo. Esta degradación estructural del suelo se puede observar tanto en superficie como en profundidad. Con este tipo de degradación, la infiltración del agua en el suelo se reduce, mientras se incrementa la escorrentía y aumenta la erosión.

Por ello la presente investigación se basa en la hipótesis de que diversas preparaciones del terreno pueden ocasionar efectos diferentes en las propiedades del suelo original. Las principales modificaciones que se provocan así son de índole física, y afectan en definitiva al contenido en agua (variaciones en la densidad aparente, profundidad útil, velocidad de infiltración), lo que resulta de especial interés en zonas áridas y semiáridas. De este modo se puede medir directamente el contenido de agua (efecto) que cada tratamiento induce en el sustrato edáfico (causa), y valorar si existen diferencias significativas entre ellos.

4.1 MATERIAL:

4.1.1 Técnicas de laboreo:

Se han seleccionado 13 tratamientos que comúnmente se utilizan (o se pueden utilizar) con fines de repoblación forestal. De este modo se han comparado un abanico de técnicas que van desde las más sencillas a las más sofisticadas. Debe indicarse que las técnicas seleccionadas no son de uso reiterado en el mismo lugar, si no que se utilizan en los estadios iniciales de la restauración.

Estas técnicas de preparación del suelo se pueden clasificar en métodos puntuales, lineales y areales, y se describen a continuación:

4.1.1.1 Métodos puntuales:

De las técnicas de laboreo disponible, estos tratamientos proporcionan en conjunto la menor perturbación del medio. Se han utilizado los siguientes:

- Ahoyado con barrena helicoidal (ABH): mediante una barrena helicoidal portátil, provista de un motor de dos tiempos y manejada por dos operarios, se realizan hoyos de 40–100 cm profundidad y 30 cm de diámetro. De este modo, debido al movimiento rotatorio del apero, se produce: mezcla de horizontes; pérdida de estructura por disgregación; disminución de la densidad aparente por el consiguiente aumento de la capacidad de aire; y generalmente una pérdida de suelo que se esparce por el entorno, produciendo así una pequeña depresión en el terreno. En este sentido la operación de este apero es parecida a la del rotavátor, sólo que sus efectos son puntuales y profundos.

Esta técnica presenta dificultades de estabilidad del hoyo en suelos sueltos (textura arenosa); en suelos muy epidérmicos con sustrato rocoso o

con panes, existe impedimento de penetración a la barrena; y finalmente, si la textura es arcillosa, se puede originar una microcompactación de tipo laminar en las paredes del hoyo que producirá posibles efectos negativos en el posterior desarrollo de las plantas.

- Ahoyado con pico mecánico o pala percutora (APM): se realiza un hoyo en un volumen de tierra de 50x60x25 cm mediante un pico mecánico con boca plana de 10 cm de ancho, accionado por un motor eléctrico y conectado a un generador autónomo portátil. Opcionalmente se puede acondicionar con una plazoleta horizontal o en contrapendiente (con azada) para la retención de agua superficial. Este tipo de ahoyado produce remoción moderada del suelo (de los 25 cm de profundidad del hoyo).

Esta técnica es muy versátil para todo tipo de terrenos, encontrando pocas limitaciones. Si el terreno es muy accidentado existirán problemas de acceso del motor– generador.

- Ahoyado manual (AMN): mediante azada, pico, zapapico y pala se realizan manualmente hoyos de 40x40x40 cm. En teoría, si el operario está instruido y realiza bien el procedimiento, se pueden separar los diferentes horizontes del material extraído para evitar su mezcla con el objeto de que posteriormente sea restituido a su lugar. Toda la profundidad laborada habrá mejorado en su densidad aparente.

Esta técnica también es muy versátil para todo tipo de terrenos, encontrando las limitaciones lógicas de los trabajos manuales (especialmente en el caso de rocosidad). Por otro lado, este método puede ser penoso para los operarios y a la larga puede resultar caro, razones que actualmente lo restringen a casos muy especiales.

- Ahoyado mecanizado (AMC): se realiza con un tractor de cadenas de 150 CV y provisto de un ripper de dos rejonos (separados 2m), en cuyas botas se suelda una cuchara o cuña de forma triangular para abrir el hoyo, en la parte inferior, y alas laterales u orejas para echar la tierra fuera, en la parte superior. Los hoyos realizados por este mecanismo tienen planta triangular, presentando la excavación en conjunto una forma piramidal invertida, de 90x80x60 cm, a favor de la línea de máxima pendiente, y formando un caballón aguas abajo con el suelo extraído. Es inevitable, como es común a todos los tratamientos mecanizados, que este procedimiento produzca una mezcla de horizontes, con pérdida parcial de estructura. Esta mezcla es más patente en el caballón, en el que predomina material acopiado del horizonte A, siendo susceptible a la erosión. Por el contrario, en la parte interna del hoyo hay pérdida de material (generalmente del horizonte A), y las plantas deben enraizar prácticamente en el material original.

Debido a sus características se recomienda su uso para pendientes entre 35 y 60 % (Peman y Navarro, 1998). Es un método muy difundido debido a su simplicidad, potencia y adaptabilidad. Sin embargo, un efecto que se aprecia con el tiempo y con el progreso de la repoblación es que en un marco de 2x2 m las copas se estorban y pueden dificultar tratamientos silvícola. En muchos casos el tractor origina surcos que facilitan el desarrollo de fenómenos erosivos.

- Ahoyado con retroexcavadora de cazo grande (ARCG): consiste en excavar los materiales del suelo mediante una retroexcavadora provista de un potente brazo y un cazo en su extremo con movimiento hacia la propia máquina. Se introduce la cuchara en el suelo (girando sobre su eje) y se levanta ligeramente una porción de suelo equivalente a la capacidad de la cuchara. Permite hacer varios hoyos desde la misma ubicación. Produce la remoción del suelo con la cuchara de la retroexcavadora y realiza hoyos prismáticos de 50x60x70 cm. Opcionalmente permite conservar (al menos en teoría) la

estructuración de los horizontes, con una mínima mezcla. En terrenos agrícolas (topografías suaves) se usan retroexcavadoras de ruedas, de 80 CV, mientras que en terrenos forestales se utilizan de cadenas y 100 CV.

Esta técnica es versátil y aplicable sobre todo en terrenos con pendientes comprendidas entre el 30–60 %. El mayor factor limitante consiste, lógicamente, en la rocosidad. En los límites de la caja excavada puede haber una pequeña microcompactación laminar por fricción, en especial en suelos de textura arcillosa.

- Ahoyado con retroexcavadora de cazo pequeño (ARCP): el procedimiento es similar al anterior, diferenciándose en las dimensiones del cazo (35x70x50 cm). Para estas dimensiones del cazo se puede utilizar una máquina de menor potencia (80 CV), lo que redundará en una mayor agilidad en sus movimientos. Efectúa un tratamiento del suelo semejante al del caso anterior, sólo que en menor volumen.

Es el procedimiento más utilizado, ya que es fácilmente adaptable a diferentes condiciones del suelo y pendiente, y dispone de gran maniobrabilidad y movilidad. Sus limitaciones son análogas a las indicadas en los ahoyados con retroexcavadora de cazo grande.

- Ahoyado con retroexcavadora de cazo pequeño y regueros laterales o microcanales (ARCPM): al mismo procedimiento anterior, se acoplan a los extremos de la plataforma, mediante azada manual, dos regueros laterales que permiten ampliar la captación de agua de escorrentía superficial hacia la labor central. De este modo se conforma una pequeña microcuenca, que recolecta agua que se conduce a las inmediaciones de la plantación donde se infiltra. El tamaño de esta pequeña microcuenca depende del ángulo que formen entre sí estos microcanales, que es función a su vez de la pendiente de la ladera, del régimen de precipitaciones y de la infiltración del suelo. El agua sobrante, en

precipitaciones normales, tenderá a rebosar por los laterales de los regueros. En nuestro caso se utilizó una retroexcavadora de ruedas y 80 CV de potencia.

El uso de microcanales es ancestral, y está actualmente muy difundida en el cultivo del olivar de secano. Presenta las ventajas e inconvenientes indicados en los ahoyados realizados con retroexcavadora. Además posee la ventaja de, al menos en teoría, aumentar los caudales aportados en cada precipitación. Por el contrario, si no está bien dimensionado el dispositivo, se originarían encharcamientos nocivos para la planta, e incluso si las precipitaciones son particularmente intensas, se acabará erosionando el caballón por desbordamientos sucesivos.

4.1.1.2 Métodos Lineales:

Este grupo de técnicas de laboreo requiere maquinaria pesada y suele proporcionar un impacto moderado–elevado en el medio.

- Subsolado lineal (SSL): se realizan con un tractor Bulldozer de 140 CV dotado de un ripper con dos rejonas, separados 2 m., cortes perpendiculares al suelo de 40-60 cm de profundidad, a favor de las curvas de nivel. En consecuencia se forman dos surcos en cada pasada, profundos, longitudinales y en forma de V, a cuyos lados los rejonas han acumulado el material de los surcos (horizontes más orgánicos). Por otro lado, en el interior de los mismos aparecen horizontes edáficos más profundos (C, R y más ocasionalmente B), en los que aumenta la porosidad por fisuración en el caso de encontrar roca.

El subsolado lineal se utiliza con profusión en repoblaciones y en suelos con rocosidad elevada, aunque queda impedido su empleo si la roca no es cavable. Es recomendable su uso también en el caso de horizontes profundos endurecidos. Por el contrario, el material acumulado en los caballones queda desorganizado y crea aguas arriba una barrera para la penetración de la

escorrentía en el surco. Además estos caballones tienden a erosionarse con el tiempo, perdiéndose gran parte de su potencial biológico. Si se utilizan la separación entre rejonés de 2m., y la separación de los plantones no se hace al tresbolillo, es previsible la presencia de problemas por competencia entre copas.

- Acaballonado con arado de vertedera (AAV): se abren caballones de 60 cm de base y 30 cm de altura, según curvas de nivel, con un tractor Bulldozer dotado de arado de vertedera bisurco reversible, que voltea los horizontes superficiales del suelo aguas abajo, originando un surco aguas arriba del caballón de 30 cm de profundidad. Aunque es una preparación de carácter superficial, la vertedera trasloca y desorganiza el horizonte A y expone horizontes más profundos del suelo en el interior del surco.

Este método es muy asequible en reforestaciones porque esta maquinaria es usual en agricultura. Sin embargo, su empleo está muy limitado por las condiciones de pendiente del terreno (recomendable a pendientes inferiores al 30 %), y también por la elevada pedregosidad de estos terrenos. El uso de esta técnica requiere, como es habitual en tareas agrícolas, que el terreno tenga el tempero adecuado. Por otro lado, el caballón presenta facilidad para erosionarse, aunque este material puede revertir al siguiente surco. Otro inconveniente es que las plantas se colocan en el surco y éstas quedan sin las características que les aportaría el horizonte A para su desarrollo.

- Ripado más acaballonado (RAB): esta preparación del terreno es doble: primero se efectúa un subsolado con un tractor Bulldozer de 140 CV dotado de un rejón subsolador (según un proceso similar al descrito en el subsolado lineal); posteriormente se realiza un acaballonado con vertedera sencilla acoplada a un tractor agrícola de ruedas. Con estas dos labores consecutivas

se pretende optimizar las mejoras conseguidas en el subsolado, y a la vez se amplía a 60 cm la profundidad efectiva del acaballonado con vertedera.

La doble preparación conseguida participa también de los inconvenientes de cada una de ellas, descritos en los apartados anteriores, en especial de los efectos del acaballonado. Además se incrementan los gastos tanto por el empleo de doble maquinaria, una de ellas pesada (Bulldozer), como por el incremento de tiempo empleado en realizar las dos labores.

- Subsolado lineal con máquina forestal TTAE (T): consiste en realizar surcos subsolados en curvas de nivel y, simultáneamente, un acaballonado mediante tractor forestal TTAE (Tractor Todoterreno de Alta Estabilidad). Este tractor (de patente española) está dotado de unidad motora autonivelable y dispositivos hidráulicos independientes para conservar la horizontalidad de la cabina incluso en altas pendientes. En este caso está equipado con ripper de un solo rejón de 50 cm, al que se le han adaptado dos alas laterales en su parte superior para formar caballones de 60 cm de base y 30 cm de altura aguas abajo, y de 20x15 cm aguas arriba. Las características de la labor conseguida son parecidas a las del tratamiento ripado más acaballonado, pero utiliza una sola máquina para ambas labores en una sola vez, permitiendo actuar este tractor en pendientes de hasta 55%.

Se reiteran los inconvenientes que causan los acaballonamientos por la remoción del horizonte A y el denudamiento de horizontes inferiores. También el pequeño caballón aguas arriba del surco dificulta la entrada al mismo del agua de esorrentía. Además, la labor efectiva del ripper es de 50 cm y las alas laterales emplean parte del material removido para formar los caballones, quedando reducida a unos 10–15 cm esta profundidad. Por otro lado, la tecnología TTAE se encuentra en periodo experimental, y todavía no es de amplio uso.

4.1.1.3 Métodos Areales:

Este conjunto de técnicas proporcionan el mayor impacto medioambiental. Por ello se ha elegido solamente una técnica de este tipo, por ser muy usual en el medio agrario.

- Laboreo agrícola (LBA): se lleva a cabo con un tractor equipado con un apero de vertederas agrícolas polisurcos (con 10 cuchillas). Se conoce como laboreo convencional (o arado convencional), removiendo toda la superficie del terreno hasta 25 cm de profundidad. Esta labor se realiza siguiendo las curvas de nivel en pendientes inferiores al 20%. Con este procedimiento se produce la remoción y mezcla de horizontes (capa arable), así como el desbroce de la vegetación y de los restos vegetales que lo cubre.

El laboreo agrícola rompe la horizonación original del suelo en una extensión significativa, y al mismo tiempo lo desnuda de la cubierta vegetal protectora. En consecuencia se pierde la estructura del suelo, y se facilita de modo importante la pérdida de materia orgánica por oxidación, así como sus aportes. Como corolario de lo anterior, se entorpece la capacidad de retención de agua a medio–largo plazo, y posibilita la acción de los fenómenos erosivos.

4.1.1.4 Suelo sin Tratamiento (SN):

Además de los doce tratamientos llevados a cabo se eligieron tres puntos (X, Y, Z) distribuidos por sectores, en los que no se realizó ningún tratamiento del suelo, y que soportaba la vegetación natural del lugar. A estos tres puntos (que corresponderían cada uno a las repeticiones de un tratamiento) se les denominó Suelo Natural, aunque en el pasado probablemente hayan sufrido laboreo.

4.1.2 Diseño de la experiencia :

La pregunta que se quiere responder, conforme a las hipótesis de trabajo, es si una serie de tratamientos del suelo (técnicas de laboreo) dan como resultado diferencias significativas en su contenido de humedad.

Para responder a esta pregunta se seleccionó un área dentro del ámbito semiárido. Esta elección se fundamenta en que, aparte de constituir el entorno habitual en el que nos desenvolvemos, este tipo de áreas muestra varias características de interés:

- Las regiones semiáridas presentan déficit hídrico periódico (anual e interanual).
- Estas áreas son particularmente sensibles a cambios climáticos.
- La presencia de regiones de carácter semiárido en nuestro planeta ocupa en la actualidad una extensión del orden del 34 % (UNEP, 1997).
- Estas regiones suelen reunir elevadas densidades de población, que llegan a representar el 20% de la población mundial (UNEP, 1997).
- El elevado déficit hídrico de estas regiones puede causar graves problemas de índole socio-económica, llevando en muchos casos al abandono de tierras.

Por otro lado, y desde el punto de vista de la estrategia metodológica, si consideramos que estas regiones tienen precipitaciones medias del orden de los 300 mm, las profundidades de humectación de estos suelos serán relativamente someras, y por tanto su seguimiento más fácil de controlar que en el caso de precipitaciones superiores. Esto será cierto si los sustratos rocosos o pedregosos no dificultan tal tarea. Adicionalmente, un impedimento frecuente en estas áreas lo constituye la presencia de horizontes petrocálcicos, que inciden además de modo importante en la distribución del agua en profundidad.

Por estas razones se seleccionó un área de la Depresión de Guadix (Granada), situada al margen de los piedemontes (glacis superior), ya que estos presentan elevada pedregosidad y profusión de horizontes petrocálcicos. Los sustratos areno-limoso-

arcillosos de las formaciones centrales de esta Depresión proporcionaban unas cualidades idóneas para explorar los procesos de humectación en función de los tratamientos. Sin embargo también ofrecían una gran vulnerabilidad por su facilidad a la degradación erosiva (desarrollo de badlands). Por ello se centró el trabajo experimental en un área de carácter intermedio: moderadamente pedregosa, sin presencia de fenómenos erosivos destacables, si bien presenta una posición geomorfológica poco definida, intermedia entre el segundo glacis (al que se asocian los badlands) y los aluviales. También se han evitado las formaciones claramente aluviales, planas, y se han realizado los replanteos en posiciones de pendiente moderada, que han estado sometidas a intensos cultivos de secano (cereales).

El área de experimentación es, en esencia, reducida, sin superar entre sus extremos 1 Km. de separación. Tal situación permite considerar al área incluida en la misma isoyeta. A dicha escala el área se presenta también homogénea en sus materiales, aunque en detalle era susceptible de mostrar algunas particularidades diferenciadoras: posición geomorfológica, unidades edáficas, pendiente, material original, y orientación, fueron las principales variables que podían incidir en la hipótesis de trabajo y que se intentaron unificar.

En función de lo indicado, y para obtener conclusiones científicamente válidas, sin sesgo, se realizó en el territorio disponible, como es práctica frecuente en el diseño de dispositivos experimentales, un ensayo experimental aleatorio con tres repeticiones. El método de asignación aleatoria implica que la asignación debe hacerse al azar, utilizando a tal efecto el procedimiento de sortear los tratamientos seleccionados del suelo entre cada parcela, una vez replanteados en un mapa. Esta asignación teórica fue posteriormente realizable, ya que llevar a la práctica este resultado no presentaba especiales dificultades, porque, en general, las condiciones del terreno facilitaban el acceso de maquinaria pesada (en el peor de los casos) a casi todos los puntos. De este modo se persigue la meta de que las diferencias observadas entre tratamientos se deban a diferencias inducidas por los tratamientos utilizados.

Para afrontar los objetivos propuestos se procedió a medir la humedad del suelo con sonda de neutrones, ya que este equipo permite acceder sistemáticamente a las capas profundas del suelo, y permite hacer un seguimiento comparativo de las 39 parcelas de la rambla del Aljibe (puntos de lectura). El seguimiento se llevó a cabo durante 75 meses.

Los puntos se distribuyeron de forma que quedaran cubiertas todas las áreas cultivadas, y en ellos se perforaron con barrena manual sondeos de 3.66 cm de diámetro interior, en los que se instalaron sendos tubos de acceso para facilitar la medición de la humedad con sonda. Esta instalación permanente estaba dotada de un tapón para impedir la penetración de la lluvia, y se selló lateralmente con tierra fina y silicona, para evitar de este modo que el agua de lluvia y esorrentía accediera al interior del sondeo entre el tubo y el suelo.

El diseño experimental consistió en 3 repeticiones para cada uno de los 13 tratamientos previstos (incluyendo el terreno en estado natural) y elegidos según la demanda en el ámbito forestal, que se distribuyeron al azar a lo largo de toda la zona cultivada de la rambla. Para garantizar que los resultados fueran representativos, se dotó a las parcelas de unas dimensiones de 40m x 25m (1000 m²), con el lado mayor paralelo a la curva de nivel. Entre parcelas consecutivas, hubo una separación mínima de 10 m para evitar influencias entre ellas.

En cada una de estas parcelas se realizó en noviembre de 1995 la plantación de una masa mixta, manual, de encina (*Quercus rotundifolia* Lam.) y pino carrasco (*Pinus halepensis* Mill.), ambas de una savia. De este modo cada parcela contendría en total 50 plantas (25 encinas y 25 pinos, dispuestos alternativamente). Esto equivale a un marco real de 20 m² por planta (5m x 4m), con una densidad de plantación de la masa mixta de 500 pies/ha.

El seguimiento de la humedad se llevó a cabo en la planta situada el centro de cada una de las parcelas. Si hubo dificultades en realizar la instalación de los tubos para el seguimiento, se eligió una de las colindantes.

Las mediciones de humedad, realizadas con la sonda de neutrones en condiciones standard, proporcionan una medida consistente del contenido de agua en el suelo en cuanto a las condiciones instrumentales y del propio proceso de emisión de neutrones. Aunque estas mediciones se han llevado a cabo con especial cuidado, sin embargo podrían estar afectadas por diferentes errores. Autores como Evett (1995) han estimado que este método es el más preciso de los disponibles actualmente.

Debido a la heterogeneidad del medio edáfico, entra dentro de la duda razonable sospechar que medidas de humedad en puntos próximos (dentro de una misma labor de preparación) podrían dar como resultado contenidos de agua diferentes, o al menos estar sometidos a un ruido de fondo que perturbara de modo importante la señal que se pretende analizar. O dicho de otro modo, la medida que se obtiene podría representar la realidad de un modo más o menos puntual. Hay que tener presente también que esta heterogeneidad se acentúa si el medio edáfico se somete a laboreo. Por ello se realizaron dos tipos de sondeos:

- i) Sondeos 1: en todos los puntos de lectura (cuyo número es de 39) se abrieron sondeos clavando una barrena de tipo Veihmeyer y extrayendo cada 10 cm el material recogido. Una vez alcanzada la profundidad deseada, se procedió a colocar el tubo de revestimiento. En el momento de la apertura, se anotó cualquier circunstancia impuesta por el terreno (fundamentalmente debidas a factores de pedregosidad o huecos). Esta muestra se almacenó inmediatamente en una bolsa de plástico, bien cerrada, para impedir pérdidas de humedad. La cantidad de muestra obtenida de esta forma (en torno a 150 gr) depende del cilindro que define el diámetro del sondeo, que a su vez es función del diámetro de la sonda. A continuación, una vez instalado el tubo, se midió la humedad con la sonda.

ii) Sondeos 2: en la primera mitad de los puntos de lectura (cuyo número es de 19), y a medio metro aproximadamente del sondeo 1, se realizó otro sondeo clavando la barrena de una vez, hasta llegar a la misma profundidad que el anterior. El número de estos sondeos fue menor, ya que, el elevado volumen de mediciones a realizar podría hacer difícil llevar a cabo todas las lecturas en las mismas condiciones.

De este modo, al disponer de una pareja de lecturas, se podrían efectuar dos comprobaciones: a) controlar la posible dispersión de medidas en el entorno del punto de medición, y b) evaluar la influencia que los dos métodos de apertura de sondeos podrían ejercer en las lecturas.

La profundidad final de estos sondeos fue de 140 cm, aunque en el caso de las parcelas 2 y 36 no se llegó a tal profundidad debido a la presencia de gravas, por el contrario las parcelas X, Y, Z (suelo natural, sin ningún tipo de preparación) la profundidad alcanzada fue de 300 cm con objeto de comprobar la máxima oscilación del frente de humectación.

4.2 MÉTODOS DE CAMPO:

Las mediciones de humedad se llevaron a cabo utilizando una sonda de neutrones TROXLER 3300, ya que además de disponer de ella, es un método muy preciso para determinar in situ la humedad a diversas profundidades (Evelt, 1995). Para interpretar correctamente las mediciones realizadas conviene conocer el fundamento de este método de medición.

4.2.1 Sonda de neutrones:

1º Fundamento:

Las mediciones de humedad con sonda de neutrones se basan en el principio de termalización de neutrones: una fuente radiactiva de $^{241}\text{Am}/\text{Be}$ emite radialmente neutrones rápidos a $1700 \text{ Km}\cdot\text{s}^{-1}$, a razón de 25.000 neutrones/segundo. La potencia de penetración de los neutrones depende de la composición del material y no de su densidad; estos neutrones son frenados (o termalizados, Elder y Rasmussen, 1994) hasta $2 \text{ Km}\cdot\text{s}^{-1}$ siendo más eficiente esta termalización para materiales que tienen una masa similar, como por ejemplo átomos de H contenidos en el agua que contiene el suelo. A esta velocidad los neutrones se pueden detectar y contar mediante un tubo de ^3He . Las cuentas obtenidas guardan proporción directa con el contenido de humedad del suelo, en un proceso de índole estadística, con una distribución gaussiana normal.

De modo general se puede decir que son necesarias 19 colisiones (de naturaleza elástica) con átomos de H para termalizar un neutrón; otros materiales necesitan mayor número de colisiones para obtener un resultado análogo (al aumentar el peso atómico de un elemento se necesitará mayor número de colisiones para termalizarlos). Los neutrones lentos se dispersan aleatoriamente en el suelo formando una nube alrededor de la sonda de radio variable en función del contenido en humedad (esferoide de influencia). Algunos de estos neutrones termalizados vuelven a la sonda donde son

contados por un detector proporcional de neutrones lentos relleno de gas. Ya que la única fuente significativa de hidrógeno en muchos suelos es el agua, la técnica ofrece un medio adecuado de determinar el contenido en agua.

La técnica de la sonda de neutrones tiene diversas ventajas e inconvenientes. Las principales ventajas son: 1º mide el contenido de agua próxima a la sonda en un gran volumen de suelo; 2º mide el contenido volumétrico de agua en el suelo; 3º el método es no destructivo; 4º no presenta un periodo de latencia hasta que el agua se equilibra en el elemento sensor; 5º se puede repetir en el mismo lugar. Las desventajas son: a) el instrumento es radiactivo y debe ser usado cuidadosamente en especial cerca de la superficie del suelo o en suelos secos; b) se necesita una curva de calibración para cada zona; c) la instalación del tubo de acceso perturba el lugar de medición; d) el equipo es algo caro, sobre todo su mantenimiento; e) proporciona medidas discrepantes del contenido de agua cerca de la superficie del suelo. De entre estas desventajas la a) y la d) no afectan a la seguridad de la medida, y las otras se valorarán convenientemente a lo largo de este trabajo.

2º Geometría del dispositivo de medida:

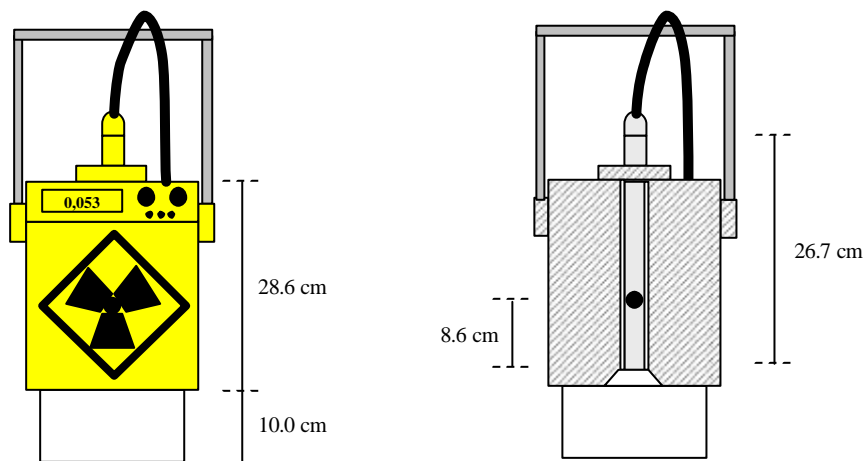


Fig. 4.2: Esquema de la sonda de neutrones y acotaciones relativas a la posición de la fuente radiactiva.

La sonda utilizada lleva alojada en su interior una fuente radiactiva con doble encapsulado, una actividad de $10 \pm 10\%$ mCi de $^{241}\text{Am/Be}$ en nuestro caso, y una vida media de 458 años. Además, el cuerpo de la sonda que se desplaza por el sondeo contiene el tubo detector de neutrones termalizados conectado con otros sistemas electrónicos de medición del aparato. De este modo no es necesario apantallar los neutrones rápidos, ya que este sistema no los detecta. La Fig. 4.2 indica la disposición de estos elementos cuando la sonda está alojada dentro de la carcasa.

Las lecturas se deben realizar a una altura constante sobre el suelo para lo cual se suele disponer de un soporte, que a su vez facilita el apoyo de la sonda. Es interesante conocer la posición de la fuente radiactiva ya que esto nos permitirá saber la profundidad real a la que se está midiendo.

3° Tubería de acceso:

Las lecturas se realizan haciendo descender la sonda por una tubería de acceso al suelo hasta la profundidad deseada. Estas tuberías pueden ser de tres tipos: aluminio, acero o plástico (polietileno). De todas ellas la más adecuada es la de aluminio, ya que absorbe pocos neutrones y es la más duradera. Sin embargo no es muy recomendable para suelos muy ácidos o alcalinos con alta concentración de NaCl, ya que sufrirían una alta corrosión. El acero inoxidable sería el recomendable en el caso anterior: se corroe más lentamente, aunque absorbe más neutrones y reduce la sensibilidad del medidor. Los plásticos no se corroen, pero por tener un alto contenido en hidrógeno disminuyen notablemente la sensibilidad de la medida en el campo.

Estas tuberías las proporciona la casa Troxler o también pueden utilizarse tuberías de riego, siempre que tenga las dimensiones recomendadas. Para obtener la mayor sensibilidad posible del sensor, el diámetro exterior del tubo se debe ajustar al sondeo (en nuestro caso fue de 5.07 cm de diámetro), además de tener el menor contenido posible de H. El interior debe ser de buena calidad, sin irregularidades y con gran resistencia para que la sonda llegue a la profundidad de medición sin problemas.

Las calibraciones se deben hacer con este tubo. Conviene que la tubería esté sellada en el fondo para evitar la entrada de agua y con ello lecturas erróneas; también se asegura así su mayor duración. En función de esto se optó por utilizar tuberías de aluminio.

4º Mediciones:

El procedimiento que habitualmente se sigue con este método requiere hacer descender la sonda en el suelo hasta el punto de medición. Una vez allí, la sonda compara los conteos en cada punto con una cuenta estándar obtenida previamente con un patrón de referencia interno de polietileno; por ser una referencia importante se deben minimizar los errores de la distribución gaussiana, y esta cuenta estándar se realiza, previamente, durante un intervalo de 4 minutos. El resto de las medidas se pueden hacer durante 30 o 60 segundos, y al final de ese período de acumulación de cuentas se obtiene un valor medio. Según el tipo de trabajo se puede emplear una u otra cadencia: en seguimientos largos y masivos es recomendable utilizar la primera para mayor eficiencia. La cadencia de 60 segundos se utilizó para la calibración. La precisión de estas medidas, referida a valores del contenido de humedad, viene definida por la siguiente tabla facilitada por el fabricante:

CONTENIDO DE HUMEDAD (kg/m ³)	PRECISIÓN (± Kg/m ³)	
	60 seg.	30 seg.
0	0,57	0,80
100	1,92	2,69
200	2,72	3,81
300	3,41	4,77
400	4,07	5,70
500	4,74	6,64
600	5,44	7,62
700	6,22	8,71
800	7,10	9,94
900	8,15	11,41
1000	9,44	13,22

Tabla 4.1: Precisión de las medidas en función del contenido de humedad.
(Tomado del manual de uso de Troxler, página 36).

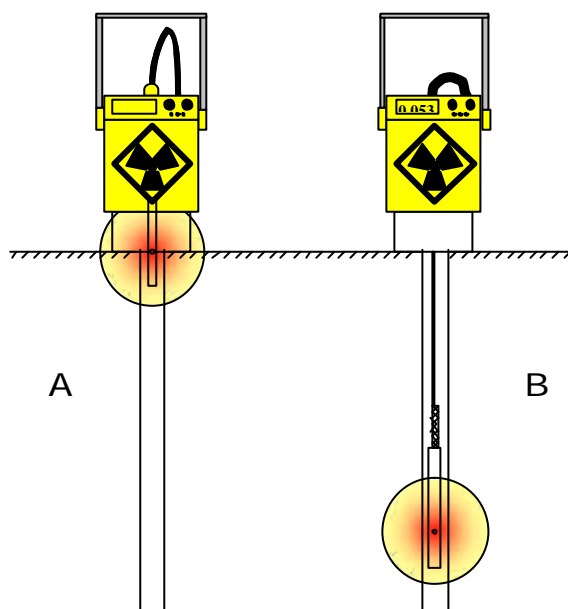


Figura 4.3: Medidas a distintas profundidades: A) medidas realizadas en el caso más superficial;
B) medidas realizadas en profundidad.

Estas lecturas son, por tanto, adimensionales, y el valor obtenido refleja la humedad del suelo en un radio variable (esferoide de influencia), dependiente de su estado de humectación, pero que puede alcanzar los 20 cm de radio. En la Figura 4.3 se pueden observar dos posiciones de medida en la superficie del terreno: como se comentó anteriormente las medidas más superficiales tienen el riesgo de englobar elementos ajenos al suelo (principalmente aire), cuestión que será tratada más adelante.

La relación entre choques y humedad viene dada por una ecuación obtenida en el proceso de calibración. La calibración de fábrica incluida en el aparato se realiza con un suelo ideal, sin elementos absorbentes de neutrones (principalmente B y Cl), ni H ligado químicamente, ni otros condicionantes físicos variables como la densidad aparente. Por eso, para ceñirse a las circunstancias de los suelos que se miden, conviene realizar específicamente dicho calibrado, correlacionando las lecturas de sonda en campo con el correspondiente contenido gravimétrico en agua. Este ajuste se puede realizar de diversas formas. Una vez obtenida esta ecuación, el paso de lecturas de sonda a contenido de humedad se realiza de modo automático.

4.2.2 Seguimiento:

Una vez preparado el terreno y perforados los sondeos, se llevaron a cabo medidas mensuales sistemáticas con sonda del contenido de humedad. Se eligió esta periodicidad ya que se pretendía conocer la respuesta global de cada tratamiento ante la lluvia. El periodo en el que se realizó el seguimiento se extendió entre Junio 1996 y Agosto 2002 para abarcar así un tiempo suficientemente largo que representara las condiciones climáticas de la zona. Las medidas se realizaron en las mismas condiciones para todos los puntos de cada momento: dado que el número de medidas es elevado, el lapso de tiempo entre la primera y la última se debió acortar el máximo posible para evitar variaciones debidas a la dinámica del medio y a las precipitaciones. Este requisito hizo fluctuar la fecha de las mediciones, especialmente en algunos inviernos lluviosos, conservándose siempre la periodicidad mensual. En algunas ocasiones, incluso, se tuvo

que desechar el muestreo realizado hasta ese momento, por suceder una precipitación importante, repitiéndose posteriormente todo el proceso.

Para el presente caso, las lecturas se hicieron sistemáticamente en catorce profundidades seriadas cada 10 cm (0–10,..., 130–140 cm), a lo largo del periodo indicado y en todos los sondeos (hubo 2 sondeos en los que no se pudo alcanzar la profundidad deseada: sondeo 2 y sondeo 36).

4.2.3 Lecturas de sonda:

El objetivo final de estas lecturas es conocer la evolución de la humedad de cada parcela en el tiempo. Para poder convertir estas lecturas a contenidos reales de humedad, previamente se calibró el aparato. Pero además se realizaron contrastes para asegurar que las variaciones observadas fueron debidas al contenido real de agua y no a procesos aleatorios, para evitar así errores en posteriores análisis estadísticos.

1°. Calibración (lecturas referidas a muestras)

Se obtuvieron 117 muestras extraídas en el momento de la apertura de los sondeos, y las correspondientes lecturas obtenidas en ese momento para un tiempo de 1 minuto. En este caso no se llevaron a cabo las lecturas del horizonte más superficial, dado que se consideraban defectuosas (según la bibliografía consultada) por incluir en el área de influencia de la sonda parte del aire. A pesar de las referencias consultadas, se comprobó que se puede estimar su humedad de forma independiente.

2°. Lecturas referidas al seguimiento temporal

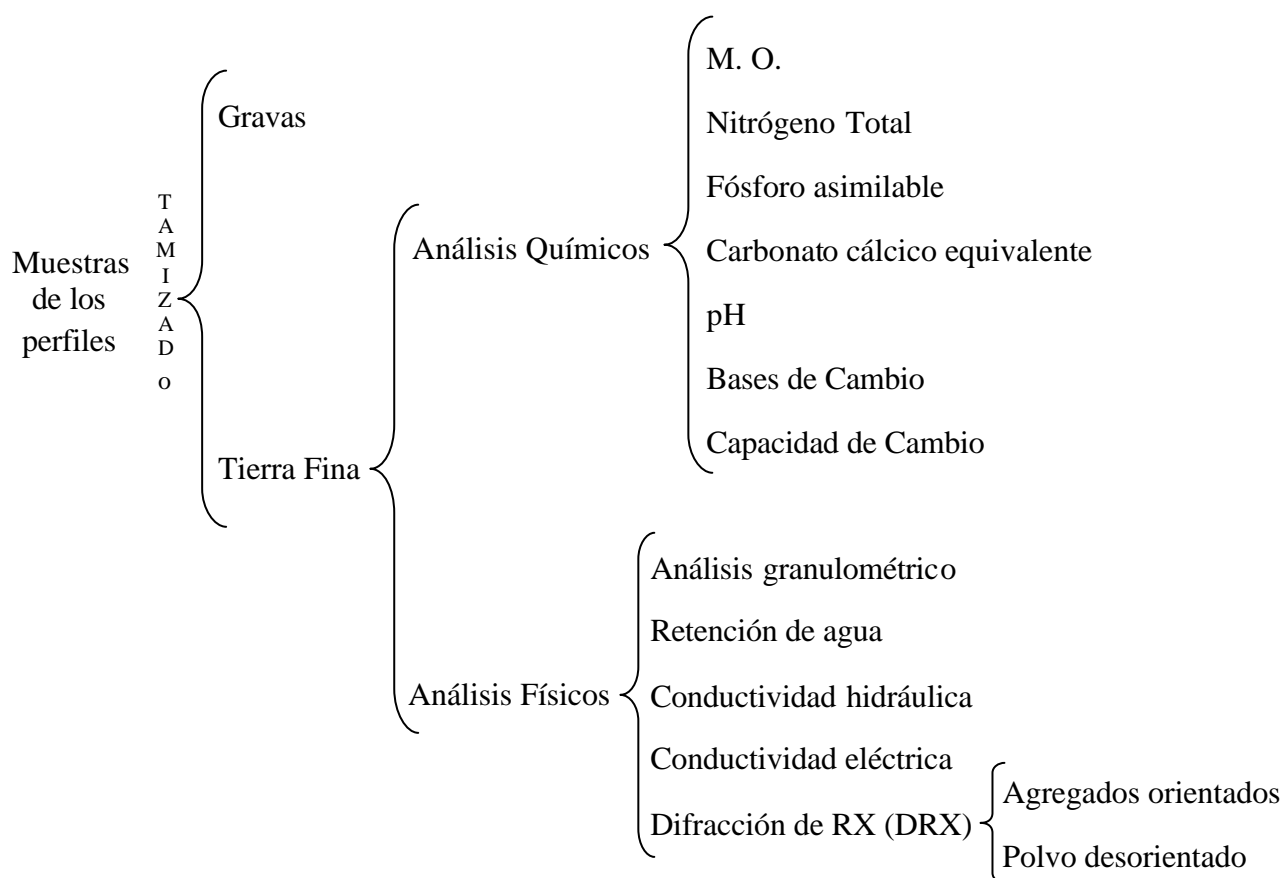
Durante el periodo comprendido entre Junio 1996 y Agosto 2002, se realizó un seguimiento mensual de la humedad en los 39 sondeos de las parcelas, con unos tiempos de lectura de 30 segundos, distribuidos en las catorce profundidades anteriormente consideradas.

4.3 MÉTODOS DE LABORATORIO:

Ya que los diversos muestreos efectuados tenían una finalidad concreta, el material recogido se analizó según diferentes metodologías, tal como se expresa en cada caso. En general se han seguido los métodos indicados en la Soil Survey Staff. Así distinguiremos entre muestras de perfiles edafológicos, muestras obtenidas en los sondeos, muestras tomadas con cilindro y muestras de la capa superficial (0-10 cm).

Muestras de los perfiles:

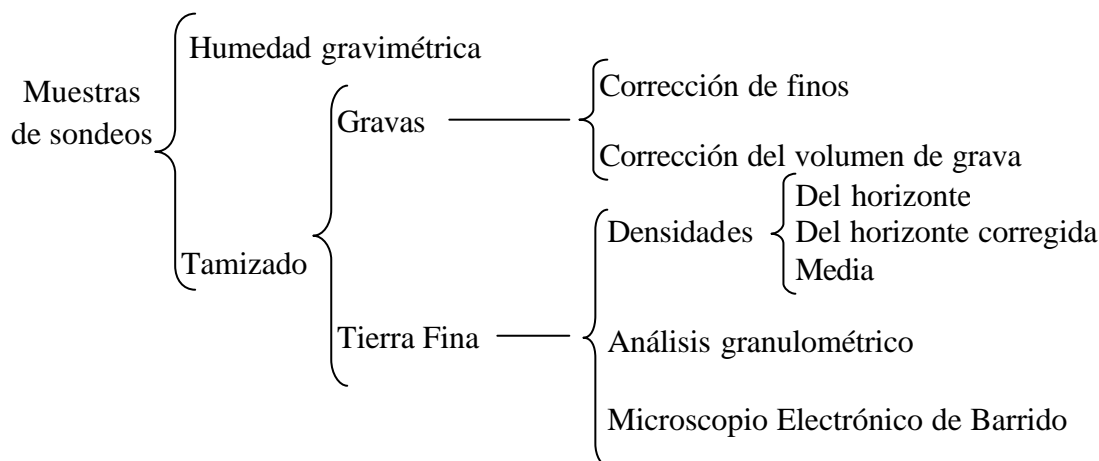
En la zona de trabajo se tomaron muestras medias de los horizontes de 4 perfiles con el fin de establecer los taxones más frecuentes y sus características físico-químicas. El proceso analítico seguido se resume en el siguiente esquema.



Previamente a este proceso, se extendieron las muestras sobre papel secante, disgregadas a mano, y cuando la humedad de la muestra se equilibró con la del laboratorio, se cuartearon. La parte cogida fue pesada con precisión del gramo.

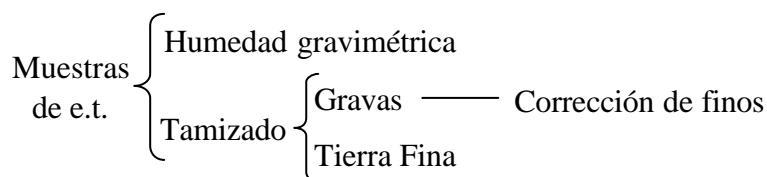
Muestras de sondeos:

Estas muestras se tomaron a la vez que se abría el sondeo, en el periodo 1996–97, conforme al método indicado en el apartado 4.2. El objetivo era obtener un volumen de muestra conocido para determinar sus características físicas y su contenido en agua, y establecer así la calibración de la sonda. El peso de cada muestra era de unos 150 g. De esta forma se obtuvieron 464 muestras distribuidas en 39 sondeos: las condiciones del terreno determinaron que se obtuvieran un mínimo de 10 muestras/sondeo, que en algunos casos llegó a ser de 14 muestras.



Muestras de la evolución temporal de la capa superficial 0–10 cm:

Se tomaron muestras (unos de 300 g/muestra), en los mismos puntos del paso anterior, desde Junio 1996–Agosto 2002, 75 muestreos de 6 muestras c/u, 450 muestras). Para la estimación de la humedad de la capa más superficial.



4.3.1 Muestras de los perfiles:

Preparación de general de las muestras: separación de tierra fina y gravas por tamizado. Una vez desecada la muestra en estufa durante una noche (105°), se separaron y pesaron las fracciones obtenidas con el tamiz de 2 mm. La fracción grava se lavó con agua abundante para eliminar completamente la tierra fina adherida, e incluso los agregados parcialmente cementados. Las pérdidas así obtenidas se computaron como tierra fina, deducidas tras pesar las gravas en seco. Tanto la tierra fina como las gravas se almacenaron para posteriores determinaciones. Según los casos, sobretodo en los análisis químicos, se tomó una alícuota de muestra y se llevó al mortero de ágata.

Análisis químicos realizados:

4.3.1.1 Materia orgánica:

Se determinó por vía húmeda (método de Tyurin, 1951), realizando la oxidación de la materia orgánica con $K_2Cr_2O_7$ en exceso y posterior valoración del dicromato reducido con $\{Fe (NH_4)_2 (SO_4)_2 H_2O\}$ (Sal de Mohr).

4.3.1.2 Nitrógeno total:

Se siguió el método de Bouat (1965), en el cual se calientan las muestras en el bloque digestor, donde se oxida la materia orgánica por ebullición de la muestra con H_2SO_4 concentrado, utilizando solución sulfúrica de selenio como catalizador, y para aumentar el punto ebullición del ácido se añadió Cu_2SO_4 . La destilación se realizó en el aparato de Bouat y Crouzet, utilizando fenolftaleína como indicador, y añadiendo NaOH al 30% hasta que todo el nitrógeno hubo sido destilado.

4.3.1.3 Fósforo asimilable:

El fósforo se extrajo con solución de bicarbonato sódico (NaHCO_3). Posteriormente se valoró por colorimetría el complejo fosfomolibdico, mediante el SPECTRONIC 20D (método Olsen, 1971).

4.3.1.4 Carbonato cálcico equivalente:

La determinación de carbonatos se realizó por volumetría, midiendo el CO_2 desprendido al reaccionar los carbonatos de la muestra de suelo, finamente molidos, con HCl 1:1 en el calcímetro de Bernard.

4.3.1.5 pH:

Se determinó sobre una suspensión de tierra fina en agua y en CaCl_2 (en ambos casos 1:1), y se midió con pH-metro de electrodo de vidrio (CRISON micropH 2001).

4.3.1.6 Bases de cambio:

El desplazamiento se efectuó por lixiviación del suelo con una solución de AcNH_4^+ (acetato amónico). Se llevó a centrífuga y en el sobrenadante se determinó Na^+ y K^+ por fotometría de llama (EPPENDORF GERÄTEBAU), Ca^{2+} y Mg^{2+} por absorción atómica (PERKIN-ELMER 1100B).

4.3.1.7 Capacidad de cambio:

A las muestras del paso anterior se les añadió AcNa para desplazar el NH_4^+ , se lavó con alcohol y posteriormente se volvió a lavar con AcNH_4^+ para desplazar al Na^+ ; en este lixiviado se recogió y se midió el Na^+ por fotometría de llama (EPPENDORF GERÄTEBAU).

Análisis físicos realizados:

4.3.1.8 Análisis granulométrico:

Las muestras de tierra fina fue tratada con agua oxigenada al 10% para la destrucción de la materia orgánica, a la vez que eran calentadas en el baño de arena a 80°–90°C; luego fueron dispersadas con 25 mL de solución de hexametáfosfato sódico al 10% mediante agitación.

Las fracciones mayores de 0.05 mm (arenas) se determinaron por tamizado en seco y las fracciones menores por sedimentación siguiendo el método de la pipeta de Robinson (1922).

4.3.1.9 Retención de agua a 33 y 1500 KPa (1/3 y 15 atm):

Las determinaciones se realizaron sobre tierra fina colocada sobre una membrana porosa y saturada en agua durante 24 horas, después se introdujeron en las ollas de presión de Richards (1954) durante 48 horas. Las presiones de succión a las que se sometieron las muestras fueron de 33 y 1500 KPa. Se valoró el agua retenida por diferencia de pesada entre la muestra recién salida de la olla y después de una noche en estufa a 105°C.

El agua útil, o utilizable por las plantas, se calculó con la siguiente fórmula:

$$\text{donde } W_{33} \quad AU(\text{mm/cm}) = \frac{(W_{33} - W_{1500}) * DAHf * Cm}{10}$$

es la retención de agua (%) a 33 KPa, W_{1500} retención (%) a 1500 KPa, DAHf es la densidad aparente calculada por la ecuación de regresión múltiple propuesta por Santos (1979) y Cm es el coeficiente de corrección de los efectos del contenido de grava del perfil sobre la retención de agua.

4.3.1.10 Conductividad hidráulica:

Se construyeron 6 cilindros de percolación de una sola pieza (sin soldaduras) en aluminio. Se siguieron las dimensiones y procedimientos recomendados por Richards (1982); de cada horizonte edáfico se realizaron tres repeticiones al mismo tiempo.

Se introdujeron las muestras en los cilindros, se compactaron en un bloque de madera, y se mantuvo un nivel constante y se midió tanto el tiempo en caer la primera gota como la altura de agua en la probeta para determinados tiempos.

4.3.1.11 Conductividad eléctrica:

Se determinó en pasta saturada. Se obtuvo el extracto de saturación mediante una bomba de vacío a través de un filtro, y se hizo la medida con el conductivímetro CRISON conductimeter 522.

4.3.1.12 Difracción de Rayos X (DRX):

La técnica utilizada ha sido la de polvo cristalino. Las muestras se rodaron en un difractor SIEMENS D5000. La radiación utilizada ha sido de Cu K α (0.15406) a 35 KV y 15 mA, velocidad de rodadura de 0.05° (2 θ) y un tiempo de paso de 1 segundo.

Agregados orientados: previamente se extrajo la arcilla con el mismo procedimiento del análisis mecánico, si bien se utilizó un extractor múltiple (7 pipetas de 20 mL) donde se recogió la suspensión de agua y arcilla. Este paso se repitió varias veces para tener un volumen considerable de arcilla, después se hicieron las placas y se rodaron 30°.

Polvo desorientado: empleando un portamuestras de carga lateral para favorecer dicha desorientación (Niskanen, 1964), fueron rodadas 50°

4.3.2 Muestras de sondeos:

4.3.2.1 Determinación gravimétrica del contenido en agua:

Las muestras se extrajeron con una barrena de 3.66 cm de diámetro interior, introduciéndola por percusión cada 10 cm, y se guardaron seguidamente en bolsas de plástico herméticamente cerradas; si no fue posible pesarlas inmediatamente, se almacenaron en laboratorio en cámara frigorífica a 7°C hasta el momento de su pesada (precisión centésima de gramo). Después de obtener esta pesada en húmedo se introdujeron en estufa para extraer el agua a 105°C con ventilación forzada durante, al menos, 24 horas; una pesada posterior permitió conocer su contenido en agua por diferencia de pesada.

4.3.2.2 Tamizado (separación de tierra fina y gravas):

El proceso seguido es el mismo al indicado en el apartado 4.3.1

4.3.2.3 Densidad aparente:

Se ha obtenido la densidad aparente de la parte activa del suelo (tierra fina). Para ello se descontó del peso total de muestra recogida con la barrena (cilindro de 10 cm de altura), el peso correspondiente a su contenido en gravas, y procediendo igualmente con el volumen que se calculó mediante el peso del volumen desalojado por las gravas tras su inmersión en agua.

4.3.2.4 Determinación volumétrica del contenido en agua:

La humedad gravimétrica obtenida en el paso 4.3.2.1 estaba referida al peso de la parte activa del suelo (tierra fina). Para dar este contenido de agua en volumen de agua por metro cúbico de suelo (concentración volumétrica expresada en L de agua/m³ de suelo), se utilizó para cada muestra la expresión:

$$V = \frac{W}{\frac{Pf}{r_a}} \cdot 1000$$

siendo:

W = contenido en agua de la muestra (por diferencia de pesada)

Pf = peso de tierra fina

r_a = densidad aparente

4.3.2.5 Textura:

Las clases texturales se determinaron mediante la Pipeta de Robinson, como se indica en el apartado 4.3.1.8.

4.3.2.6 Carbono orgánico:

El proceso seguido tal como se indicada en el apartado 4.3.1.1.

4.3.2.7 Estudio al Microscopio Electrónico de Barrido (MEB):

Muestras seleccionadas de tierra fina (<2mm) fueron observadas con microscopio electrónico de barrido. El equipo empleado es un Hitachi modelo S-510, entre 2 y 25 KV de voltaje de aceleración y resolución garantizada de 7 nm, rango de magnificación entre 20-15000 X, sistema de resolución de tres lentes y objetivo de apertura de lente fija de 0,4 y 0,3 mm de diámetro.

Las muestras fueron preparadas adhiriéndolas a un papel adhesivo de doble capa de grafito o bien expolvoreándolas sobre una capa fresca de pegamento de plata coloidal. En todo caso se emplearon portamuestras de aluminio. Dichos portamuestras con la muestra preparada se guardaron en desecador antes de proceder a la metalización. Así mismo, posteriormente al metalizado deben ser conservados en atmósfera seca.

Previamente a la observación, la superficie de las muestras ha sido metalizada con una delgada capa de oro de 5-10 nm de espesor, en dos orientaciones (Bohor y Hughes, 1971), en un metalizador de vacío SEMPREP-2 Sputter Coaters. El vacío de la cámara de metalización debe ser de 10^{-6} torr (McCandless et al. 1971). Este procedimiento se aplica para facilitar la observación, haciendo conductora la superficie de la muestra y evitando la electricidad estática. La temperatura oscila sobre los 40°C en el interior de la cámara y no causa problemas a la mayoría de las muestras.

Las medidas del tamaño de poro y diámetro máximo hechas a las imágenes digitalizadas observadas por microscopía electrónica de barrido, han sido realizadas con la ayuda de la aplicación “Distances Measurements” del programa de captación de imágenes Scan Visión Versión 1.2. acoplado al microscopio electrónico.

Como complemento a este estudio se realizaron medidas con un Espectrómetro de Rayos-X de energía dispersiva (EDR), EDWIN-288, Serie-M, acoplado al equipo, que permite analizar la composición química elemental de muestras de superficie rugosa.

4.3.3 Muestras de la evolución temporal de la capa superficial 0–10 cm:

Las muestras de superficie se tomaron desde el principio, pero no fue hasta a partir de noviembre de 1998 cuando se tiene lectura (como ya se ha comentado anteriormente, la bibliografía consultada consideraba esta lectura poco fiable y la humedad, en un principio se calculó gravimétricamente).

De estas muestras nos interesa únicamente su contenido en humedad y se procedió igual que en el apartado 4.3.2.1.

4.4 MÉTODOS DE GABINETE:

Los datos obtenidos durante los años del seguimiento se debieron someter a una actualización y mantenimiento permanentes para prevenir errores u omisiones. Al finalizar éste, es cuando se pudieron tratar globalmente.

4.4.1 Detección de errores accidentales:

Antes de empezar cualquier tratamiento de datos es recomendable proceder a su filtrado para determinar valores erróneos y/o valores anómalos (*outliers*). Esto es especialmente importante cuando se tienen que obtener ecuaciones de regresión, ya que la bondad del ajuste puede estar condicionada por la presencia de unos pocos valores anómalos. En las presentes circunstancias, y sobre una base de datos de varias decenas de miles de medidas, estas anomalías fueron poco numerosas.

En general se pueden considerar los siguientes errores y/o anomalías:

- Errores de tipo humano: cometidos a la hora de leer o escribir los datos. A veces una nueva lectura en gabinete puede subsanarlos (caso de realizar transcripciones), pero con frecuencia esto no es posible y el error pasa desapercibido.
- Omisión de datos: ocurridos por cambio de estrategia en el seguimiento, o por cambio del dispositivo de medición (a veces también por olvido, aunque este no es el caso).
- Omisión de muestreo: sucede generalmente por avería en algún aparato, y a veces lleva a perder todo un muestreo.
- Valores fuera de tendencia (*outliers*): son valores que son más altos o más bajos del valor que le corresponde; deben omitirse de los cálculos y estimarse por métodos estadísticos.

4.4.1.1 Errores de tipo humano:

Una vez transcritos todos los datos y corregidos los errores tipográficos, se representaron los perfiles hídricos en un sistema de coordenadas X-Y. De este modo se pudieron detectar algunos errores cometidos en el momento de la lectura, definidos como tendencias anómalas (siempre que en sucesivas mediciones no se detectara tal anomalía).

4.4.1.2 Errores por omisión de datos:

Hubo dos tipos de omisiones motivados por causas distintas:

- Medidas del horizonte superficial: al principio del seguimiento se optó por determinar la humedad de este horizonte tomando directamente muestras de la superficie próxima a las inmediaciones del sondeo (este procedimiento estaba recomendado por numerosos trabajos bibliográficos). Sin embargo, como se verá, este método (que resulta muy laborioso) no daba buenos resultados y fue posible obviarlo mediante medidas directas con sonda de ese horizonte. Sin embargo se produjo un vacío de datos desde el comienzo (junio 1996) hasta octubre de 1998.
- Medidas de horizontes profundos: estuvo ocasionado por una profundidad irregular de los sondeos, debido fundamentalmente a la presencia de gravas, de forma que unos eran más profundos que otros. Cuando estas profundidades se igualaron (excepto el sondeo número 36), quedaron algunos meses sin lecturas desde junio 1996 hasta enero de 1997.

4.4.1.3 Errores por omisión de muestreo:

En el presente estudio esto ocurrió solamente en los meses de diciembre de 1997 y enero de 1998, por la avería de la sonda de neutrones.

4.4.1.4 Outliers o valores fuera de tendencia:

Se ha comprobado en el propio campo, durante el proceso de toma de lecturas, que muy ocasionalmente algunos datos se salían de tendencia. En esos momentos se ha repetido la medida y se han corregido algunos valores anómalos producidos por causa instrumentales espúreas. Las causas de estas lecturas anormales se han podido producir en otras ocasiones sin apreciarlo en el momento de la medida, por lo que debieron revisarse todos los datos mediante la representación de su perfil hídrico. Cuando se detectaba una observación extrema se comparó con su evolución temporal para comprobar si era un hecho aislado o persistente. En el primer caso sería un valor extremo que pasaría a ser eliminado y posteriormente estimado, no así en el segundo caso que podría corresponder a alguna irregularidad del terreno (especialmente en los horizontes superiores).

Tras su identificación se estimaron se realizó con valores medios, esta estimación se redujo a casos muy concretos. Este proceso debido a su interés e importancia merece un apartado propio que se describirá a continuación, donde se indicará cómo fue realizado y el número de *outliers* eliminados.

4.4.2 Contraste de lecturas de sonda en puntos con dos sondeos:

Este contraste es interesante porque es una estimación de la calidad de las medidas realizadas. En este contraste sólo se considerarán medidas apareadas, es decir, puntos con dos sondeos (apartado de los 19 pares de sondeos).

Las correlaciones se llevaron a cabo con el programa SPSS 10. En dicha representación de los datos se observaron que existían algunos puntos aislados que se desvían de la tendencia (*outliers*), causados por dos motivos fundamentales que se podrían combinar entre sí: causas de tipo exógeno al sistema de medición (huecos, presencia de raíces, abundancia de cantos, materia orgánica, etc.), y causas de tipo endógeno (el fenómeno de emisión de neutrones tiene características gaussianas, y

cuanto más corto sea el periodo de conteo, mayor será el error cometido). Por lo tanto es interesante individualizar estos valores anómalos con criterios objetivos que no supongan una manipulación arbitraria.

Con estas premisas, se adoptó como criterio identificador de *outliers* aquel cuya diferencia entre ambos pares de valores superaba 3s. Este criterio, marcadamente conservador, se aplicó mediante programación, pero hubo de completarse la depuración manual al persistir algunos casos llamativos. Estos outliers fueron independizados y estudiados a parte.

4.4.2.4 Calibración de la sonda :

Aunque la casa fabricante de la sonda proporciona unas ecuaciones para obtener directamente la humedad a partir de las lecturas (Troxler, 1983), es habitual obtener las calibraciones en el propio lugar de estudio, atendiendo a las circunstancias de cada zona.

Generalmente, esta calibración se realiza obteniendo una relación lineal entre las lecturas de sonda y la humedad de la muestra correspondiente (humedad gravimétrica). Se llevó a cabo esta calibración en todos los horizontes hasta la última muestra recogida con barrena (90 cm), excepto para el primer horizonte ya que el esferoide de influencia estaba inmerso mitad en el aire y mitad en el suelo: esto introduce diferencias en el procedimiento de medida con respecto al resto de los horizontes. Por ello muchos autores determinan la humedad de la capa superficial gravimétricamente (Burman *et al.*, 1983), y así operamos en la primera etapa del seguimiento. Sin embargo, a partir de noviembre de 1998, comprobamos que la práctica más eficaz era determinar la humedad de todos los horizontes con el mismo método: para tener en cuenta esta influencia, se obtuvieron calibraciones específicas para la capa superficial, diferentes del resto de horizontes.

Posteriormente y para el resto de profundidades, se realizaron varios tipos de calibración buscando la más idónea. Así se hallaron ecuaciones de calibración por parcelas (sondeos), horizontes, texturas y tratamientos (no se tuvo en cuenta la materia orgánica debido a que sus contenidos eran muy bajos). La ecuación más idónea estaría condicionada por el número de datos disponible, el coeficiente de correlación y su p-valor. De este modo, se obtuvo una ecuación para cada horizonte, independientemente de su textura y tratamiento. Habitualmente, el parámetro que interviene como predictor es el indicado (humedad gravimétrica); pero también cabría la opción de considerar que la materia orgánica podría tener influencia en esta calibración. Sin embargo, como los contenidos en materia orgánica fueron en general muy bajos, se desechó utilizar este predictor.

4.4.2.5 Contraste entre tratamientos:

Los contrastes se realizarían computando su contenido total (parcela) por simple suma de sus contenidos parciales (horizonte). Sin embargo, para realizar una correcta comparación entre tratamientos, todos los ingredientes que intervienen en esta comparación deben ser homogéneos. Este es el caso de la profundidad, ya que la pedregosidad impidió que en algunos sondeos se alcanzara la misma profundidad. Por ello se estimó la humedad de sus horizontes inferiores por correlación hasta la profundidad de un metro, quedando el sondeo número 36 sin obtener una correlación adecuada, es decir, con un horizonte menos que el resto. Por esta razón, para no desechar un tratamiento, se procedió a considerar las medias de todos los horizontes de cada parcela como valor que sería objeto de contraste estadístico.

Los procedimientos de contraste estadístico se basan en análisis de la varianza (ANOVA). Muchos autores consideran que el análisis convencional de la varianza es robusto, y las condiciones de normalidad y homocedasticidad las consideran accesorias. Así por ejemplo, Western et al., 2002 consideran que se puede asumir que, en la práctica, la humedad volumétrica del suelo presenta una distribución normal y que es la mejor representación de la humedad del terreno. Por ello establecen que el análisis

ANOVA es poco sensible a las desviaciones de normalidad. Sin embargo, nosotros consideramos que en el medio ambiente en el que se desenvuelve este trabajo (semiárido), la presunción de normalidad puede presentar notables desviaciones y debe ser contrastada. Por otro lado, se dispone de suficientes herramientas estadísticas para afrontarlo con rigor en caso negativo.

5. LOS SUELOS

5.1 Estudio de los perfiles

5.1.1 Caracteres generales

PERFIL: P-1

CLASIFICACIÓN: Kastanozem cálcico (arénico)

1. CARACTERÍSTICAS GENERALES

Fecha de muestreo: 29/10/99

Ubicación: Hoja topográfica 1:25000 de Gorafe. 993-I.

Coordenadas UTM: 915432

Altitud: 990 m

Orientación: N

Situación: margen derecho de la Rambla Becerra

Posición Fisiográfica: a media ladera (pie de resalte)

Forma del terreno circundante: fuertemente ondulado y/o ondulado

Pendiente: 10%

Vegetación: Esparto

Uso: Espartal natural

Material originario: gravas y arenas de cuarcita y trozos de petrocálcico, por
derrubio de ladera (Formación Guadix)

Drenaje: clase 3

Condiciones de humedad: ligeramente húmedo

Pedregosidad: Clase 1

Afloramientos rocosos: Clase 0

Erosión: hídrica laminar moderada

Influencia humana: pastoreo

Capítulo 5

5.1.1.1 Descripción de los horizontes del suelo

Horiz	Prof. cm.	Descripción
Ahk	0–20	Color pardo oscuro (10YR 3/3) en seco y pardo-pardo oscuro (10YR 4/3) en húmedo. Textura arenoso franca. Estructura moderada fuerte migajosa fina. Ligeramente adherente. Ligeramente plástico, friable y blando. Poros muy finos intersticiales. Pocas gravas de cuarcitas y esquistos (meteorizados y subredondeados) alterada. Fuertemente calcáreo. Raíces muy abundantes finas. Límite inferior neto y plano.
2Ck	20–50	Color pardo-pardo amarillento oscuro (10YR 4.5/4) en seco y pardo amarillento (10YR 5/4) en húmedo. Textura franco arenosa. Estructura en bloques angulosos y gruesos. Ligeramente adherente, ligeramente plástico, friable y duro. Muchos poros muy finos tubulares e intersticiales. Frecuentes gravas de cuarcitas, esquistos y trozos de costra meteorizados y subredondeados. Pequeños nódulos, pocos, blandos, blancos, irregulares, y de carbonato. Fuertemente calcáreo. Raíces comunes finas. Gravas de cuarcita recubiertas por una costra petrocálcica proveniente de la costra del glacis superior

5.1.1.2 Resultados analíticos

Perfil P-1													
		% Arenas											
Horiz	Prof. (cm)	Arena	Limo	Arcilla	Muy Gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy Fina	Unified (%)	Grava (%)		
Ahk	0-20	82.41	6.58	10.88	29.37	25.75	16.06	8.63	2.56	17.67	39.0		
2Ck	20-50	61.73	19.66	18.51	4.88	7.37	10.45	25.44	13.06	39.21	46.1		

A													
Retención de Agua (%)		Agua útil		K	D.A.	M.O	C.O.	N	C/N	P	asimil.	CE	pH
H33 (kPa)	H1500 (kPa)	mm ³ cm ⁻¹	mm ³ h ⁻¹	mm ³ h ⁻¹	g*cm ³	%	%	%	%	mg ³ kg ⁻¹	dS*m ⁻¹	H ₂ O	CIK
Ahk	17.99	5.96	1.27	6.17	1.6	3.10	1.80	0.12	15	3.80	0.21	8.1	7.6
2Ck	16.84	5.62	1.25	1.6	1.6	0.87	0.51	0.05	10.2	5.00	0.17	8.5	7.7

B															
Horiz		CO ₃ Ca _{eq}		cmol(+) kg ⁻¹										Sat. Bases	
		%	%	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	S. Bases	ClC						
Ahk	2Ck	33.24	20.43	41.7	1.33	0.26	0.45	43.7	15.96					100	
				41.6	2.00	0.28	0.19	44.1	11.42					100	

C															
Horiz		CO ₃ Ca _{eq}		cmol(+) kg ⁻¹										Sat. Bases	
		%	%	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺	K ⁺	S. Bases	ClC						
Ahk	2Ck	34	22	38	19	1	---	---	2					100	
				22	50	---	---	2	4					100	

D															
Horiz		Cuarzo	Calcita	Laminares	Clorita	FdK	FdNa	Goethita	Hematites						
		%	%	%	%	%	%	%	%						
Ahk	2Ck	34	22	38	19	1	---	---	2					100	
				22	50	---	---	2	4					100	

Tabla 5.1: resultados analíticos del P-1

5.1.1.3 Ficha climática del perfil

	E	F	M	A	My	J	Jl	Ag	S	O	N	D
Temperatura (°C)	6.0	6.3	11.0	11.3	21.1	23.9	25.4	23.8	18.3	14.6	8.6	6.3
Precipitación (mm)	36.1	19.7	17.6	15.2	46.4	19.8	1.1	5.7	28.8	33.4	28.2	50.4
ETP (mm)	11.4	12.1	35.6	39.6	116.2	141.6	157.2	133.5	78.4	51.5	19.9	11.9
Variación reserva (mm)	24.7	7.6	-18.0	24.4	-36.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.3	38.5
Reserva (mm)	71.5	79.1	61.1	36.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.3	46.8
ETR (mm)	11.4	12.1	35.6	39.6	83.1	19.8	1.1	5.7	28.8	33.4	19.9	11.9
Déficit (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	33.1	121.8	156.1	127.8	49.6	18.1	0.0	0.0
Excedente (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Tabla 5.2: ficha hídrica del perfil nº 1 (P-1) para los datos climáticos de Benalúa de Guadix en el periodo considerado.

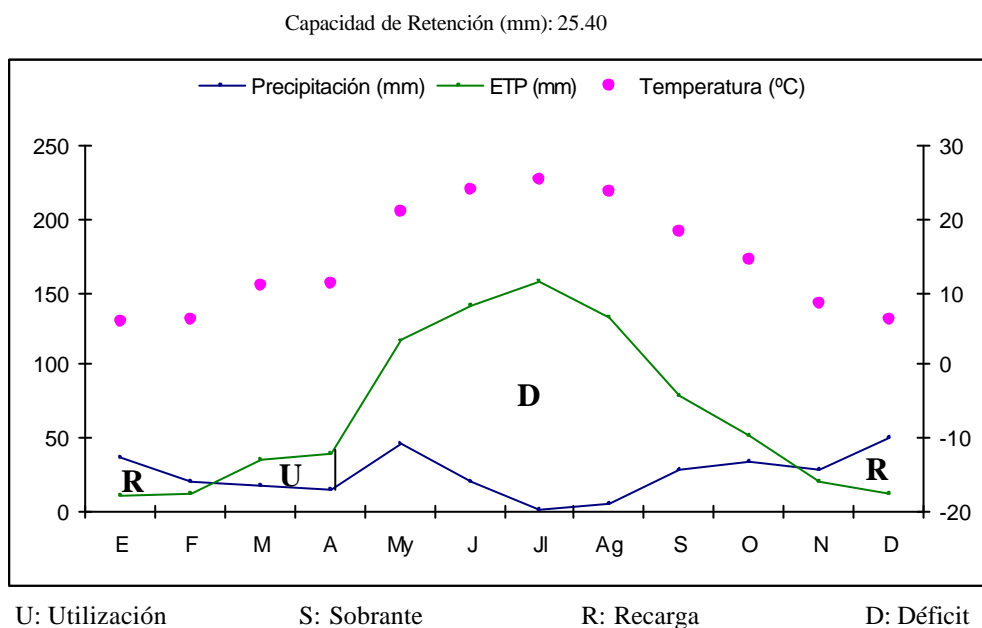


Figura 5.1: representación gráfica de los datos de la Tabla 5.2, señalando los periodos de recarga, déficit y utilización del agua.

5.2.1 Caracteres generales Perfil nº 2 (P-2)

PERFIL Nº: P-2

CLASIFICACIÓN: Cambisol háplico (calcárico,arídico)

1. CARACTERÍSTICAS GENERALES

Fecha de muestreo: 26/10/99

Ubicación: Hoja topográfica 1:25000 de Gorafe. 993-I.

Coordenadas UTM: 919429

Altitud: 995 m

Orientación: N 45° E

Situación: glacis media ladera que vierte a Rambla Becerra

Posición Fisiográfica: ladera de la rambla

Forma del terreno circundante: fuertemente ondulado

Microtopografía: restos abancalamiento

Pendiente: 9% Clase 3

Vegetación: Matorral de degradación (Tomillo, Retama, Romero). Prado de gramíneas ralas

Uso: cereal de secano abandonado. Pastoreo.

Material originario: limolitas de Formación Guadix

Drenaje: clase 3

Condiciones de humedad: húmedos los primeros 40 cm.

Pedregosidad: Clase 1 (muchas gravas, escasas piedras)

Afloramientos rocosos: Clase 0

Erosión: hídrica laminar moderada

Influencia humana: cultivo abandonado pinar y encina joven de repoblación (3-4 años)

5.2.1.1 Descripción de los horizontes del suelo

Horiz	Prof. cm.	Descripción
Ap	0–19.5	Color pardo amarillento (10YR 4.5/4) en seco y pardo grisáceo oscuro (10YR 4.5/4) en húmedo. Textura franco arcillo arenosa. Estructura en bloques subangulares medianos. Adherente, plástico, friable y duro. Muchos poros, muy finos, intersticiales y frecuentes finos tubulares. Pocas gravas subredondeadas de cuarcita no alterada y esquistos meteorizados. Fuertemente Calcáreo. Hormigueros. Raíces comunes muy finas, pocas finas y medianas. Límite inferior neto y plano.
Bw	19.5–50	Color pardo ligeramente amarillento (10YR 6/4) en seco y pardo–pardo amarillento (10YR 5/3.5) en húmedo. Textura franco arcillo arenosa. Estructura en bloques subangulares de tamaño medio que rompe en bloques subangulares más pequeños. Adherente, plástico, firme y duro. Muchos poros muy finos e intersticiales y frecuentes finos tubulares. Micelios de carbonatos, pocos nódulos y pequeños, la mayoría blandos e irregulares, algunos esféricos y no por todo el horizonte, en el lateral del epipedón se observa mayor contenido en gravas y nódulos en forma de bolsones. Sin costra endurecida. Fuertemente calcáreo. Muy pocas raíces y muy finas, pocas finas y medianas. Límite inferior neto y ondulado.
C	Limolita >50	Color pardo ligeramente amarillento (10YR 6/4) en seco y pardo–pardo pálido (10YR 5.5/3) en húmedo. Textura arcillo arenosa Adherente, plástico, firme y duro. Nódulos de carbonato. Fuertemente calcáreo. Muy pocas raíces finas.

5.2.1.2 Resultados analíticos

Perfil P-2

Horiz	Prof. (cm)	% Arenas										CE	pH
		Arena	Limo	Arcilla	Muy Gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy Fina	Unifed (%)	Grava (%)		
Ap	0-19.5	56.86	28.38	14.60	4.58	6.50	9.52	21.10	13.85	44.46	41.6		
Bw	19.5-50	53.79	32.73	13.27	1.74	2.67	5.49	21.92	20.31	48.04	38.4		
C	+50	52.02	36.75	11.01	0.23	0.91	2.03	18.76	27.03	50.57	24.0		

Horiz	Retención de Agua (%)		K	D.A.	M.O.	C.O.	N	C/N	P asimil.	CE	pH
	H33 (kPa)	H1500 (kPa)									
Ap	16.82	6.35	1.27	1.6	1.27	0.74	0.08	9.25	1.92	0.28	8.2
Bw	18.65	6.45	1.92	1.6	0.46	0.27	0.06	4.50	6.72	0.18	8.3
C	14.39	5.83	1.36	1.6	0.12	0.07	0.06	1.17	7.04	0.19	8.4

Horiz	CO ₃ Ca _{eq} %	cmol(+)kg ⁻¹			Sat. Bases %			
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ K ⁺	S. Bases	CIC	%	
Ap	7.03	31.79	2.17	0.33	0.38	34.67	14.88	100
Bw	7.13	31.11	2.17	0.30	0.21	33.78	15.92	100
C	3.77	35.09	2.67	0.35	0.21	38.31	14.61	100

Horiz	Cuadro	Calcita	Laminares	Clorita	Fd K	Fd Na	Goethita	Hematites	%					
										Ahk	2Ck	19	50	1
Ap	34	38	22	22	19	50	1	---	---	---	2	4	6	100
Bw	22	22	22	22	50	50	---	---	---	---	2	4	---	100

Tabla 5.3: resultados analíticos del Perfil P-2

5.2.1.3 Ficha climática del perfil

	E	F	M	A	My	J	Jl	Ag	S	O	N	D
Temperatura (°C)	6.0	6.3	11.0	11.3	21.1	23.9	25.4	23.8	18.3	14.6	8.6	6.3
Precipitación (mm)	36.1	19.7	17.6	15.2	46.4	19.8	1.1	5.7	28.8	33.4	28.2	50.4
ETP (mm)	11.4	12.1	35.6	39.6	116.2	141.6	157.2	133.5	78.4	51.5	19.9	11.9
Variación reserva (mm)	24.7	7.6	-18.0	24.4	-36.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.3	38.5
Reserva (mm)	71.5	79.1	61.1	36.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.3	46.8
ETR (mm)	11.4	12.1	35.6	39.6	83.1	19.8	1.1	5.7	28.8	33.4	19.9	11.9
Déficit (mm)	-	-	-	-	33.1	121.8	156.1	127.8	49.6	18.1	-	-
Excedente (mm)	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-	-

Tabla 5.4: ficha hídrica del perfil nº 2 (P-2) para los datos climáticos de Benalúa de Guadix en el periodo considerado.

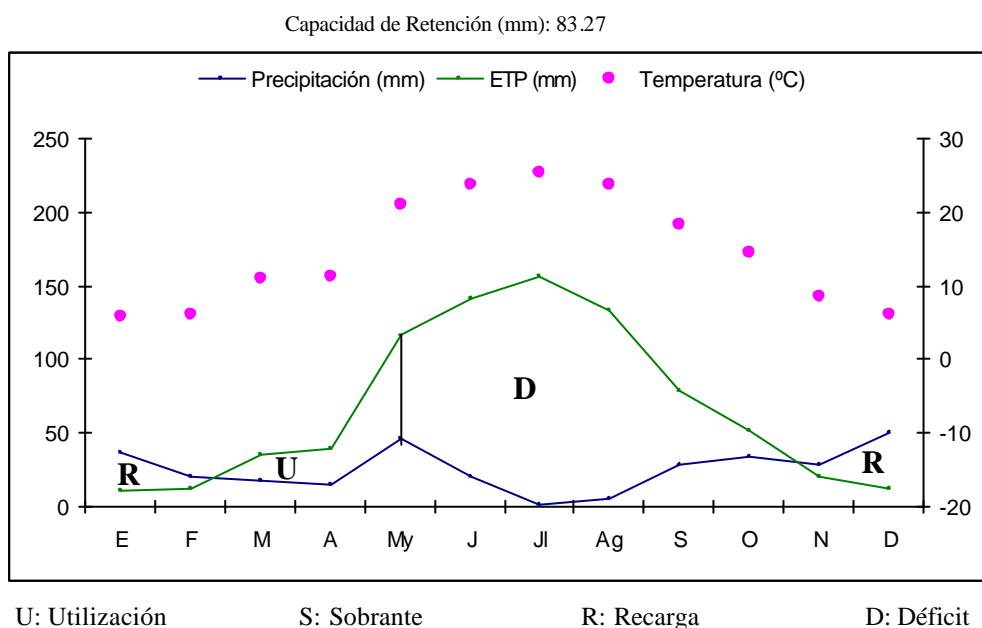


Figura 5.2: representación gráfica de los datos de la Tabla 5.4, señalando los periodos de recarga, déficit y utilización del agua.

5.3.1 Caracteres generales Perfil nº 3 (P-3)

PERFIL Nº: P-3

CLASIFICACIÓN: Cambisol háplico (calcárico, arídico)

1. CARACTERÍSTICAS GENERALES

Fecha de muestreo: 26/10/99

Ubicación: Hoja topográfica 1:25000 de Gorafe. 993-I.

Coordenadas UTM: 912427

Altitud: 985 m

Orientación: N 90° E

Situación: Pie de ladera a 40 m de la Rambla Becerra

Posición Fisiográfica: ladera de la rambla

Forma del terreno circundante: fuertemente ondulado

Pendiente: 5%

Vegetación: Matorral de degradación (Tomillo, Retama, Romero).

Uso: cereal de secano abandonado.

Material originario: limolitas de Formación Guadix

Drenaje: clase 3

Condiciones de humedad: húmedo en todo el perfil

Pedregosidad: Clase 0-1

Afloramientos rocosos: Clase 0

Erosión: hídrica laminar moderada

Influencia humana: cultivo abandonado, pinar y encina joven de repoblación (3-4 años)

5.3.1.1 Descripción de los horizontes del suelo

Horiz	Prof. cm.	Descripción
Ap	0–24	Color pardo amarillento (10YR 4/4) en seco y pardo grisáceo oscuro (10YR 5/4) en húmedo. Textura franco arenosa. Estructura débil en bloques subangulares gruesos. Ligeramente adherente, Ligeramente plástico, friable y duro. Muchos poros muy finos e intersticiales y frecuentes muy finos tubulares. Muy pocos fragmentos de rocas, subangulares de cuarcita no alterada y de tamaño grava. Levemente calcáreos. Pocas raíces muy finas y límite inferior gradual y plano.
Bw	24–55	Color pardo ligeramente amarillento–pardo amarillento (10YR 5.5/4) en seco y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo. Textura franco arenosa. Estructura débil en bloques subangulares gruesos. Ligeramente adherente, plástico, friable y muy duro. Sin cementar. Muchos poros muy finos e intersticiales y muchos finos tubulares. Menor cantidad de fragmentos de rocas, subangulares de cuarcita no alterada y de tamaño grava. Calcáreo. Pocas raíces muy finas y límite inferior gradual y plano.
C	>55	Color pardo amarillento–amarillo parduzco (10YR 5.5/5) en seco y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo. Textura franco arenosa. Adherente, plástico, firme y muy duro. Fuertemente Calcáreo. Se observa mediante HCl, un lavado de carbonatos, enriqueciendo horizontes más profundos. Perfil excavado entre 2 surcos realizados por máquina agrícola.

5.3.1.2 Resultados analíticos

Perfil P-3

Horiz	Prof. (cm)	% Arenas										Unified (%)	Grava (%)
		Arena	Limo	Arcilla	Muy Gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy Fina	Finisima	Gravilla		
Ap	0-24	52.34	34.95	12.49	4.40	6.42	8.18	17.50	14.87	48.92	20.7		
Bw	24-55	49.01	36.71	14.07	0.71	1.68	4.59	18.81	21.09	56.97	26.8		
C	+55	52.43	29.16	18.19	7.94	6.61	7.55	17.86	11.75	48.49	27.9		

Horiz	Retención de Agua (%)		K	D.A.	M.O.	C.O.	N	C/N	Pasimil.	CE	pH		
	H33 (kPa)	H1500 (kPa)									mm ³ cm ⁻¹	mm ³ h ⁻¹	g ³ cm ⁻³
Ap	20.61	10.61	1.51	2.86	1.6	1.13	0.66	0.11	6.00	1.45	0.22	8.0	7.4
Bw	16.61	5.90	1.60	1.6	0.63	0.37	0.08	4.63	0.76	0.18	0.18	8.3	7.7
C	20.01	6.66	2.04	1.6	0.24	0.14	0.08	1.75	3.43	0.19	0.19	8.3	7.7

C

Horiz	CO ₃ Ca _{aq} %	cmol(+) kg ⁻¹			Sat. Bases %			
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	Na ⁺ K ⁺	S. Bases	CIC		
Ap	0.74	13.0	2.17	0.17	0.44	15.8	15.47	100
Bw	2.94	26.3	2.33	0.39	0.26	29.3	15.11	100
C	5.46	27.1	4.33	0.39	0.28	32.1	16.77	100

D

Horiz	Cuarzo	Calcita	Laminares	Clorita	Fd K	Fd Na	Goethita	Hematites	%
Bw	70	2	15	---	1	9	2	1	100
C	41	5	48	---	1	---	4	1	100

Tabla 5.5: resultados analíticos del Perfil P-3

5.3.1.3 Ficha climática del perfil

	E	F	M	A	My	J	Jl	Ag	S	O	N	D
Temperatura (°C)	6.0	6.3	11.0	11.3	21.1	23.9	25.4	23.8	18.3	14.6	8.6	6.3
Precipitación (mm)	36.1	19.7	17.6	15.2	46.4	19.8	1.1	5.7	28.8	33.4	28.2	50.4
ETP (mm)	11.4	12.1	35.6	39.6	116.2	141.6	157.2	133.5	78.4	51.5	19.9	11.9
Variación reserva (mm)	24.7	7.6	-18.0	24.4	-36.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.3	38.5
Reserva (mm)	71.5	79.1	61.1	36.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.3	46.8
ETR (mm)	11.4	12.1	35.6	39.6	83.1	19.8	1.1	5.7	28.8	33.4	19.9	11.9
Déficit (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	33.1	121.8	156.1	127.8	49.6	18.1	0.0	0.0
Excedente (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Tabla 5.6: ficha hídrica del perfil nº 3 (P-3) para los datos climáticos de Benalúa de Guadix en el periodo considerado.

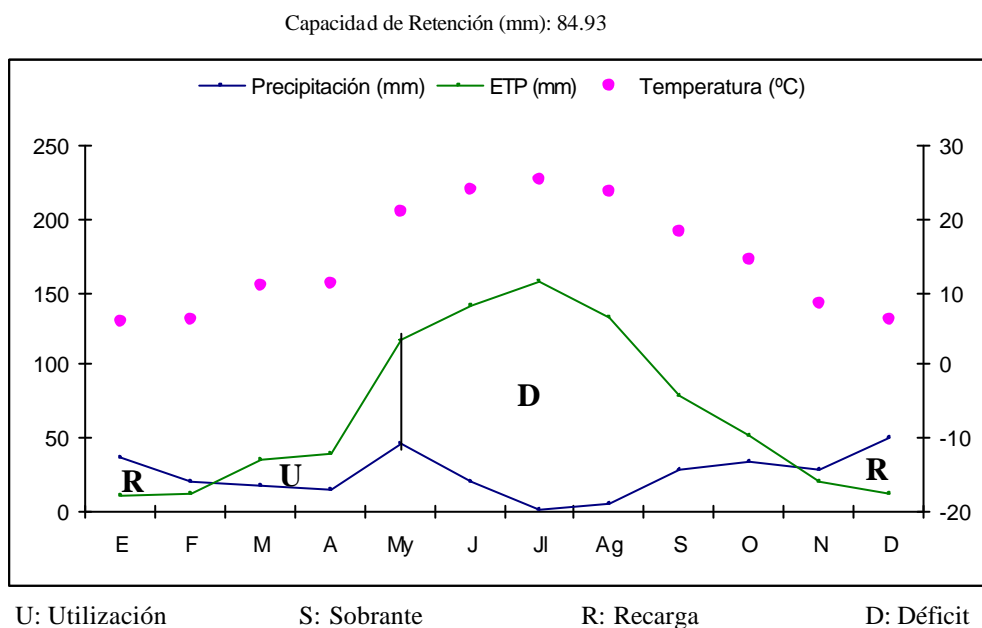


Figura 5.3: representación gráfica de los datos de la Tabla 5.6, señalando los periodos de recarga, déficit y utilización del agua.

5.4.1 Caracteres generales Perfil nº 4 (P-4)

PERFIL N°: P-4

CLASIFICACIÓN: Cambisol háplico (calcárico,arídico)

1. CARACTERÍSTICAS GENERALES

Fecha de muestreo: 29/10/99

Ubicación: Hoja topográfica 1:25000 de Gorafe. 993-I.

Coordenadas UTM: 916420

Altitud: 990 m

Orientación: N

Situación: Pie de ladera a 40 m de la Rambla Becerra

Posición Fisiográfica: ladera derecha de la rambla (a media ladera)

Forma del terreno circundante: fuertemente ondulado y/o ondulado

Pendiente:

Vegetación: Matorral de degradación (Tomillo, Esparto, Retama).

Uso: cereal abandonado.

Material originario: gravas y arenas fluviales de la Formación Guadix

Drenaje: clase 3

Condiciones de humedad: seco (ligeramente húmedo parte superior)

Pedregosidad: Clase 2

Afloramientos rocosos: Clase 0

Erosión: hídrica laminar moderada

Influencia humana: cultivo abandonado, pinar y encina joven de repoblación (3-4 años)

5.4.1.1 Descripción de los horizontes del suelo

Horiz	Prof. (cm)	Descripción
Ap	0–20	Color pardo–pardo amarillento oscuro (10YR 4.5/3.5) en seco y pardo grisáceo muy oscuro (10YR 4/3) en húmedo. Textura franco arcillo arenosa. Estructura en bloques subangulares medianos, moderada laminar fuerte muy gruesa. Muchos poros muy finos e intersticiales, si bien los 3 cm. superiores presentan estructura laminar. Ligeramente adherente, ligeramente plástico, muy friable y ligeramente duro. Fragmentos de rocas frecuentes de gravas subangulares y algunos redondeados de cuarcita y esquistos meteorizados. Calcáreo. Raíces comunes finas y medianas. Limite inferior neto y plano.
Bw ₁	20–32	Color pardo (10YR 5/3) en seco y pardo–pardo oscuro (10YR 4/3) en húmedo. Textura franco arenosa. Ligeramente adherente, ligeramente plástico, friable y duro. Estructura en bloques subangulares gruesos, moderada. Muchos poros muy finos e intersticiales. Fragmentos de rocas, frecuentes de gravas subangulares y algunos redondeados de cuarcita y esquistos meteorizados. Calcáreo. Raíces comunes finas y medianas. Limite inferior neto y plano.
2Bw ₂	32–56	Color pardo amarillento (10YR 5/4) en seco y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo. Textura franco arenosa. Ligeramente adherente, ligeramente plástico, friable y duro. Estructura en bloques subangulares gruesos, moderada. Muchos poros muy finos e intersticiales. Frecuentes tubulares muy finos. Fragmentos de rocas, frecuentes de gravas subangulares y algunos redondeados de cuarcita y esquistos meteorizados. Calcáreo. Raíces pocas finas. Limite inferior gradual y plano. Colas de carbonato a partir de este horizonte.
2Bw ₃	56–68/81	Color pardo–pardo amarillento oscuro (10YR 4.5/4) en seco y pardo amarillento oscuro (10YR 4/4) en húmedo. Textura franco arcillo arenosa. Estructura en bloques subangulares gruesos, moderada. Ligeramente adherente, ligeramente plástico, friable y duro. Muchos poros muy finos e intersticiales, muchos tubulares muy finos. Fragmentos de rocas frecuentes de gravas subangulares y algunos redondeados de cuarcita y esquistos meteorizados. Fuertemente Calcáreo. Raíces pocas finas. Limite inferior neto y ondulado.
2C _K	68/81–106	Color pardo ligeramente amarillento (10YR 6/4) en seco y pardo amarillento (10YR 5/4) en húmedo. Textura franco arcillo arenosa. Estructura en bloques subangulares gruesos, moderada. Ligeramente adherente, ligeramente plástico, friable y duro. Índices de formación de petrocálcico en la parte inferior del 2C _K . Capa discontinua, laminar (2.5 cm). Muchos poros muy finos e intersticiales, frecuentes tubulares muy finos. Fragmentos de rocas, frecuentes de gravas subangulares y algunos redondeados de cuarcita y esquistos meteorizados. Nódulos muy pocos, pequeños, blandos, irregulares, blancos de carbonato, según FAO, concentración de caliza pulverulenta blanda. Fuertemente Calcáreo. Pocas raíces finas/muy finas. Limite inferior neto y plano.
3C	106–140	Color pardo pálido–pardo ligeramente amarillento (10YR 6/3.5) en seco y pardo ligeramente amarillento (10YR 6/4) en húmedo. Textura franco arenosa. No adherente, no plástico, suelto y extremadamente duro. Cantos de grava sueltos. Muy abundante grava >90%. Calcáreo. Pocas raíces y muy finas.

5.4.1.2 Resultados analíticos

Perfil P-4													
Horiz	Prof. (cm)	Arena	Limo	Arcilla	% Arenas					Unified (%)	Grava (%)	pH	
					Muy Gruesa	Gruesa	Media	Fina	Muy Fina				
Ap	0-20	55.50	30.48	13.81	5.83	8.30	9.39	19.21	12.13	45.46	33.0		
Bw ₁	20-32	45.44	34.01	20.44	2.88	3.63	5.61	17.07	14.99	56.05	39.8		
2Bw ₂	32-56	67.45	19.24	13.20	7.43	9.64	11.86	23.82	13.78	33.72	30.3		
2Bw ₃	56-68/81	66.22	18.48	15.20	8.86	12.50	12.27	20.57	11.51	34.78	40.1		
2Ck	68/81-106	64.79	20.74	14.37	5.78	7.79	9.97	23.77	16.31	36.68	46.2		
3C	106-140	64.39	19.44	16.06	4.33	7.12	10.71	26.95	14.64	36.77	53.0		

Horiz	Retención de Agua (%)		Agua útil	K	D.A.	M.O.	C.O.	N	C/N	Pasimil.	CE	pH
	H33 (kPa)	H1500 (kPa)										
	mm ³ h ⁻¹	g*cm ³	%	%	%	%	%	mg*kg ⁻¹	dS*m ⁻¹	H ₂ O	ClK	
Ap	12.04	4.80	8.13	7.91	1.6	1.32	0.77	0.07	11.00	1.15	0.20	8.2
Bw ₁	12.19	5.64	7.67	7.02	1.6	1.63	0.95	0.06	15.83	5.40	0.20	8.4
2Bw ₂	10.88	4.53	8.18	1.31	1.6	0.93	0.54	0.06	9.00	1.70	0.16	8.4
2Bw ₃	12.52	5.18	8.03	6.92	1.6	0.93	0.54	0.06	9.00	2.85	0.18	8.3
2Ck	5.50	1.83	4.31		1.6	0.98	0.57	0.06	9.50	2.60	0.26	8.3
3C	13.77	7.96	5.02		1.6	0.34	0.20	0.04	5.00	3.74	0.25	8.7

Horiz	CO ₃ Ca _{eq} %			cmol(+) kg ⁻¹			D												
	Ca ²⁺	Mg ²⁺	Sat. Bases %	Ca	Na ⁺	K ⁺	S. Bases	CIC	Cuarzo		Calcita		Laminares		Clorita	Fd K	Fd Na	Goethita	Hematites
Ap	5.22	1.67	100	23.49	0.13	0.46	25.75	11.21	60	8	25	---	1	---	6	---	---	---	100
Bw ₁	7.16	1.67	100	31.18	0.13	0.31	33.28	11.16	81	---	13	---	---	2	2	2	---	---	100
2Bw ₂	3.56	1.33	100	21.99	0.13	0.18	23.63	11.19	53	13	28	---	1	---	8	---	---	---	100
2Bw ₃	7.11	1.83	100	29.81	0.17	0.23	32.04	11.80	45	21	30	---	2	---	5	---	---	---	100
2Ck	12.88	38.58	100	38.58	2.67	0.39	41.81	12.82	50	8	19	---	4	---	2	---	---	---	100
3C	3.07	26.68	100	26.68	3.00	0.35	30.25	5.85	62	8	18	---	1	---	8	---	---	---	100

Tabla 5.7: resultados analíticos del Perfil P-4

5.4.1.3 Ficha climática del perfil

	E	F	M	A	My	J	Jl	Ag	S	O	N	D
Temperatura (°C)	6.0	6.3	11.0	11.3	21.1	23.9	25.4	23.8	18.3	14.6	8.6	6.3
Precipitación (mm)	36.1	19.7	17.6	15.2	46.4	19.8	1.1	5.7	28.8	33.4	28.2	50.4
ETP (mm)	11.4	12.1	35.6	39.6	116.2	141.6	157.2	133.5	78.4	51.5	19.9	11.9
Variación reserva (mm)	24.7	7.6	-18.0	24.4	-36.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.3	38.5
Reserva (mm)	71.5	79.1	61.1	36.7	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	8.3	46.8
ETR (mm)	11.4	12.1	35.6	39.6	83.1	19.8	1.1	5.7	28.8	33.4	19.9	11.9
Déficit (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	33.1	121.8	156.1	127.8	49.6	18.1	0.0	0.0
Excedente (mm)	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0	0.0

Tabla 5.8: ficha hídrica del perfil nº 4 (P-4) para los datos climáticos de Benalúa de Guadix en el periodo considerado.

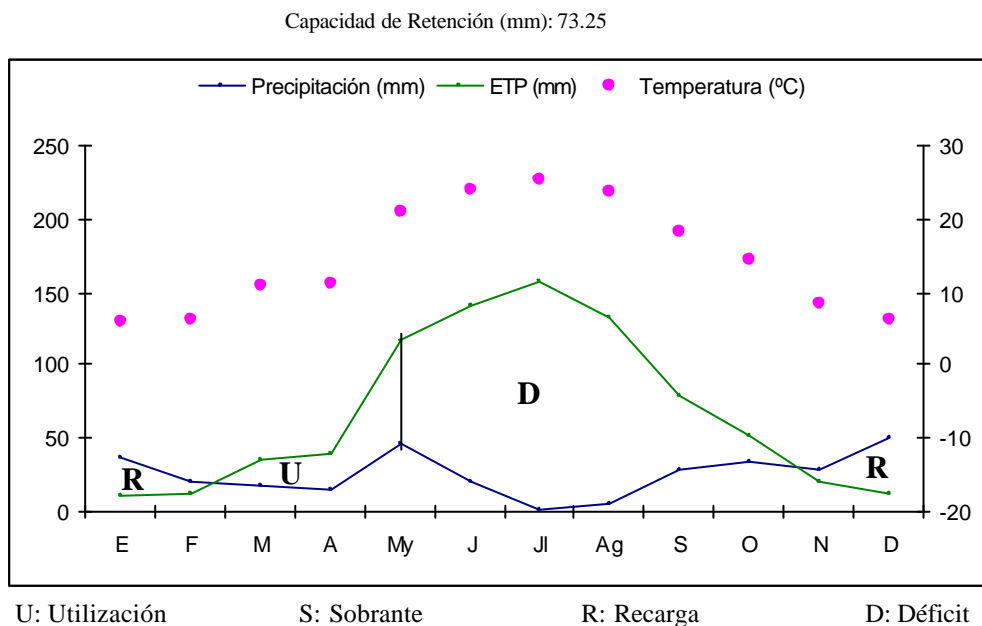


Figura 5.4: representación gráfica de los datos de la Tabla 5.8, señalando los periodos de recarga, déficit y utilización del agua.

5.2 Comentario de los perfiles estudiados

El espesor de todos los perfiles a excepción del perfil 1 es importante, sobrepasando el horizonte cámbico los 50 cm, (desde la superficie del suelo).

El horizonte A del perfil 1 es móllico, no teniendo carácter diagnóstico en los demás perfiles. En las clasificaciones anteriores sería un epipedón ócrico. Los perfiles 2,3 y 4 presentan un horizonte cámbico mientras que el perfil 1 no presenta horizonte B. Los perfiles 2,3 y 4 clasificados por la FAO (2006) son Cambisoles háplicos (calcáricos, arídicos) y el perfil 1 es un Kastanozem cálcico (arénico).

Las discontinuidades litológicas de los perfiles 4 se detectan por diferencias texturales.

El perfil 1 presenta una evolución menor comparada con la de los perfiles restantes pues estos ya presentan horizontes B de alteración.

Todos los suelos presentan texturas donde el componente mayoritario es la arena con valores en la mayoría de los casos superiores al 50%. Igualmente presentan elevados contenidos de gravas.

El máximo contenido de arcilla en todos los horizontes de todos los perfiles no sobrepasa el 20 %. Esto es debido por un lado a la naturaleza del material de partida y por otro lado a la erosión eólica y la escorrentía superficial que dejan los horizontes superiores más empobrecidos en componentes finos (arcilla y limo).

Los contenidos de carbono orgánico son muy bajos en todos los perfiles salvo en el perfil 1 que presenta 1,8 % de carbono orgánico en el horizonte A frente a los otros que están por debajo del 1%. Este escaso contenido en materia orgánica se debe a varias

razones, quizás la más importante sea el laboreo excesivo a que han estado sometidos estos suelos de cultivos abandonados. Se sabe que los suelos agrícolas son pobres en materia orgánica porque al labrarlos repetidamente las superficies de los agregados o terrones quedan expuestas a la intemperie sufriendo continuos mezclados o volteos de los horizontes por el arado. De este modo los procesos de mineralización microbiana predominan sobre los de humificación (Six, et al. 2004, Yoo et al. 2006). Es decir, son suelos desnudos sometidos a periodos intensos de sequedad, altas temperaturas y periódicamente aireados. Aunque actualmente están siendo repoblados.

La salinidad de estos suelos es prácticamente nula, ya que los valores de la conductividad eléctrica, son inferiores a 1 dS/m. Los valores de la conductividad hidráulica de los horizontes superficiales son moderadamente lentos. Los valores de agua útil y retención de agua son los normales para este tipo de suelos.

Son suelos carbonatados, donde la mayoría de ellos a excepción del perfil 3 presentan mayor contenido de carbonato cálcico equivalente en los horizontes más superficiales que en los inferiores (corroborando el inapreciable lavado de los mismos), y el aporte lateral de carbonatos de los relieves circundantes. El perfil 1 es el que presenta los valores más altos por su situación topográfica al estar debajo de un desplome de un talud de carbonatos (horizonte petrocálcico de la planicie superior).

Por esta razón el pH de todos los horizontes es cercano a 8 o ligeramente superior, siendo el calcio la base de cambio más abundante. Así mismo, una parte no conocida del calcio de cambio y en menor medida del magnesio corresponderá a la disolución de los carbonatos por el acetato amónico a pH 7 en el proceso de determinación de las bases (Chapman 1982).

No se aprecia un lavado neto de bases en el perfil y los cuatro perfiles están totalmente saturados en bases, lo que certifica el escaso lavado descendente.

El análisis mineralógico semicuantitativo de la tierra fina (Figura 5.5) revela que los componentes mayoritarios son cuarzo, laminares y calcita en la mayoría de los perfiles a excepción del perfil 1 en que el orden de mayor a menor abundancia es calcita, cuarzo, y laminares por las razones anteriormente explicadas para este perfil. Como componentes minoritarios en todos ellos destacan goethita, hematites, feldespatos y clorita.

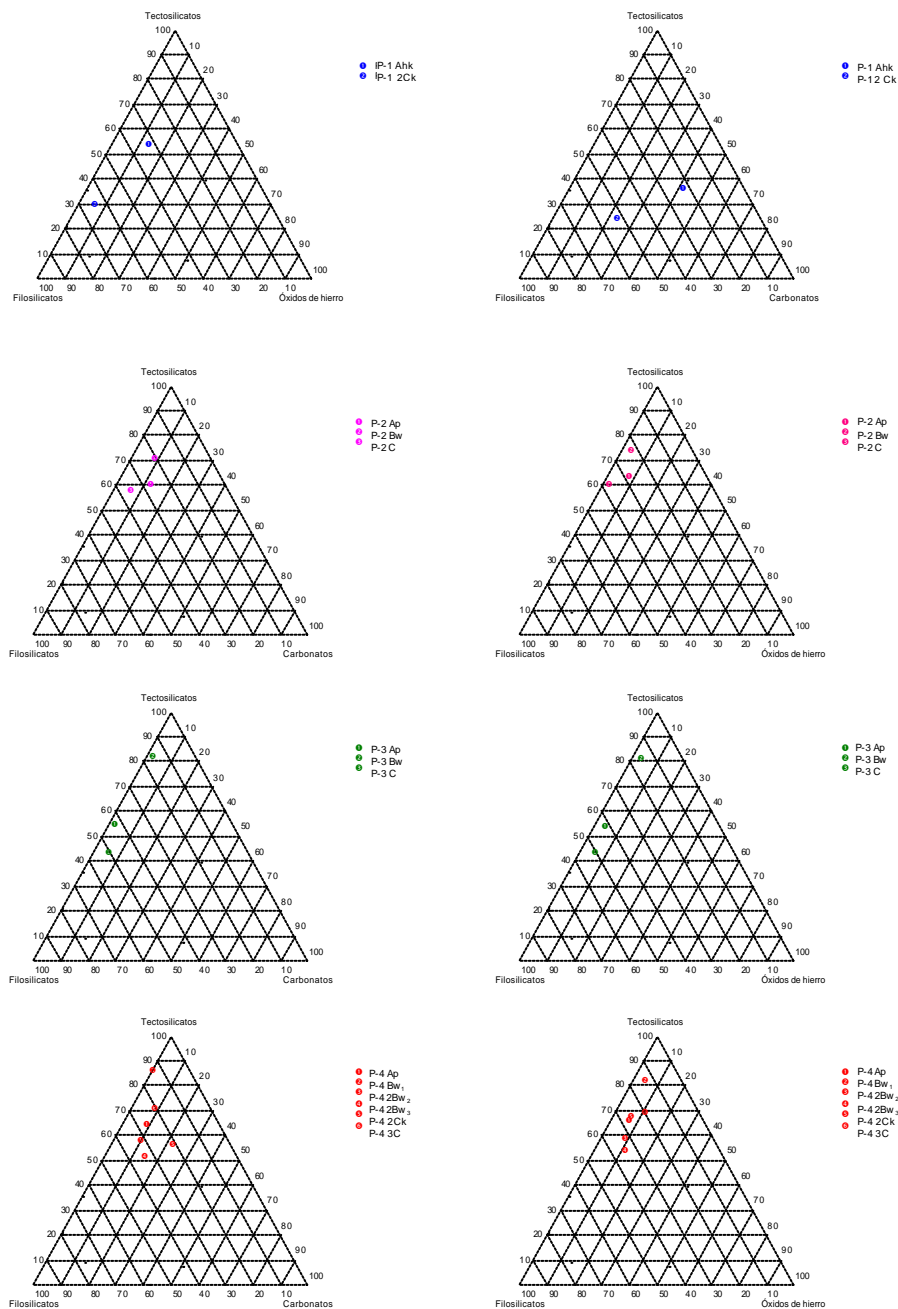


Figura 5.5: análisis mineralógico semicuantitativo de la tierra fina.

La coexistencia de materiales silíceos y carbonatados indica que los suelos se han formado a partir de materiales aluviales y coluviales procedentes de la sierra de Baza y de Sierra Nevada, de ahí que unos perfiles presenten pocos carbonatos y otros por el contrario muchos.

En cuanto a la mineralogía de la fracción arcilla se puede observar el amplio predominio de los minerales heredados seguidos de los transformados y neoformados (Figura 5.6) lo que indica una pequeña a moderada alteración del perfil.

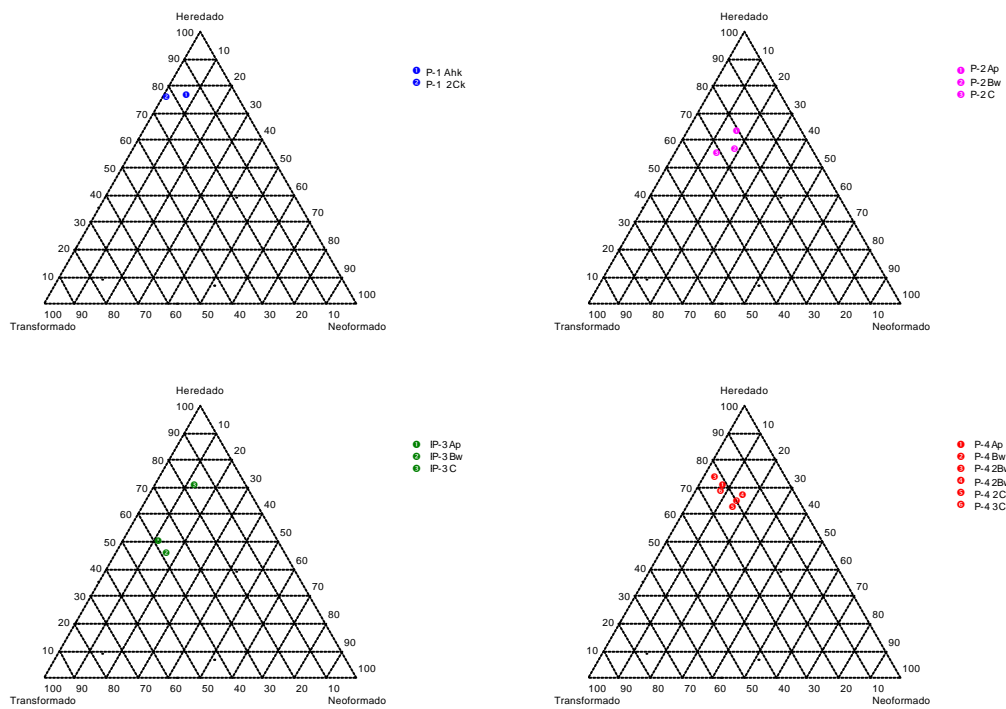


Figura 5.6: análisis mineralógico semicuantitativo de la fracción arcilla

5.3 CARACTERIZACIÓN “EDÁFICA” DE LOS PUNTOS DE SONDEO

Los puntos del seguimiento se instalaron y muestrearon en el centro de cada parcela, como se ha indicado en el apartado 4.1.2, una vez efectuada y terminada su preparación. Por lo tanto sus características edáficas pueden *a priori* estar notablemente distorsionadas con respecto a los perfiles edáficos modales comentados, por lo que se estudiarán seguidamente alguna de sus características que pueden ayudar a evaluar esta variación. Se debe indicar que este trabajo se enmarca dentro de un contexto de uso del suelo, y por lo tanto se utiliza el término “horizonte” no en un sentido edafológico *s. str.*, sino para indicar las sucesivas capas presentes en cada punto: en el primer caso tendría connotaciones marcadamente genéticas, mientras que en el segundo, presenta un sentido espacial que, debido al tratamiento sufrido, han visto modificados en gran parte esos rasgos genéticos.

Densidades aparentes (g/cm^3): en la Figura 5.7.a se recogen las densidades aparentes de cada parcela agrupadas en cada subgráfico por tratamientos. En general se observa que la tendencia es a aumentar con la profundidad, desde valores mínimos comprendidos entre 0.5 y 1.0 g/cm^3 hasta valores que en profundidad oscilan entre 1.5 y 2.0 g/cm^3 , aunque este último valor raramente se alcanza. Entre ambos extremos se experimentan oscilaciones puntuales generalmente debidas a irregularidades del propio terreno. Destacan por ejemplo las parcelas 6 (tratamiento SSL) y 24 (tratamiento ARCPM) en las que hay una fuerte disminución en superficie de este valor con la profundidad, probablemente debida a la presencia de huecos. Por el contrario, hay un fuerte incremento (que consideramos anómalo) de la densidad en las capas superiores de las siguientes parcelas: 18 (tratamiento APM) y 26 (tratamiento AMN). En estos casos se podría deber esta anomalía al cambio estructural que origina el propio tratamiento; por el contrario en las parcelas 28 (tratamiento AAV) y X-Z (suelo natural), el aumento tan puntual de la densidad aparente cabe atribuirlo a la presencia de una suela de labor.

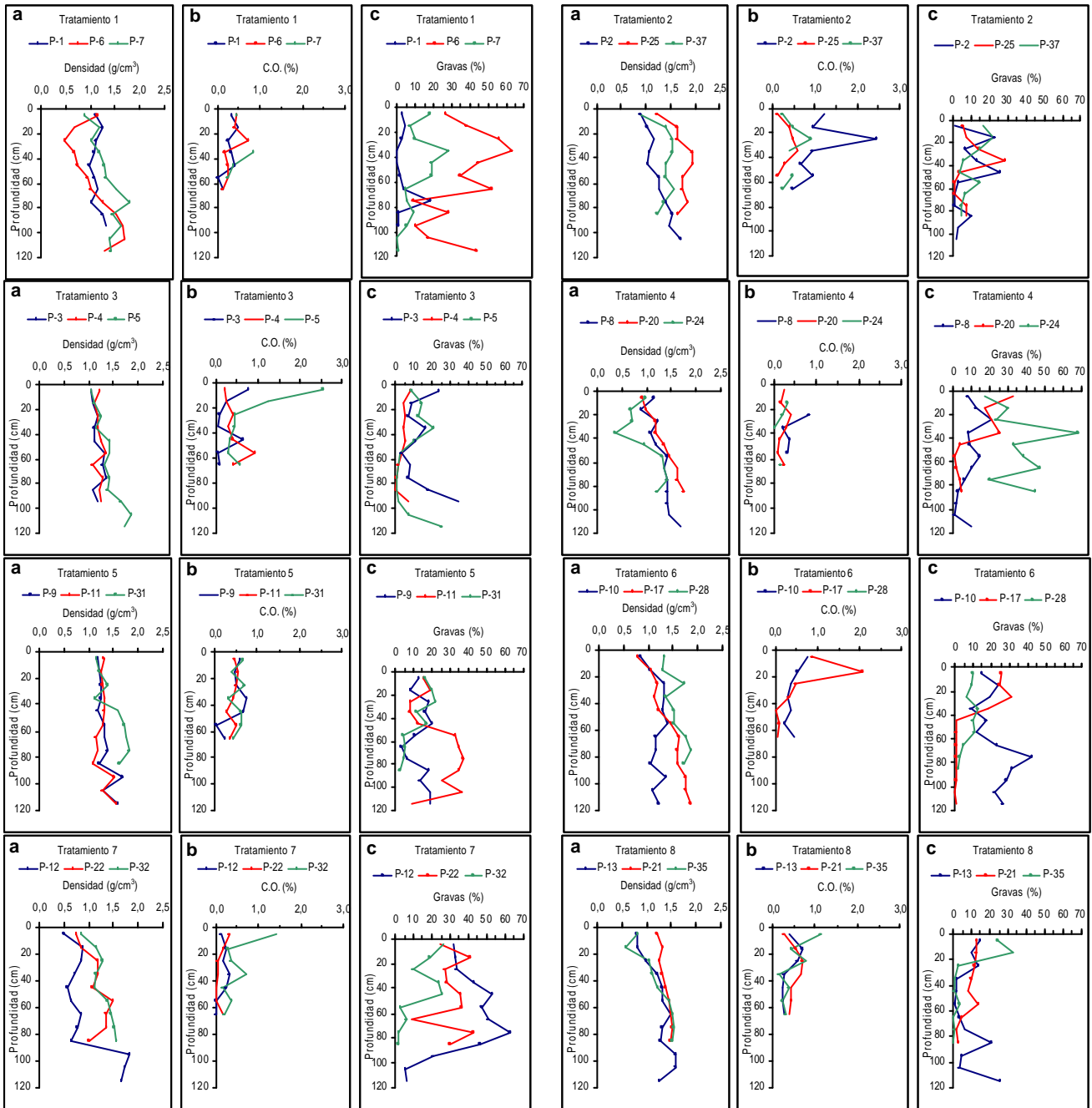


Figura 5.7: a) densidades aparentes, b) carbono orgánico y c) gravas agrupadas por tratamientos.

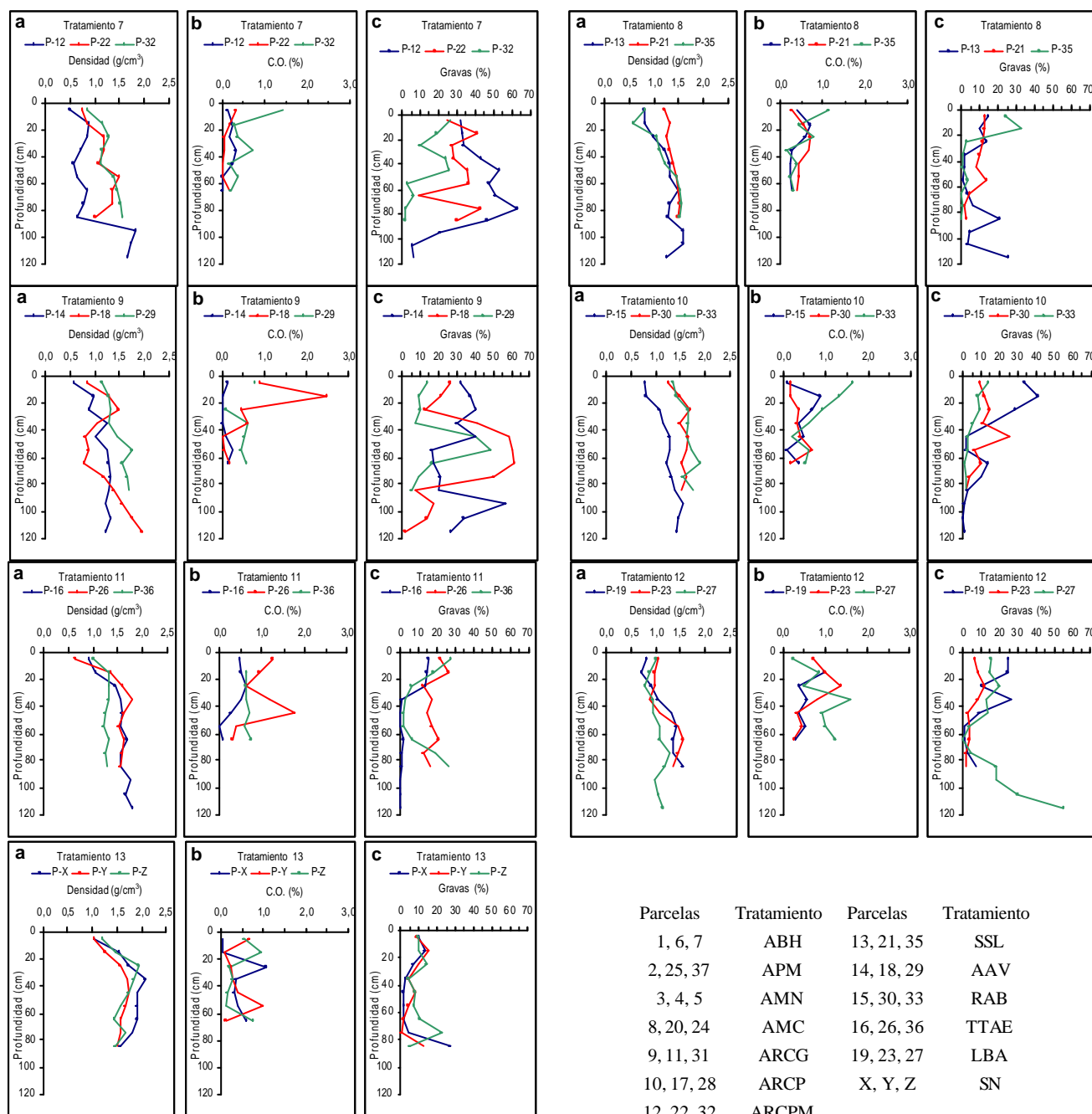


Figura 5.7: a) densidades aparentes, b) carbono orgánico y c) gravas agrupadas por tratamientos. Cont.

Carbono orgánico (%): las Figuras 5.7.b expresan la distribución de la materia orgánica también para cada parcela y para cada tratamiento. Predominan valores bajos, inferiores a 1%, con una directriz general a disminuir su contenido en profundidad, y que responde al patrón habitualmente observado en otros lugares. Los dos horizontes más superficiales experimentan, en muchas ocasiones, desviaciones acusadas por encima del 1% del contenido de carbono orgánico, debido probablemente al estado de conservación del lugar (parcelas 5, 32 y 33). En profundidad los valores están casi siempre por debajo del 0.5% (con frecuencia se aproximan a 0%). Sin embargo es frecuente advertir (prácticamente en todos los tratamientos) aumentos de este valor que se salen de la tendencia señalada. Esto se puede interpretar que está originado tanto por inversiones de horizontes producidos por el laboreo –tratamientos SSL, LBA, TTAE, AAV (parcela 17), ARCG, RAB, APM, ABH y AMC–, como debido a la presencia de horizontes orgánicos enterrados por la dinámica de laderas, aunque esto último debe estar en menor proporción (quizás sea el caso de la parcela 36). En general se aprecia que las técnicas de laboreo han impactado fuertemente en este parámetro.

Contenido en gravas (%): la distribución de este parámetro se observa en las Figuras 5.7.c. Este parámetro está muy condicionado por el sustrato original, por lo que puede sufrir variaciones muy fuertes. En general se observa que el primer medio metro presenta horizontes con un contenido en gravas relativamente alto, que en ocasiones puede llegar a superar el 50% (parcelas 6, 12, 18 y 24); en profundidad (a más de 50 cm) se supera el valor de 50% en las parcelas 14, 27 y 28. Por el contrario, es bastante frecuente encontrar horizontes con contenidos en gravas muy bajos, inferiores al 10% (parcelas 1, 4, 6, 8, 13, 15, 16, 17, 20, 21, 23, 28, 33, 35, 37, Y y Z). Se puede considerar la distribución de gravas del perfil 15 como modal, ya que muestra una distribución de gravas que responde a la media de la zona.

Texturas: la Figura 5.8 representa la distribución de las clases texturales de todas las muestras en el gráfico triangular arena–limo–arcilla. Se comprueba que el contenido

de arcilla es bajo, estando marcadas las clases texturales por el contenido de limo y arcilla, siendo las más frecuentes las texturas franco arenosas–francas. En la Tabla 5.9 se comprueba que las texturas mayoritarias en todas las parcelas del estudio son las francas y las franco arenosas.

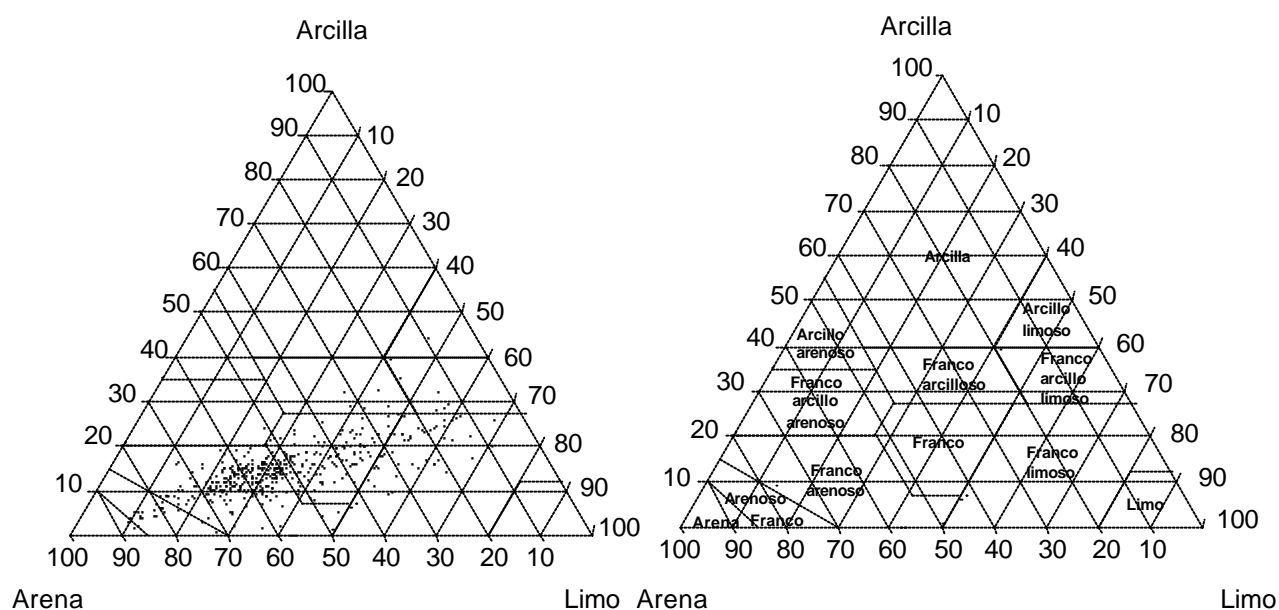


Figura 5.8: distribución de las clases texturales de todas las muestras.

En la Tabla 5.9 se observa que en casi todos los horizontes superficiales predominan texturas franco arenosas (especialmente en el horizonte 0–10 cm). Las parcelas en las que predominan texturas más finas (francas, franco arcillo limosas y franco arcillosas) son solamente las parcelas 1, 2 y 21.

	Fr	Fr–Are	Fr–Limo	Fr–Arc	Are	Are–Fr	Fr–Arc–Are	Fr–Arc–Limo	Sin muestra	Total
0–10	3	29	0	1	0	0	0	0	7	40
10–20	11	21	1	1	0	1	1	0	4	40
20–30	13	20	1	1	0	0	0	0	5	40
30–40	13	18	1	1	0	0	0	1	6	40
40–50	10	20	3	2	0	0	0	1	4	40
50–60	13	12	5	1	0	2	0	1	6	40
60–70	12	16	5	2	0	0	0	1	4	40
70–80	12	15	4	2	0	0	0	1	6	40
80–90	8	17	5	2	0	1	0	1	6	40
90–100	4	9	4	0	0	1	0	0	0	18
100–110	3	7	3	0	0	1	0	0	0	14
110–120	2	9	2	0	0	1	0	0	0	14
120–130	6	6	1	0	0	1	0	0	0	14
130–140	4	7	1	1	0	1	0	0	0	14
Total	114	206	36	14	0	9	1	6	48	434

Tabla 5.9: texturas por horizontes.

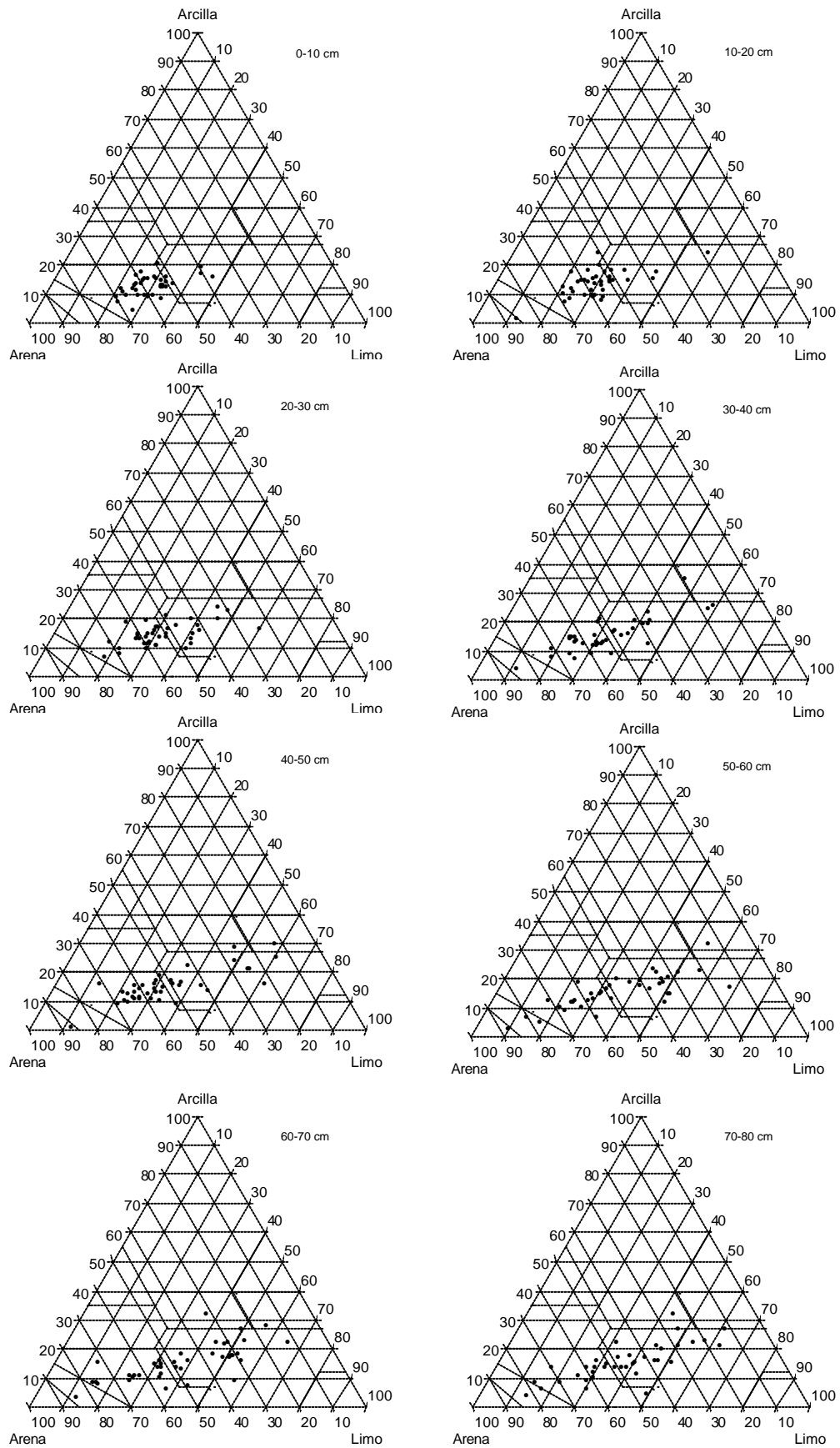


Figura 5.9: clases texturales de las muestras del estudio por profundidades.

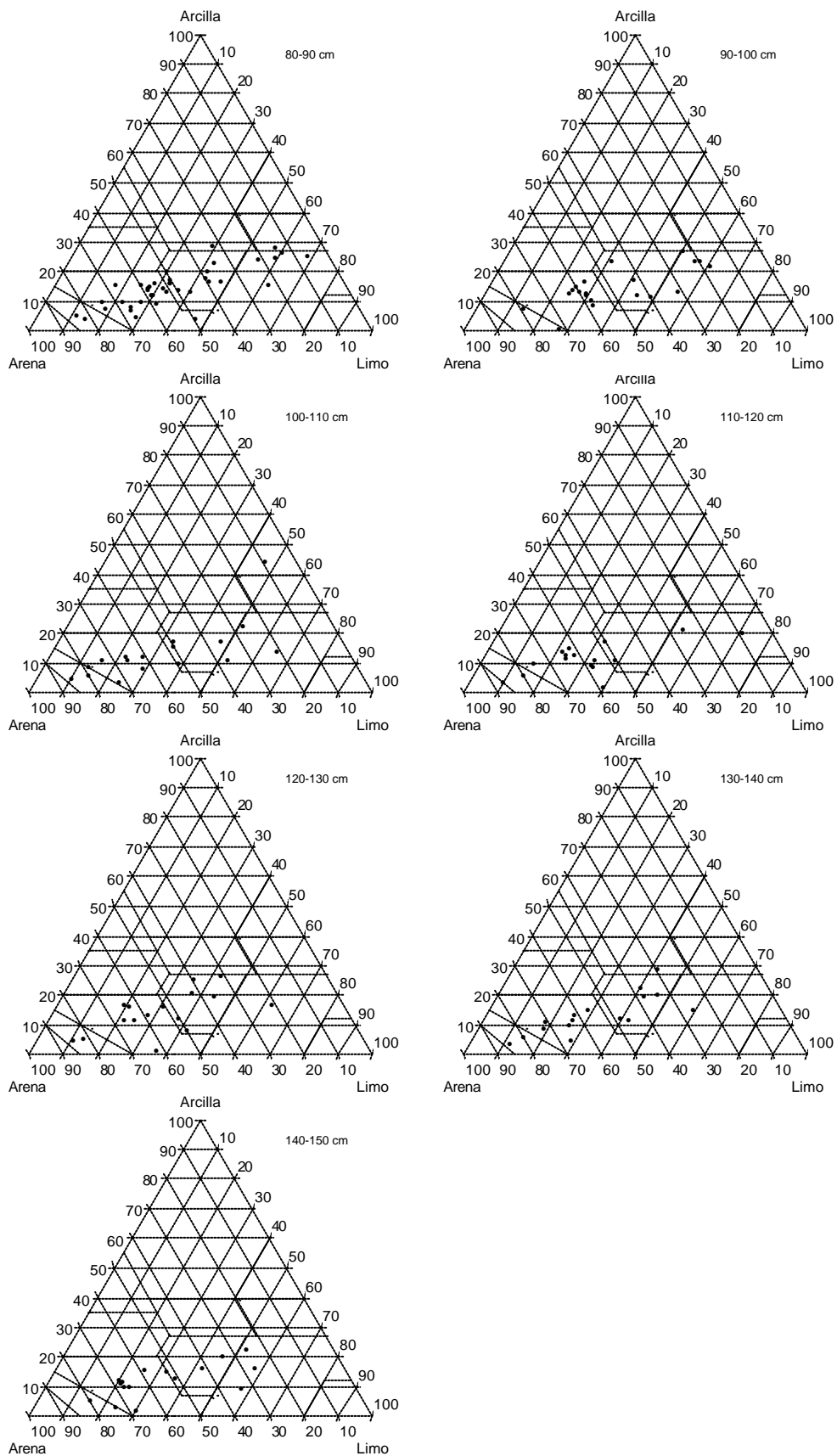


Figura 5.9: clases texturales de las muestras del estudio por profundidades. Continuación.

En la Figura 5.9, se representan las características texturales por horizontes. Debemos añadir a lo comentado anteriormente sobre los horizontes superficiales, que la tendencia en profundidad es a aumentar el contenido en limos, especialmente hasta el horizonte de 80–90 cm, profundidad a partir de la cual, el número de muestras es menor y las tendencias pueden estar más difusas.

PARTE II

Resultados y Discusión

6. LECTURAS PAREADAS Y CALIBRACIÓN

6.1 SEGUIMIENTO DE LECTURAS PAREADAS.

Este estudio se realizó durante los años que duró el seguimiento en los pares de sondeos que se hicieron solamente en la mitad de las parcelas (19 parcelas). Su objetivo era contrastar la calidad de las medidas realizadas.

Como se deduce de la Tabla 6.1, el número de datos apareados es de 16036. En la Figura 6.1, se representa la distribución de todos ellos: si la correlación fuera perfecta cabría esperar que presentara un coeficiente de determinación lineal de 1, y su ecuación sería $y = x$, situación que en la realidad es difícil de alcanzar. Sin embargo en este caso se obtuvo un coeficiente muy próximo al teórico con un nivel de significación muy elevado.

Horizonte	n
0-10	868
10-20	1223
20-30	1223
30-40	1223
40-50	1223
50-60	1223
60-70	1223
70-80	1218
80-90	1159
90-100	1157
100-110	1149
110-120	1090
120-130	1030
130-140	1027
	16036

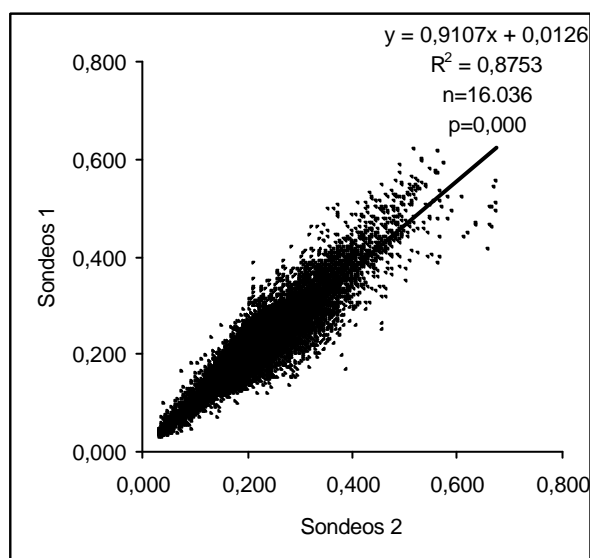


Tabla 6.1: Tabla de datos apareados por horizonte. Figura 6.1: nube de puntos de los datos apareados

Los resultados del ajuste al modelo lineal para describir la relación entre Sondeo 1 y Sondeo 2 se muestran en la Tabla 6.2, por lo que la ecuación resultante del modelo ajustado es: $\text{Sondeo 1} = 0.0147 + 0.9611 * \text{Sondeo 2}$

Capítulo 6

Dado que el P-valor en la Tabla ANOVA es inferior a 0.01, existe relación estadísticamente significativa entre Sondeo 1 y Sondeo 2 para un nivel de confianza del 99%, explicando el modelo un 87.53% de la variabilidad en el Sondeo 1.

Modelo Estadístico					Análisis de la Varianza				
Variables	Estimación	Error estándar	Estadístico T	P-valor	Fuente	Suma de cuadrados	GL	Cociente F	P-valor
Dependiente: Sondeos 1	0.01474	0.00065	22.85450	0.0000	Modelo	104.03	1	112512.4	0.0000
Independiente: Sondeos 2	0.96107	0.00287	335.42900	0.0000	Residuo	14.8251	16034	0.00092	

Coefficiente de Correlación = 0.9356

R-cuadrado = 0.8753 porcentaje

R-cuadrado (ajustado para g.l.) = 0.8753 porcentaje

Error estándar de est. = 0.0304

Error absoluto medio = 0.0218

Estadístico de Durbin-Watson = 2.0240 (P-valor=0.0640)

Autocorrelación residual en Lag 1 = -0.0121 Análisis de Regresión - Modelo Lineal $Y = a + b \cdot X$

Tabla 6.2: estadísticos de ajuste al modelo lineal de la relación Sondeo 1 y Sondeo 2

Se examinaron los residuos para determinar si hay alguna correlación significativa basada en el orden en el que se han introducido los datos en el fichero. Dado que el P-valor del estadístico Durbin-Watson (DW) es superior a 0.05, no hay indicio de autocorrelación serial en los residuos. Los residuos estudentizados atípicos superiores a 2 son 765 y los superiores a 3 son 219.

Los histogramas de frecuencias (Figura 6.2) muestran que su distribución no es normal; también se observa en la figura de dispersión de puntos (Figura 6.3) que hay heterocedasticidad. Por estas razones, el análisis no paramétrico comparando ambas muestras obtuvo que sendas poblaciones son significativamente diferentes.

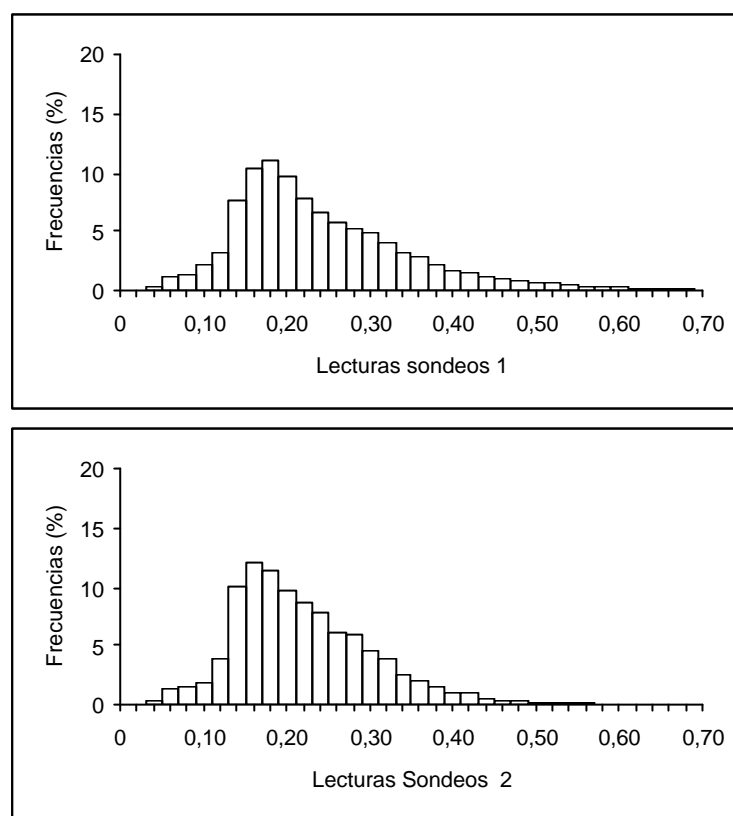


Figura 6.2: Distribución de frecuencias relativas de los sondes 1 y 2

Es decir, existen valores que producen diferencias, probablemente causadas por los métodos de laboreo (huecos), presencia de raíces, abundancia de gravas, distribución anómala de materia orgánica, etc.: estos factores podrían originar que el contenido en agua produzca dispersión en las medidas. Para comprobar esto último se hizo una representación de la nube de puntos según dos criterios distintos, para comparar por un lado a distribución de los meses lluviosos y por otro a correspondiente a los meses secos. De esta forma se obtuvieron los gráficos de dispersión de la Figura 6.6 en la que se observa que, en efecto, el agua introduce una componente de dispersión en las medidas (menor coeficiente de correlación).

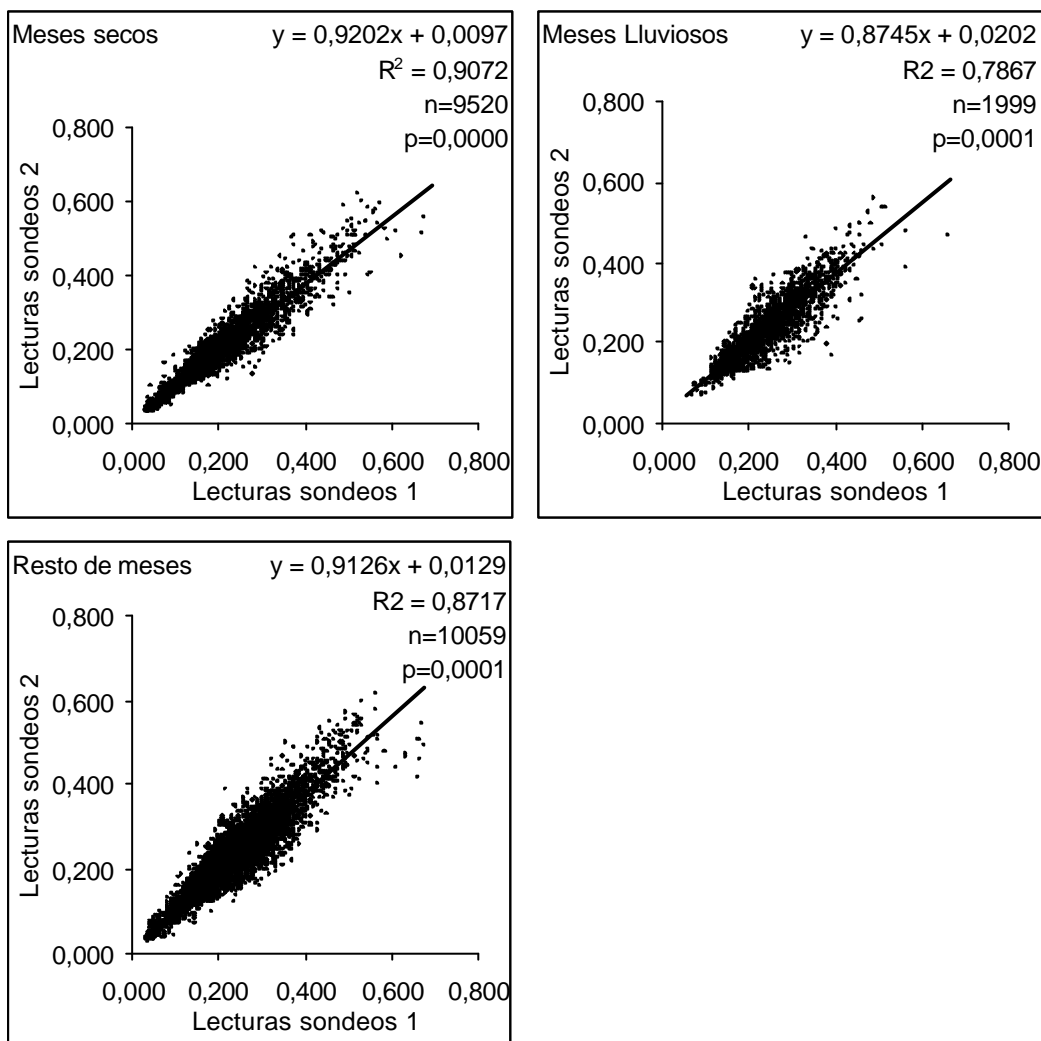


Figura 6.3: Nubes de puntos por meses secos, lluviosos y resto de meses

También esta influencia del agua puede depender de las variaciones de la humedad en profundidad. Por ello se hicieron correlaciones del contenido de humedad de S1 y de S2 según los diversos horizontes para cada época del año, definiendo los meses lluviosos, secos y meses restantes conforme a los criterios de la Tabla 6.3. La Tabla 6.4 y Figura 6.4 representa la distribución de estos coeficientes de correlación para cada horizonte; se observa en la primera figura (meses lluviosos) que la dispersión de las lecturas es elevada, correspondiendo la máxima con los horizontes de mayor humectación, por el contrario en los meses secos, todos los horizontes presentan una

correlación uniforme superior a 0.8, para el resto de los meses el patrón de distribución se asemeja a este último. El horizonte 0–10 cm presenta siempre valores más bajos que el resto, confirmando un comportamiento errático debido a que el esferoide de influencia presenta una situación diferente.

Mes Año	E	F	Mz	A	My	J	Jl	Ag	S	O	N	D	Total
96	79,1	36,6	17,6	20,2	52,0	0,0	4,0	14,0	39,8	10,0	44,5	82,3	496,1
97	85,0	0,0	0,0	55,0	49,3	36,6	0,0	8,0	70,5	13,5	53,5	109,5	577,9
98	8,2	28,5	22,0	11,8	84,3	7,8	0,0	8,0	32,0	0,0	6,3	12,0	318,9
99	44,6	25,3	23,6	0,8	10,0	2,5	3,4	0,0	11,2	87,7	38,8	14,0	360,9
00	6,3	0,0	17,0	16,3	95,6	0,0	0,0	0,0	22,3	61,3	16,0	67,4	302,2
01	28,8	18,5	34,3	0,0	66,8	7,8	0,0	0,0	25,5	56,1	28,6	26,2	293,6
02	4,9	0,8	37,4	0,0	12,4	22,7	0,0	24,0	8,0	16,5	54,6	19,8	203,1

Meses lluviosos >40 mm
 Meses secos < 4 mm
 Resto de meses 4-40 mm

Tabla 6.3: precipitación mensual y criterios para la división en meses lluviosos, secos y resto de meses.

Parcela Profundidad	meses lluviosos		meses secos		resto de meses	
	R ²	n	R ²	n	R ²	n
global	0.7867	1.999	0.9072	3.978	0.8717	10059
0-10	0.6725	114	0.5551	209	0.8198	545
oct-20	0.8085	152	0.8708	304	0.8973	767
20-30	0.7214	152	0.9113	304	0.8895	767
30-40	0.5747	152	0.8776	304	0.8401	767
40-50	0.6508	152	0.8953	304	0.8683	767
50-60	0.5677	152	0.8921	304	0.8479	767
60-70	0.5084	152	0.8808	304	0.8251	767
70-80	0.5613	151	0.8419	303	0.7538	764
80-90	0.7545	144	0.8914	289	0.8291	726
90-100	0.8303	144	0.9003	287	0.8796	726
100-110	0.7378	143	0.8692	285	0.8303	721
110-120	0.7343	136	0.8705	270	0.8426	684
120-130	0.8222	128	0.8963	256	0.8947	646
130-140	0.8900	127	0.8941	255	0.9091	645

Tabla 6.4: distribución de coeficientes de correlación m. secos, lluviosos, resto de meses por horizonte.

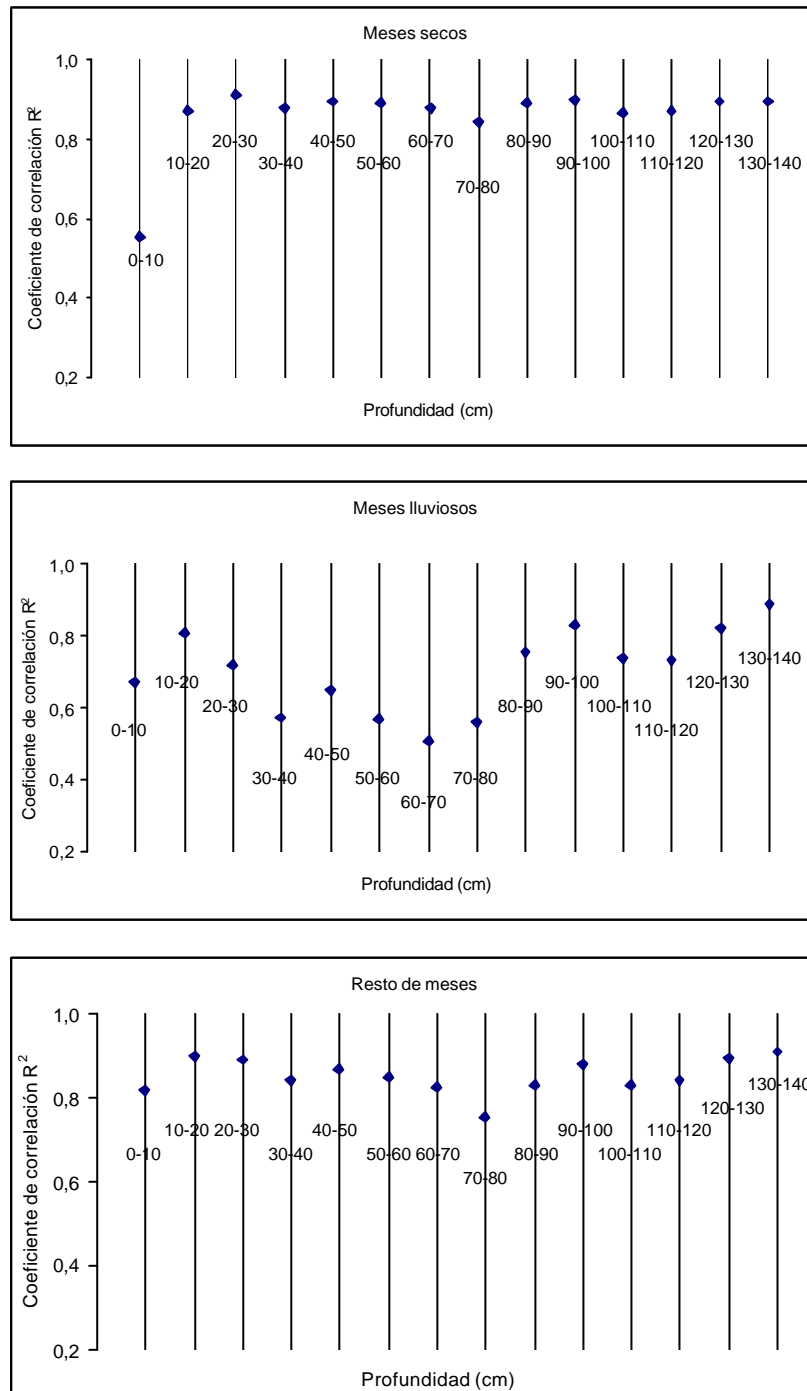


Figura 6.4: distribución de coeficientes de correlación m. secos, lluviosos, resto de meses por horizonte.

El efecto dispersivo que produce el agua también podría ser función de los tratamientos que se han efectuado en el suelo. Para ello se han correlacionado los pares

de medidas de los Sondeos 1 y 2 para cada tratamiento y profundidad, obteniéndose los resultados de la Tabla 6.6. Se observa que los tratamientos SSL, LBA, ARCPM, ARCP, APM, AMC producen mayor dispersión en profundidad (coeficientes de correlación inferiores a 0.8) que los restantes tratamientos (TTAE, AAV, ARCG, RAB, ABH, AMN).

Tratamiento	SSL			LBA			TTAE		
	Ecuación	R ²	n	Ecuación	R ²	n	Ecuación	R ²	n
Global	$y = 0.8943x + 0.0086$	0.8441	2.644	$y = 0.8785x + 0.0252$	0.8152	490	$y = 0.8807x + 0.0132$	0.8670	2.631
0-10	$y = 0.8056x + 0.0034$	0.9265	136	$y = 0.8847x + 0.0062$	0.9239	45	$y = 0.8720x + 0.0081$	0.8935	135
10-20	$y = 0.8623x + 0.0017$	0.9278	193	$y = 0.9053x + 0.0097$	0.9618	64	$y = 0.8500x + 0.0140$	0.9282	192
20-30	$y = 0.8525x + 0.0123$	0.8892	193	$y = 0.8430x + 0.0217$	0.9193	64	$y = 0.8312x + 0.0205$	0.9520	192
30-40	$y = 0.7799x + 0.0371$	0.8537	193	$y = 0.6635x + 0.0495$	0.8558	64	$y = 1.0408x + 0.0003$	0.8754	192
40-50	$y = 0.7621x + 0.0406$	0.8504	193	$y = 0.6822x + 0.0599$	0.8046	64	$y = 1.0080x + 0.0041$	0.8660	192
50-60	$y = 0.8204x + 0.0282$	0.8647	193	$y = 0.7491x + 0.0735$	0.6315	64	$y = 0.9446x + 0.0081$	0.8695	192
60-70	$y = 0.9959x - 0.0099$	0.8689	193	$y = 0.7513x + 0.0786$	0.6656	64	$y = 0.9321x + 0.0067$	0.9432	192
70-80	$y = 0.9467x - 0.0043$	0.7243	193	$y = 0.8160x + 0.0674$	0.6459	60	$y = 0.9247x + 0.0051$	0.9069	192
80-90	$y = 0.8857x + 0.0025$	0.7671	193			1	$y = 0.9028x + 0.0122$	0.9227	192
90-100	$y = 0.9424x - 0.0123$	0.7450	193				$y = 0.8072x + 0.0299$	0.8405	192
100-110	$y = 1.0482x - 0.0165$	0.7667	193				$y = 0.7135x + 0.0331$	0.8902	192
110-120	$y = 0.9491x + 0.0080$	0.6330	193				$y = 0.7596x + 0.0264$	0.7332	192
120-130	$y = 1.1472x - 0.0248$	0.7386	193				$y = 0.07760x + 0.0261$	0.6667	192
130-140	$y = 0.8319x + 0.0234$	0.8236	192				$y = 0.7617x + 0.0197$	0.9182	192

Tratamiento	ARCPM			ARCP			AAV		
	Ecuación	R ²	n	Ecuación	R ²	n	Ecuación	R ²	n
Global	$y = 0.9276x + 0.0187$	0.8233	891	$y = 0.8101x + 0.0323$	0.7538	0	$y = 0.9441x + 0.012$	0.9131	0
0-10	$y = 1.0370x + 0.0042$	0.8489	46	$y = 1.1135x + 0.0041$	0.8389	92	$y = 0.9441x + 0.012$	0.8707	92
10-20	$y = 1.0305x + 0.0042$	0.9719	65	$y = 1.0299x + 0.0009$	0.9229	127	$y = 0.9463x + 0.0102$	0.8686	129
20-30	$y = 0.9469x + 0.0166$	0.9605	65	$y = 1.0044x - 0.0071$	0.9528	127	$y = 0.8687x + 0.0218$	0.8229	129
30-40	$y = 0.9853x + 0.0169$	0.9493	65	$y = 0.8515x + 0.0091$	0.9204	127	$y = 0.7751x + 0.0261$	0.8183	129
40-50	$y = 1.0083x + 0.0240$	0.9049	65	$y = 0.9820x - 0.0078$	0.8607	127	$y = 0.8513x + 0.0063$	0.8659	129
50-60	$y = 0.9420x + 0.0372$	0.8226	65	$y = 0.8541x + 0.0279$	0.5999	127	$y = 0.9669x + 0.0002$	0.8913	129
60-70	$y = 0.8566x + 0.0542$	0.7033	65	$y = 0.6643x + 0.0557$	0.5267	127	$y = 1.0316x + 0.0047$	0.9169	129
70-80	$y = 0.8672x + 0.0380$	0.7491	65	$y = 0.4536x + 0.0929$	0.4161	127	$y = 1.0813x - 0.0223$	0.9560	128
80-90	$y = 0.8786x + 0.0293$	0.7728	65	$y = 0.6070x + 0.0723$	0.3237	127	$y = 1.0153x - 0.0073$	0.9583	128
90-100	$y = 0.8772x + 0.0207$	0.7754	65	$y = 0.7423x + 0.0312$	0.7018	127	$y = 1.0025x + 0.0055$	0.9694	128
100-110	$y = 0.8502x + 0.0167$	0.7691	65	$y = 1.0176x + 0.0050$	0.7844	127	$y = 0.8960x + 0.0282$	0.9463	128
110-120	$y = 0.7885x + 0.0207$	0.7279	65	$y = 1.0736x + 0.0098$	0.9051	124	$y = 0.9027x + 0.0215$	0.9317	128
120-130	$y = 0.8080x + 0.0206$	0.7491	65	$y = 0.9236x + 0.0315$	0.9319	64	$y = 1.0396x + 0.0030$	0.9144	128
130-140	$y = 1.0342x - 0.0094$	0.8663	65	$y = 0.8601x + 0.0419$	0.9369	62	$y = 1.1200x - 0.0050$	0.9444	128

Tabla 6.6: estadísticos de los tratamientos por profundidad.

Capítulo 6

Tratamiento	ARCG			RAB			APM		
	Ecuación	R ²	n	Ecuación	R ²	n	Ecuación	R ²	n
Global	$y = 0.821x + 0.02$	0.9048	0	$y = 0.8876x + 0.0069$	0.9082	0	$y = 0.9399x + 0.0129$	0.8646	1.782
0-10	$y = 0.9005x + 0.0021$	0.9355	46	$y = 0.9320x + 0.0053$	0.9021	46	$y = 0.9356x + 0.0064$	0.9307	92
10-20	$y = 0.8377x + 0.0054$	0.9750	64	$y = 0.9707x - 0.0047$	0.9326	64	$y = 1.0032x + 0.0019$	0.9709	130
20-30	$y = 0.6996x + 0.0237$	0.9727	64	$y = 0.9505x - 0.0101$	0.9176	64	$y = 1.0025x - 0.0007$	0.9693	130
30-40	$y = 0.7720x + 0.0235$	0.9670	64	$y = 0.9073x - 0.0034$	0.8762	64	$y = 0.9614x + 0.0023$	0.9593	130
40-50	$y = 0.8618x + 0.0173$	0.9691	64	$y = 0.9055x + 0.0018$	0.8637	64	$y = 0.8667x + 0.0152$	0.9022	130
50-60	$y = 0.9300x + 0.0077$	0.9218	64	$y = 0.9128x + 0.0088$	0.9184	64	$y = 0.6281x + 0.0545$	0.8502	130
60-70	$y = 0.9345x + 0.0113$	0.8901	64	$y = 0.9135x + 0.0151$	0.8911	64	$y = 0.6274x + 0.0704$	0.7923	130
70-80	$y = 1.0802x - 0.0096$	0.9026	64	$y = 0.6790x + 0.0487$	0.8821	64	$y = 1.1443x - 0.0100$	0.6743	130
80-90	$y = 0.8394x + 0.0095$	0.9130	64	$y = 0.7183x + 0.0452$	0.9141	64	$y = 1.0481x - 0.0129$	0.9166	130
90-100	$y = 0.9397x + 0.0019$	0.8742	64	$y = 0.8442x + 0.0277$	0.9653	64	$y = 1.1763x - 0.0344$	0.9295	130
100-110	$y = 1.0718x - 0.0088$	0.8167	64	$y = 0.9535x + 0.0110$	0.9509	64	$y = 0.8124x + 0.0666$	0.3799	130
110-120	$y = 0.9330x + 0.0074$	0.7765	64	$y = 0.6262x + 0.0415$	0.9104	64	$y = 1.1157x - 0.0107$	0.7876	130
120-130	$y = 0.8570x + 0.0120$	0.8227	64	$y = 0.5975x + 0.0429$	0.9115	64	$y = 1.0107x - 0.0049$	0.9760	130
130-140	$y = 0.9223x + 0.0046$	0.8023	64	$y = 0.5820x + 0.0457$	0.8983	64	$y = 0.8483x + 0.0223$	0.9780	130

Tratamiento	ABH			AMN			AMC		
	Ecuación	R ²	n	Ecuación	R ²	n	Ecuación	R ²	n
Global	$y = 10067x + 0.004$	0.9182	891	$y = 0.8113x + 0.0371$	0.9238	891	$y = 0.9189x + 0.0165$	0.8748	686
0-10	$y = 0.8733x + 0.0092$	0.9425	46	$y = 1.0055x + 0.0032$	0.9016	46	$y = 0.8655x + 0.0064$	0.8974	46
10-20	$y = 0.9727x + 0.0045$	0.9552	65	$y = 0.9626x + 0.0038$	0.9667	65	$y = 0.9423x + 0.0070$	0.9532	65
20-30	$y = 0.9713x + 0.0066$	0.9560	65	$y = 0.9659x + 0.0038$	0.9590	65	$y = 0.9150x + 0.0203$	0.9529	65
30-40	$y = 1.0744x - 0.0027$	0.9384	65	$y = 0.9838x - 0.0049$	0.9477	65	$y = 0.8918x + 0.0283$	0.9456	65
40-50	$y = 0.8598x + 0.0207$	0.9495	65	$y = 0.9924x - 0.0141$	0.9301	65	$y = 0.8649x + 0.0380$	0.9113	65
50-60	$y = 0.8495x + 0.0364$	0.9454	65	$y = 0.8240x + 0.0263$	0.9194	65	$y = 0.8374x + 0.0469$	0.7857	65
60-70	$y = 1.0568x - 0.0000$	0.9542	65	$y = 0.8358x + 0.0280$	0.9507	65	$y = 0.7984x + 0.0483$	0.7063	65
70-80	$y = 1.1144x - 0.0025$	0.9331	65	$y = 0.7159x + 0.0590$	0.9551	65	$y = 0.8112x + 0.0354$	0.6968	65
80-90	$y = 1.0813x + 0.0034$	0.9206	65	$y = 0.6305x + 0.0695$	0.9492	65	$y = 0.7606x + 0.0331$	0.6494	65
90-100	$y = 0.9929x + 0.0166$	0.9304	65	$y = 0.7989x + 0.0477$	0.9250	65	$y = 0.8763x + 0.0171$	0.7680	64
100-110	$y = 1.1066x - 0.0014$	0.9611	65	$y = 0.9223x + 0.0137$	0.9769	65	$y = 0.7949x + 0.0360$	0.6622	56
110-120	$y = 1.2158x - 0.0356$	0.9839	65	$y = 0.8561x + 0.0199$	0.9760	65			
120-130	$y = 1.1479x - 0.0389$	0.9732	65	$y = 0.8527x + 0.0330$	0.9498	65			
130-140	$y = 0.8222x + 0.0090$	0.9505	65	$y = 0.9783x + 0.0201$	0.9570	65			

Tabla 6.6: estadísticos de los tratamientos por profundidad. Continuación.

Por lo tanto, ya que la correlación entre S1 y S2 es elevada, el análisis de la varianza basado en estas medidas no debe dar problemas salvo cuando los niveles de significación se aproximen a 0.05.

6.2 CALIBRACIÓN

Para llevar a cabo la calibración conforme a lo establecido en el punto 4.3.2.4, es conveniente comparar previamente los perfiles hídricos obtenidos por el método gravimétrico con los datos de lectura de la sonda para detectar posibles anomalías. Posteriormente, mediante análisis de correlación, se definirá la ecuación que nos permitirá determinar la humedad a partir de las lecturas de sonda para cada una de las profundidades consideradas. De este modo, tendremos las lecturas de sonda como predictores (variable independiente) de la humedad del suelo (variable dependiente). Conviene indicar que para obtener parámetros estadísticos aceptables, la nube de puntos debe tener una dispersión adecuada en un amplio rango de valores. Esto se realizó muestreando en una época del año (abril–mayo) que facilitaba, además, la perforación de los sondeos.

La herramienta básica en el presente trabajo será el perfil hídrico. Estos consisten en representar las variaciones de humedad gravimétrica (o de las lecturas de sonda) en función de la profundidad. La representación conjunta de ambos valores tiene que ser *a priori* muy similar, es decir deben tener coeficientes de correlación elevados. A partir de ahora se utilizarán como sondeos de referencia del seguimiento los sondeos 1, quedando los sondeos 2 como apoyo de estimación y comprobación de valores anómalos.

Los perfiles hídricos de los datos brutos, pusieron de manifiesto algunas anomalías que se debieron bien a errores en la transcripción de datos de lectura (en cuyo caso recurrimos al apoyo de los datos de los sondeos 2), o bien a deficiencias en la toma de las muestras gravimétricas (que indujo valores de densidad anómalos, fáciles de detectar), constituyendo en conjunto un reducido número. Así se representó en la Figura 6.8 estos perfiles hídricos para cada parcela. Se puede comprobar que ambos perfiles hídricos se ajustan entre sí estrechamente en todos los casos, definiéndose para cada perfil coeficientes de correlación superiores a 0.76 (excepto en dos casos: parcela 29 y

parcela X probablemente debido a la presencia de un solo dato espúreo en cada perfil), con niveles de confianza superiores al 99% (para los dos casos señalados el nivel de confianza era del 95% incluyendo los valores espúreos). Se puede decir que ambos métodos representan la misma tendencia, lo que indica que tanto la lectura tomada con la sonda como la humedad gravimétrica reflejan el mismo fenómeno.

Sin embargo, para obtener mayor precisión en las ecuaciones, pensamos que esta precisión se podría mejorar reduciendo el número de ecuaciones, desechando el criterio de utilizar una por sondeo: de este modo su número sería mucho menor de 40, con lo que se gana en generalidad y rapidez. Así, el número de datos por ecuación aumentaría (las anteriores se realizaron con los datos de cada sondeo, siendo por lo tanto, su número muy bajo, del orden de la decena según los casos). Por otro lado, también podríamos estratificar las lecturas con varios criterios: texturas, horizontes, tratamientos, o una combinación de ellos, además de una calibración global. Aunque se han realizado todos, sólo se mostrarán algunos de ellos.

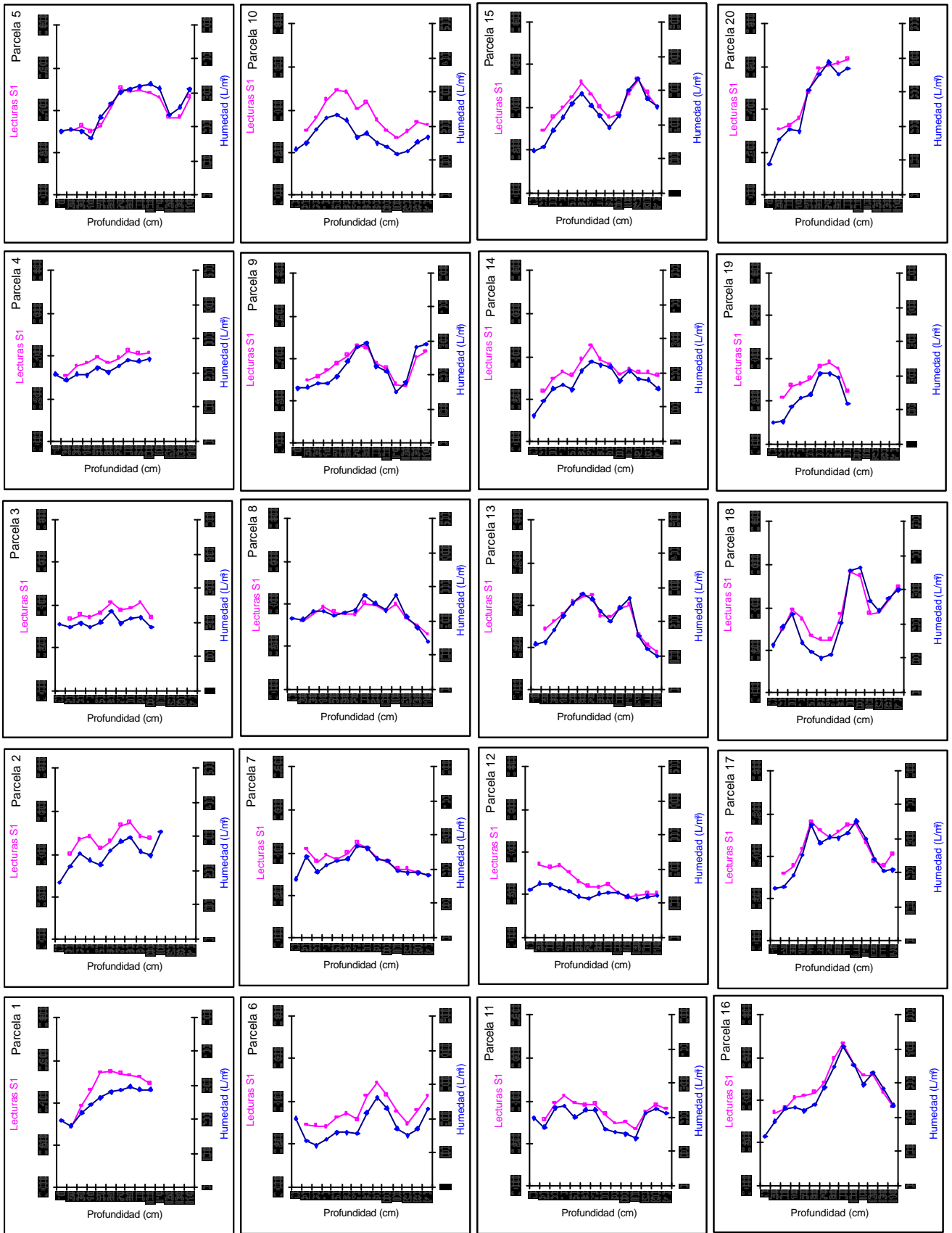


Figura 6.8: estadísticos de los tratamientos por profundidad.

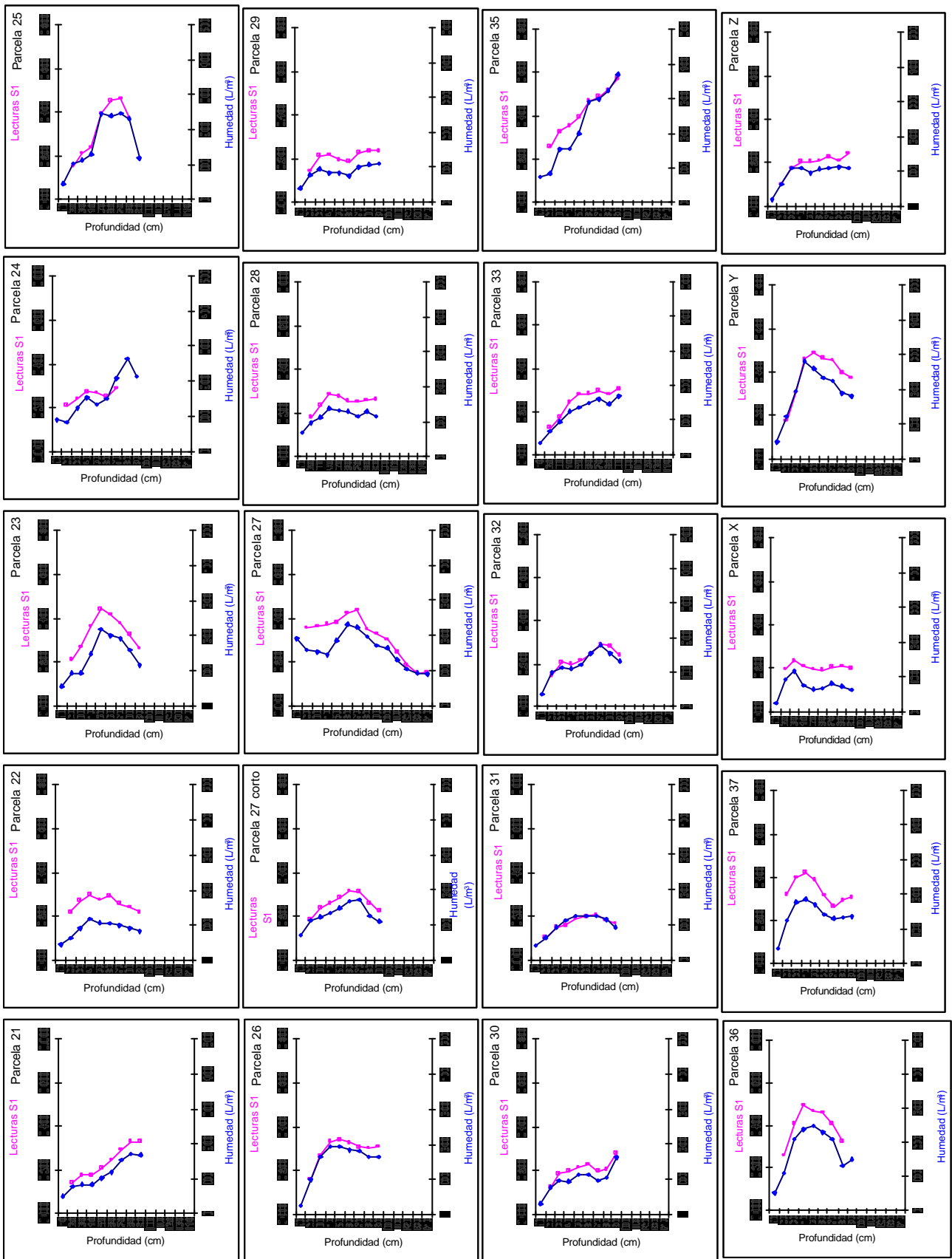


Figura 6.8: estadísticos de los tratamientos por profundidad. Continuación.

6.2.1 Calibración por texturas

	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
0 - 10	F	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar
10 - 20	F	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-L	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F	F-Ar	F-Ar	F	F	F-Ac-Ar	F-Ar	F
20 - 30	F	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F	F	F-Ar	F-Ar	F	F-Ar	F	F-Ar	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F
30 - 40	F-Ac-L	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F	F-Ar	F	F	F-Ar	F	F-Ar	F	F	F	F-Ar	F-Ar	F
40 - 50	F-Ac-L	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F	F	F-Ar	F	F-Ar	F	F-Ar	F-L	F-Ar	F-Ar	F-L
50 - 60	F-Ac-L	F	F-Ar	F-Ar	F	F-Ar	F-Ar	F	F	F	F	F-Ar	F-L	F-Ar	F-L	F-Ar	F	F-Ar	F	F-L
60 - 70	F-Ac-L	F-L	F-Ar	F-Ar	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F	F-Ar	F	F-Ar	F	F-Ar	F-L	F	F	F-Ar	F	F-L
70 - 80	F-Ac-L	F	F-Ar	F-Ar	F	F	F-L	F-Ar	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F	F-Ar	F	F-L	F	F-L	F	F-L
80 - 90	F-L	F	F	F-Ar	F	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F	F-L	F-L	F-L	F-L	F-L
90 - 100	F-L	F	F-Ar	F	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	Ar-F	F-Ar	F-Ar	F	F-L	F-L	F-L	F-Ar	F-L
100 - 110					F	F	F-Ar	F-L	F-Ar	F-Ar	F-Ar	Ar-F	F	F-Ar	F-L	F-L	F	F-Ar		
110 - 120					F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F	Ar-F	F-Ar	F-Ar	F-L	F-L	F	F-Ar		
120 - 130					F	F-Ar	F-Ar	F	F	F-Ar	F-Ar	Ar-F	F-Ar	F-Ar	F-L	F	F	F		
130 - 140					F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F	F-Ar	F-Ar	Ar-F	F-Ar	F-Ar	F-L	F	F	F-Ac		
140 - 150					F	F-Ar	F-Ar	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-L	F	F-L	F-L		

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	34	35	36	37	X	Y	Z
0 - 10	F-Ac	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F				F-Ar	F	F-Ar
10 - 20	F-Ac	F-Ar	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F		Ar-F	F	F-Ar	F	F-Ar
20 - 30	F-Ac	F-Ar	F-Ar		F-Ar	F	F-Ar	F-Ar	F	F-Ar	F-Ar	F	F-Ar	F		F-L	F	F-Ar	F	F-Ar
30 - 40	F-Ac	F-Ar	F		F-Ar	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F	F		F-L	F-Ar	Ar-F	F-L	F-Ar
40 - 50	F-Ac	F-Ar	F-Ac	F-Ar	F	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F	F	F-L	F	F-Ar	F-Ar	Ar	F-L	F-Ar
50 - 60	F-Ac	F-Ar	F	Ar-F	F-L	F	F	F-Ar	Ar-F	F-Ar	F-Ar	F-L	F-Ar	F	F	F		Ar	F	F-Ar
60 - 70	F-Ac	F-Ar	F-Ac	F-Ar	F	F-Ar	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-L	F-Ar	F-L	F	F	F	Ar-F	F-L	F-Ar
70 - 80	F-Ac	F-Ar	F-Ac	F	F	F-Ar		F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F	F-L		F	Ar-F	F-L	F
80 - 90	F-Ac	Ar-F	F-Ac	F	F-Ar	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ar	F-Ac-L			Ar-F	F	F

Ar	Arenoso
Ac	Arcilloso
L	Limoso
F	Franco
	Sin muestra

Tabla 6.8: texturas obtenidas en los sondeos

Capítulo 6

La Tabla 6.8 se muestra las diferentes texturas obtenidas en los sondeos. La Tabla 6.9 muestra la representación de las 6 clases texturales en los sondeos. Se observa que la textura franca está en todos los sondeos menos en el 12, 14, 21, 22, 24, 28, 31; la textura franco-arenosa está presente en todos menos en el 1, 2, 20, 21 y 35; la textura arenoso-franca está solamente en 6 sondeos; la franco-limosa en 16; la franco arcillosa en 3 y la franco arcillo limosa en 2. También se hizo la clasificación de estas clases texturales por horizontes (Tabla 6.10).

Textura	Sondeos que presentan cada textura en algunos de sus horizontes
Fr	1, 2, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 13, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 23, 25, 26, 27, 29, 30, 32, 33, 34, 35, 36, 37, Y, Z
Fr-Are	3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 16, 17, 18, 19, 22, 23, 24, 25, 26, 27, 28, 29, 30, 31, 32, 33, 34, 36, 37, X, Z
Are-Fr	12, 22, 24, 29, 36, X
Fr-Lim	1, 2, 7, 8, 13, 15, 16, 17, 18, 20, 25, 32, 34, 35, 36, Y
Fr-Arc	18, 21, 23
Fr-Arc-Lim	1, 35

Tabla 6.9: sondeos que presentan cada textura en algunos de sus horizontes.

	Fr	Fr-Are	Fr-Lim	Fr-Arc	Are	Are-Fr	Fr-Arc-Are	Fr-Arc-Lim	Sin muestra	Total
0-10	3	29	0	1	0	0	0	0	7	40
10-20	11	21	1	1	0	1	1	0	4	40
20-30	13	20	1	1	0	0	0	0	5	40
30-40	13	18	1	1	0	0	0	1	6	40
40-50	10	20	3	2	0	0	0	1	4	40
50-60	13	12	5	1	0	2	0	1	6	40
60-70	12	16	5	2	0	0	0	1	4	40
70-80	12	15	4	2	0	0	0	1	6	40
80-90	8	17	5	2	0	1	0	1	6	40
90-100	4	9	4	0	0	1	0	0	0	18
100-110	3	7	3	0	0	1	0	0	0	14
110-120	2	9	2	0	0	1	0	0	0	14
120-130	6	6	1	0	0	1	0	0	0	14
130-140	4	7	1	1	0	1	0	0	0	14
Total	114	206	36	14	0	9	1	6	48	434

Tabla 6.10: número de clases texturales por horizontes.

Una primera conclusión de estas tablas es que hay algunos horizontes que tienen muchos datos y otros que por el contrario son deficitarios. Por lo tanto una opción sería calibrar por texturas, independientemente de la profundidad de cada dato, obteniéndose así sendas ecuaciones para las texturas franca (Fr), franco arenosa (Fr-Are), arenoso

francas (Are–Fr), franco limosas (Fr–Lim), franco arcillosas (Fr–Arc) y franco arcillo limosas (Fr–Arc–Lim). De este modo se obtuvieron las calibraciones de la Tabla 6.11.a en la que se observan que las texturas Fr–Arc, Are–Fr, Fr–Arc–Lim presentan muy pocos valores, siendo las correlaciones de las texturas Are–Fr, Fr–Arc–Lim muy bajas. Los coeficientes de correlación de la humedad se mejoraron eliminando un punto de tendencia anómala (humedad corregida) en todos los casos. Para evitar que tres texturas quedasen sin correlación (Are, Arc–Lim y Fr–Arc–Are) también se hicieron agrupaciones por texturas afines, obteniendo las correlaciones de la Tabla 6.11.b en la que se aprecia que los coeficientes de correlación obtenidos son mucho mayores (superiores a 0.78), todos significativos, y cuyo número de datos también es muy superior. Como se observa en la tabla, se eliminaron datos de tendencia anómala, pero sin que pasaran de dos datos por clase textural.

a) Humedad corregida				
Texturas	Ecuación	R ²	n	P-valor
Fr	$y = 0,6253x - 0,0207$	0,8228	113 (114)	0,0000
Fr-Are	$y = 0,5637x - 0,0101$	0,7718	182 (183)	0,0000
Fr-Lim	$y = 0,6305x - 0,0169$	0,8739	39 (40)	0,0000
Fr-Arc	$y = 0,5252x - 0,0064$	0,9624	11 (12)	0,0000
Are-Fr	$y = 0,4542x + 0,0058$	0,1206	12 (13)	0,2449
Fr-Arc-Lim	$y = 0,8593x - 0,1620$	0,5365	5 (6)	0,0999

b) Texturas	Ecuación	R ²	n	P-valor
Fr-Arc-Lim y Fr-Arc	$y = 0,9551x - 0,1539$	0,9998	18 (19)	0,0000
Fr-Are y Are-Fr	$y = 0,5669x - 0,0114$	0,7859	196 (197)	0,0000
Fr-Lim, Fr-Arc-Lim y Fr-Arc	$y = 0,6446x - 0,0301$	0,9229	56 (58)	0,0000
Fr, Fr-Lim, Fr-Arc-Lim y Fr-Arc	$y = 0,6372x - 0,0255$	0,8821	171 (172)	0,0000

Tabla 6.11: a) calibraciones por texturas, b) calibraciones por agrupaciones de texturas.

Esta calibración no tiene en cuenta la anomalía del horizonte superficial, es decir, se realiza el tratamiento estadístico de todos los datos de modo idéntico entre sí sin distinguir esta circunstancia.

6.2.2. Calibración por horizontes (10–140 cm)

	0-10 (sondeos 2)	10-20	20-30	30-40	40-50	50-60	60-70
Humedad	$y = 1,089x + 0,039$ $R^2 = 0,8470$ $n = 110$ P-valor 0,0000	$y = 0,6247x - 0,0179$ $R^2 = 0,9017$ $n = 37 (40)$ P-valor 0,0000	$y = 0,6934x - 0,0460$ $R^2 = 0,8063$ $n = 37 (40)$ P-valor 0,0000	$y = 0,5740x - 0,0190$ $R^2 = 0,8560$ $n = 38 (40)$ P-valor 0,0000	$y = 0,6095x - 0,0307$ $R^2 = 0,9030$ $n = 37 (40)$ P-valor 0,0000	$y = 0,6164x - 0,0252$ $R^2 = 0,9216$ $n = 37 (40)$ P-valor 0,0000	$y = 0,6641x - 0,0405$ $R^2 = 0,9350$ $n = 38 (40)$ P-valor 0,0000
	70-80	80-90	90-100	100-110	110-120	120-130	130-140
Humedad	$y = 0,6556x - 0,0363$ $R^2 = 0,9303$ $n = 37 (39)$ P-valor 0,0000	$y = 0,6932x - 0,0503$ $R^2 = 0,9599$ $n = 36 (39)$ P-valor 0,0000	$y = 0,7281x - 0,0494$ $R^2 = 0,9463$ $n = 18 (19)$ P-valor 0,0000	$y = 0,7434x - 0,0421$ $R^2 = 0,9197$ $n = 14 (15)$ P-valor 0,0000	$y = 0,6833x - 0,0225$ $R^2 = 0,9731$ $n = 14 (15)$ P-valor 0,0000	$y = 0,6694x - 0,0147$ $R^2 = 0,9416$ $n = 13 (15)$ P-valor 0,0000	$y = 0,6669x - 0,0219$ $R^2 = 0,9356$ $n = 14 (15)$ P-valor 0,0000
	90-110	90-120	110-140	120-140		90-140	10-140
Humedad	$y = 0,7218x - 0,0415$ $R^2 = 0,9275$ $n = 32 (34)$ P-valor 0,0000	$y = 0,7062x - 0,0348$ $R^2 = 0,9332$ $n = 48 (49)$ P-valor 0,0000	$y = 0,6732x - 0,0198$ $R^2 = 0,9475$ $n = 41 (45)$ P-valor 0,0000	$y = 0,6682x - 0,0185$ $R^2 = 0,9350$ $n = 27 (30)$ P-valor 0,0000		$y = 0,6900x - 0,0272$ $R^2 = 0,9379$ $n = 73 (79)$ P-valor 0,0000	$y = 0,6167x - 0,2295$ $R^2 = 0,8213$ $n = 405 (405)$ P-valor 0,0000

Humedad		
Muestras superficie	Media de horizontes	Densidad de cada horizonte
		Desechadas

Tabla 6.12: Ecuaciones de calibración por horizontes y agrupaciones.

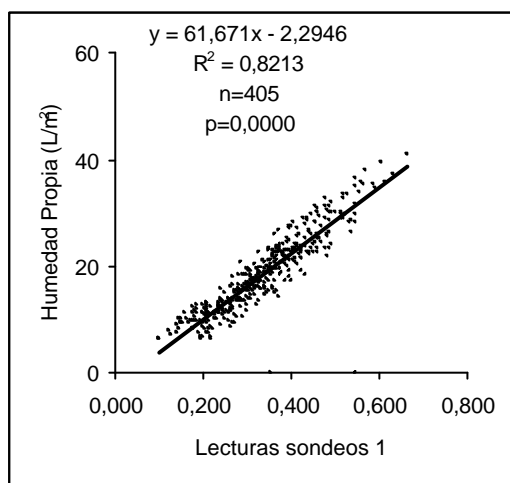
Con este método se llevará a cabo la calibración de cada uno de los horizontes teniendo en cuenta todas las parcelas. Por lo tanto habrá un máximo de datos que coincidirá con el número de parcelas, aunque los horizontes más profundos tendrán menor número de datos ya que, en algunos casos, podría no haberse recuperado la muestra. De este modo, se obtendrá *a priori* un máximo de ecuaciones equivalente al número de horizontes.

Los cálculos de humedad se realizaron a partir de la densidad aparente determinada en cada horizonte, según la fórmula descrita en el apartado 4.3.1.9. Sin embargo se ha observado que, en algunos horizontes (10–20 y 20–30), las ecuaciones de calibración se mejoran sustancialmente si se calcula la humedad a partir de la densidad aparente media de dichos horizontes; esto se puede explicar por la heterogeneidad que induce el laboreo. La Tabla 6.12 muestra las ecuaciones de calibración de todos los horizontes, expresando sus parámetros estadísticos fundamentales, que con frecuencia definen R^2 superiores a 0.9 y P-valores siempre inferiores a 0.0000.

Ya que a partir de 90 cm el número de datos es muy bajo (por debajo de 30) se han obtenido ecuaciones conjuntas para varios horizontes consecutivos agrupados: una ecuación para el conjunto 90–110, y otra para el conjunto 110–140 cm, desechando las ecuaciones intermedias, aunque también definen buenas correlaciones (se observa no obstante que los coeficientes de las ecuaciones son muy parecidos).

6.2.3 Calibración Global (10–140 cm)

Una forma alternativa de realizar las calibraciones para esta zona es llevar a cabo las correlaciones de todos los datos de humedad y lecturas a la vez, pero sin tener en cuenta el horizonte superficial. Este método tiene el inconveniente de que no tiene en cuenta las características de cada uno de los horizontes, pero tiene la ventaja de ser muy rápido y disponer de un gran número de datos. Así, en la Figura 6.9 se lleva a cabo la correlación de todos los datos, y la ecuación obtenida presenta parámetros estadísticos aceptables ($R^2 = 0.8213$, P-Valor < 0.0000).



Análisis de Regresión - Modelo Lineal $Y = a + b \cdot X$

Variable dependiente: Humedad
Variable independiente: Lecturas

Error Estadístico

Parámetro	Estimación	estándar	T	P-Valor
Ordenada	-2,2947	0,507246	-0,45239	0,0000
Pendiente	61,6708	1,43302	4,30356	0,0000

Coefficiente de Correlación = 0,906251

R-cuadrado = 82,1291 porcentaje

R-cuadrado (ajustado para g.l.) = 82,0848 porcentaje

Figura 6.9: Nube global 10 – 140 cm y estadísticos

6.2.4 Calibración del horizonte superficial (0–10 cm)

En los horizontes superiores, debido a que la mitad del esferoide de influencia se encuentra en el aire, las lecturas tenderán a ser más bajas de lo esperado, por lo que se pueden desviar de la tendencia. Esto merece estudiar el método más adecuado para evaluar su humedad.

La forma de llevar a cabo esta evaluación es realizar las lecturas del horizonte 0–10 cm y correlacionarlas frente a dos valores de humedad real: la humedad gravimétrica determinada en el material extraído en el propio sondeo (en el momento en el se realiza la instalación del mismo), y la humedad de una serie de muestras extraídas de la superficie próxima al lugar de medida (realizando un muestreo sistemático y continuo a lo largo de todo el periodo del estudio); en este último caso se entiende que, para hacerlo efectivo a todo el seguimiento, no se haría en todos los puntos, si no sólo en zonas representativas del área de estudio ya que el volumen de muestras sería excesivo para seguimientos largos.

6.2.4.1 Calibración del horizonte superficial con muestras de superficie (0–10 cm)

Se ha realizado un muestreo sistemático de superficie en zonas de características homogéneas, que corresponden a las parcelas 1, 6, 13, 21, 28 y 35. En estas muestras se determinaron los porcentajes de gravas y tierra fina. En Enero de 1998 existe un vacío de muestreo, ya que se interrumpió el seguimiento por avería del aparato; al comienzo del seguimiento existen otros vacíos más heterogéneos debido al uso de otros puntos de muestreo. La Tabla 6.13 permite comprobar que estas proporciones de grava se asemejan al registrado en el horizonte Ap del perfil edáfico número 3 (20.7%) aunque en los restantes perfiles es algo superior (Tabla 5.5). Por el contrario, las variaciones del contenido en gravas fue esencialmente el mismo en cada punto muestral así como el obtenido en el sondeo adjunto. El contenido en grava de las muestras de los sondeos excede los rangos de variación de los puntos muestrales en los casos 6, 13, 21 y 28, pero

Capítulo 6

se consideran aceptables dada la elevada aleatoriedad de este parámetro, el escaso rango de variación y la semejanza de sus medias (para las muestras de superficie el contenido medio de gravas es de 14.45% y para los sondeos es de 15.18%). Por tanto, con estos datos se puede llevar a cabo la comparación de la humedad, ya que presentan condiciones homogéneas.

Puntos de muestreo		1	6	13	21	28	35
Contenido en gravas (%) de las muestras de superficie	Media	7,05	21,98	12,47	11,45	6,77	26,98
	Desviación típica	2,57	3,46	2,77	1,75	1,81	4,65
	Nº de datos	65	63	63	62	62	63
Contenido en gravas (%) del sondeo		2.73	26.60	15.01	12.62	9.62	24.47

Tabla 6.13: Variación del contenido en gravas (%) de los puntos de muestreo

La naturaleza de esta grava corresponde a esquistos, cuarcitas y fragmentos de horizontes petrocálcicos. En la Tabla 6.14 se recoge el porcentaje de poros de la grava perteneciente a estos puntos muestrales. En general, el porcentaje de poros de la grava es muy bajo, correspondiendo los valores más altos a aquellas zonas en las que existe mayor contenido en restos de costras (caliches), y los menores valores a su ausencia. En consecuencia, como es conocido, la grava tiene escasa incidencia en el almacenamiento del agua en el suelo.

Punto muestral	1	6	13	21	28	35
% Poros	1,36	0,35	0,65	1,80	1,39	1,29

Tabla 6.14: Porcentaje de poros de la grava.

Con el objetivo de hacer los cálculos de humedad con las muestras del seguimiento de superficie, se determinó la densidad del horizonte más superficial con un cilindro de mayor tamaño conforme se indica en el apartado 4.3.1.10. En dichos puntos muestrales, se obtuvieron las siguientes densidades aparentes (Tabla 6.15).

Punto muestral	1	6	13	21	28	35
Densidades	1.14	1.37	1.47	1.21	1.43	1.30

Tabla 6.15: Densidades aparentes (g/cm^3) obtenidas con cilindro, en la superficie de cada punto muestral.

Puesto que la dispersión de estos valores de superficie es grande, se optó por considerar la densidad media a partir de estos datos ($1,32 \text{ g/cm}^3$), y se calculó a partir de este valor el contenido de agua para correlacionarlo con las lecturas de sonda de los horizontes superficiales conforme al método ya establecido. Estas correlaciones se han realizado para los seis puntos del seguimiento superficial entre las parejas de valores “humedad de muestra”/“lecturas obtenidas en los sondeos correspondientes”, procesando los datos de los seis puntos de modo global. Los datos corresponden al seguimiento llevado a cabo entre noviembre 1998 y agosto 2002. Se trata por tanto de comprobar que existe buena correlación entre la humedad determinada en la muestra de superficie y la lectura realizada en el sondeo, ya que la distancia entre el punto de extracción de muestra y el punto de lectura es generalmente del orden de dos metros.

En la Figura 6.10 se representa la nube de puntos entre las parejas de valores lectura de superficie–muestra de superficie, cuyos estadísticos son aceptables

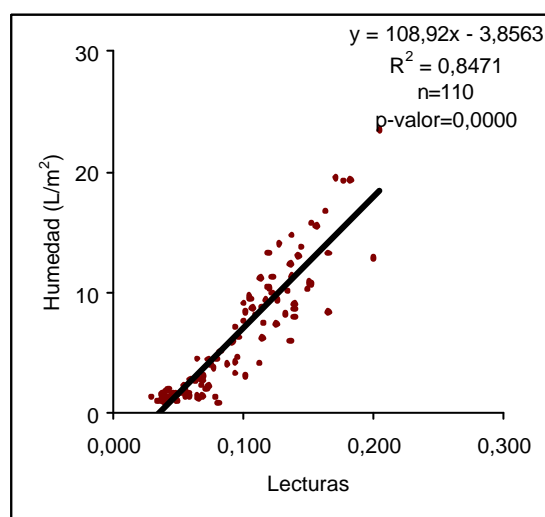
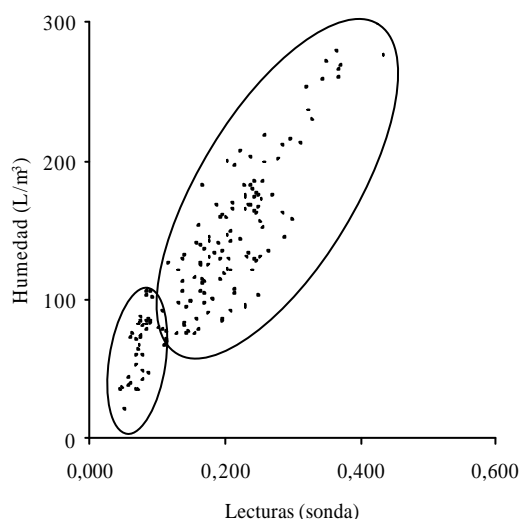


Figura 6.10: nube de puntos 0–10 cm muestra superficie

6.2.4.2 Calibración del horizonte superficial con muestras de sondeo (capa arable)

En lugares adyacentes a cada sondeo del seguimiento (a unos 4 m de él, según el marco de plantación utilizado), se procedió a realizar en cada parcela, un muestreo adicional abriendo pequeños sondeos (42) con una barrena manual tipo Veihmeyer (según procedimiento descrito en el apartado 4.1.2), extrayendo en cada punto 4 muestras cada 10 cm. En estas muestras se determinó la densidad aparente teniendo en cuenta el radio del cilindro interno de la barrena y su altura (10 cm). Una vez determinada la humedad gravimétrica se determinó que el contenido medio en grava de estos horizontes era del 13% (desviación típica de 9.4), que coincide sensiblemente con los valores establecidos en el muestreo de superficie.

Las lecturas de humedad con sonda se realizaron inmediatamente después de extraer las muestras, utilizando los mismos intervalos de profundidad. La primera lectura se obtuvo siempre tras enrasar la fuente radiactiva con la superficie del terreno. El conjunto de estos datos se sometió al proceso indicado en el apartado 4.5.4. Tras este proceso de limpieza de datos, se obtuvieron las ecuaciones de calibración representando todos los pares de valores humedad del suelo–lectura de sonda (Figura 6.11).



Figuras 6.11: Distribución de los datos en dominios con tendencia similar

En esta distribución se observan dos tendencias: los puntos pertenecientes a la capa superior del suelo (0–10 cm) presentan las lecturas más bajas (nube más restringida y próxima al origen); los restantes puntos (distribución de puntos más dilatada) pertenecen al conjunto de puntos situados entre 10–40 cm, sin que se aprecien, a simple vista, otras tendencias.

Para definir las ecuaciones de estas distribuciones se realizaron ajustes lineales independientemente para cada uno de los horizontes considerados de la capa arable (0–10, 10–20, 20–30 y 30–40 cm). La Tabla 6.16 muestra los estadísticos más representativos de este análisis.

Profundidad (cm)	Ecuaciones de regresión	R ²	p	n
0-10	$y = 113,306x - 1,829$	0,69	<0,0001	40
10-20	$y = 77,853x - 0,825$	0,66	<0,0001	42
20-30	$y = 81,756x - 3,270$	0,73	<0,0001	42
30-40	$y = 77,314x - 3,523$	0,84	<0,0001	38

Tabla 6.16: estadísticos de las ecuaciones de calibración de todos los horizontes considerados.

El p–valor indica que, como es natural, la relación existente entre las variables estudiadas es altamente significativa. Sin embargo, el parámetro R² muestra oscilaciones acusadas, dentro de valores que se consideran aceptables, a pesar de que la capa arable del suelo presenta fuertes heterogeneidades, tanto naturales (gravas) como originadas por el laboreo (especialmente huecos grandes). También se constata que los valores de R² son más bajos en las dos capas más superficiales, en cuyo fenómeno concurre, además de las heterogeneidades indicadas, el bajo contenido en agua (el radio de influencia es mayor y la sonda explora puntos de características muy diferentes).

Finalmente se puede indicar que el término independiente de cada ecuación debería ser teóricamente cero. Pero esto nunca se cumple ya que el material geológico y las características del medio ejercen también un efecto ralentizador de neutrones.

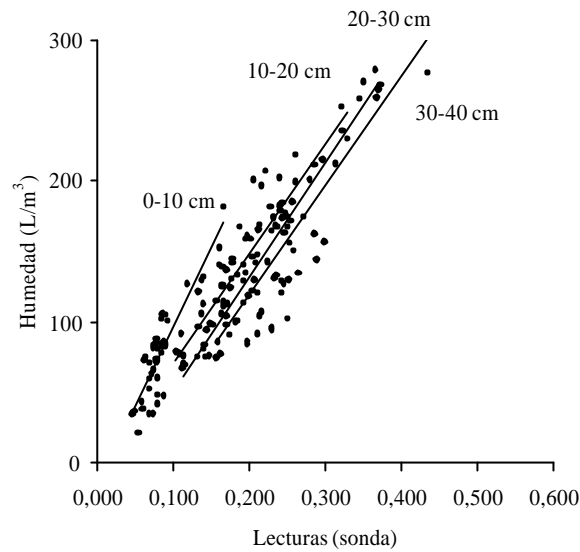


Figura 6.12: representación de las ecuaciones de correlación de las capas consideradas.

La Figura 6.12 muestra la gráfica de las ecuaciones definidas anteriormente. Se comprueba que la tendencia que define la capa más superficial es netamente distinta de las demás tendencias, que adoptan directrices paralelas debido a su progresivo aumento del contenido de humedad con la profundidad. Ello pone de manifiesto la hipótesis de partida: las mediciones de humedad de la capa 0–10 cm presentan parte de la esfera de influencia de la sonda en el aire, por lo que la atenuación de neutrones no responde al mismo patrón definido para los otros horizontes, cuyo frenado de neutrones se ajusta más estrictamente al contenido hídrico del suelo.

Por tanto, dadas las afinidades que se observan entre sí, se pueden aglutinar las ecuaciones de tendencia paralela en una sola ecuación que represente la tendencia de los horizontes 10–40 cm, y de modo independiente se debe considerar una ecuación para el horizonte más epidérmico (Tabla 6.17 y Figura 6.13). Debe añadirse que el aparente mejor ajuste de las ecuaciones para los niveles 10–40 cm y 0–40 cm puede tener su causa en el mayor número de datos utilizado.

Profundidad (cm)	Ecuaciones de regresión	R ²	p	n
0-10	$y = 113,306x - 1,829$	0,69	<0,0001	40
10-40	$y = 68,412x - 0,185$	0,78	<0,0001	122
0-40	$y = 62,490x + 1,393$	0,82	<0,0001	162

Tabla 6.17: Estadísticos de las ecuaciones de calibración agrupados según niveles y ecuación global.

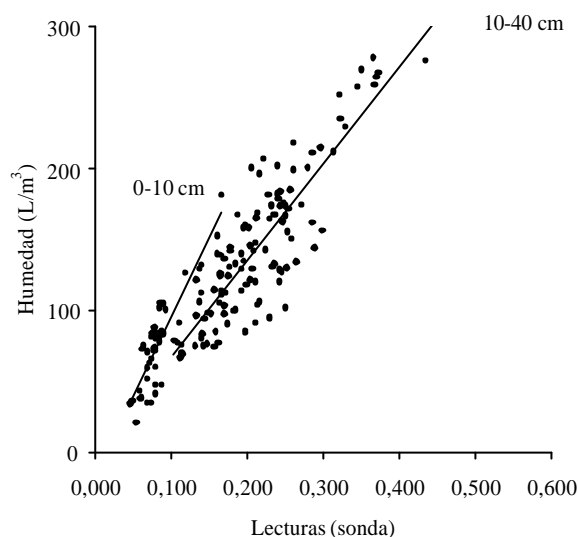


Figura 6.13: ecuación global de agrupados según niveles homogéneos (0-10 y 10-40 cm).

La Tabla 6.18 expresa los errores que se producirían usando como ecuación de predicción de la humedad la ecuación obtenida con todos los datos (intervalo de profundidad 0–40 cm). Se observa que si se utiliza como estimador la ecuación global (la obtenida uniendo todos los niveles), los errores introducidos son elevados aunque su coeficiente de regresión sea el más alto. Estos errores son más elevados en el horizonte superficial, y se hacen progresivamente más importantes al aumentar el contenido en agua. Para los horizontes más profundos (considerando siempre la capa arable) estos errores son mucho menores, de signo negativo, con tendencia a disminuir con la profundidad.

Error / Lectura	Intervalos de profundidad		
	0-10	10-40	0-40
0,100	9,502	6,656	7,642
%	2,433	- 1,290	
0,150	15,167	10,077	10,767
%	4,087	- 0,641	
0,200	20,832	13,497	13,891
%	4,997	- 0,283	

Tabla 6.18: errores cometidos usando las ecuaciones de calibración definidas en la Tabla 6.15.

7. MEDIDAS DE HUMEDAD

7.1 DATOS DE LECTURA DE SONDA A LO LARGO DEL SEGUIMIENTO

En la Tabla 7.1 se resume el número total de medidas realizadas a lo largo del seguimiento efectuado en las 39 parcelas. Se diferencian las mediciones llevadas a cabo en los sondeos 1 y 2, aunque sólo se realizará el contraste de la eficiencia del laboreo en el conjunto de datos de los sondeos 1. Esto implica que en total se dispone de 53389 lecturas de sonda. Dado el elevado volumen de datos es más práctico, en orden a la claridad y al comentario de sus características, mostrar su distribución en profundidad, como se muestra en las Figuras del Anexo1.

Meses		Periodo de seguimiento						
		1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002
Enero	Sondeos 1	490	13	542	542	542	499	
	Sondeos 2	0	0	255	255	255	255	
Febrero	Sondeos 1	501	501	542	542	542	499	
	Sondeos 2	233	235	255	255	255	255	
Marzo	Sondeos 1	501	502	542	542	541	499	
	Sondeos 2	235	236	255	255	255	255	
Abril	Sondeos 1	501	501	542	540	542	499	
	Sondeos 2	233	236	255	255	255	255	
Mayo	Sondeos 1	503	503	542	540	541	499	
	Sondeos 2	237	235	255	255	255	255	
Junio	Sondeos 1	356	501	503	542	540	541	
	Sondeos 2	0	236	236	255	255	255	
Julio	Sondeos 1	356	500	503	542	537	541	
	Sondeos 2	0	234	235	255	255	255	
Agosto	Sondeos 1	356	501	503	542	540	541	
	Sondeos 2	0	235	236	255	255	255	
Septiembre	Sondeos 1	356	501	503	542	540	541	
	Sondeos 2	0	236	236	255	255	255	
Octubre	Sondeos 1	357	501	503	542	540	541	
	Sondeos 2	0	236	236	255	255	255	
Noviembre	Sondeos 1	412	500	542	542	540	541	
	Sondeos 2	0	234	255	255	255	255	
Diciembre	Sondeos 1	490	0	542	542	540	541	
	Sondeos 2	0	0	255	255	255	255	
Total anual		2683	7849	8250	9564	9543	9555	5945
TOTAL								53389

Tabla 7.1: cómputo general de las lecturas obtenidas en el seguimiento de los sondeos

7.2 PERFILES HÍDRICOS (OBTENIDOS A PARTIR DE LECTURAS DE SONDEO)

La tendencia general que se observa en los perfiles es que parten de un valor de superficie que tiende a aumentar en profundidad para luego volver a decrecer: de este modo se define un bulbo de humedad que coincide con el máximo de humectación en profundidad (Figuras Anexo 2). Este bulbo es dependiente de la precipitación anual y de la parcela (perfil hídrico asociado). En todos los perfiles se observa que las mayores oscilaciones de humedad corresponden al bulbo, tanto en la variable lectura (cantidad de agua), como en profundidad. Por el contrario los valores de los puntos más profundos suelen ser más constantes, dependiendo de la precipitación del año correspondiente, y en algunos casos también depende de la parcela. En los sondeos que se perforaron

Como se ha comentado anteriormente, en el primer horizonte no se hicieron lecturas porque se iba a estimar su humedad por otros métodos, pero a partir del año 1999 se realizó su medición hasta el final del seguimiento. Como se puede observar, la profundidad a la que se realizaron las medidas el primer año fue muy irregular, cuestión que después se homogeneizó reprofundizando los sondeos. Esto significa que habrá que estimar los datos omitidos de estos horizontes, punto que se abordará con los valores de humedad, una vez aplicadas las ecuaciones de calibración.

También se observan en los perfiles la presencia de algunos puntos que se salen de la tendencia. En la Tabla 7.2 se enumeran estos casos; una vez transformados estos valores a humedad, se procedió a interpolarlos con los datos anterior y posterior.

Parcela	Año	Mes	Horizonte
6	1999	Octubre	120-130
7	2000	Julio	130-140
11	1997	Noviembre	60-70
11	1997	Enero	70-80
11	1997	Octubre	80-90
13	1997	Mayo	80-90

Parcela	Año	Mes	Horizonte
16	1998	Diciembre	90-100
19	1997	Septiembre	60-70
22	1997	Octubre	20-30
23	2000	Enero	70-80
25	2000	Septiembre	110-120
25	2002	Abril	60-70

Parcela	Año	Mes	Horizonte
26	2002	Junio	120-130
26	2002	Diciembre	120-130
29	1997	Octubre	80-90
27	2002	Junio	130-140
36	2000	Noviembre	70-80

Tabla 7.2: puntos fuera de la tendencia detectados en los perfiles.

Los bulbos, a veces presentan morfologías diversas ya que es fácil comprobar que pueden presentar abultamientos secundarios. Es el caso de las sondeos 4, 6, 9 14, 15, 16, 17, 18, 19, 20, 22, 24, 25, 32, 33, X e Y. La causa de esto se debe fundamentalmente a la presencia de un cambio textural que origina la capa de derrubios sobre el fondo de limos de los materiales de la Formación Guadix. Las máximas oscilaciones corresponden al bulbo más superficial.

Otra dato que se puede extraer de estos perfiles hídricos es la profundidad de oscilación del bulbo, que está lógicamente asociado a la precipitación del año. Por ejemplo en el sondeo 5 (Tabla 7.3), la máxima humectación llega a 90 cm (1997), mientras que para el año 1999 es de 30 cm. También esta profundidad de humectación está asociada a la textura de los horizontes más superficiales.

Parcela	Prof. máxima	Año	Prof. mínima	Año	Parcela	Prof. máxima	Año	Prof. mínima	Año
1	60	1996-2002	60	1996-2002	21	90	1997	30	1999
2	80	1997	30	2000	22	40	1997	30	1999
3	100	1997	30	1999	23	50	1997	20	1999
4	50	2000	30	1999	24	30	1997	20	1999
5	90	1997	30	1999	25	30	1996-2002	30	1996-2002
6	30	1997	20	1999	26	40	1997	30	1999
7	70	1997	20	1999	27	70	1997	20	1999
8	40	1997	30	1999	28	50	1997	20	1999
9	80	1997	70	1999	29	30	1997	20	1999
10	50	1996-2002	50	1996-2002	30	30	1996-2002	30	1996-2002
11	50	1997	40	1999	31	40	1997	20	1999
12	40	1997	30	2001	32	70	1997	30	1999
13	50	1997	40	1999	33	60	1997	40	1999
14	70	1996-2002	70	1996-2002	35	70	1997	30	1999
15	70	1997	50	2000	36	60	1997	40	1999
16	70	1997	40	1999	37	50	2002	30	1998
17	70	1997	50	1999	X	30	1996-2002	30	1996-2002
18	30	1996-2002	30	1996-2002	Y	70	2000	40	1997
19	60	1996-2002	60	1996-2002	Z	90	1997	25	2000
20	70	1996-2002	70	1996-2002					

Tabla 7.3: Límites máximo y mínimo entre los que oscila el bulbo de humectación principal.

También los perfiles hídricos son muy valiosos para determinar si existe o no drenaje en profundidad. Esto viene establecido por la amplitud en las lecturas de los horizontes más profundos. Se podría comentar con carácter general, que este drenaje en profundidad es mínimo, por no decir nulo, ya que casi todas las curvas del año hidráulico confluyen en profundidad en un punto. La precipitación del año 1997

marcaría una cantidad (379 L/m²) a partir de la cual se inicia el drenaje en profundidad; pero este valor lo consideramos muy superior a la media. Los sondeos profundos nos pueden ilustrar todavía más sobre lo anterior: en el sondeo X, no se observa un drenaje superior a 120 cm en ninguno de los años del seguimiento; en el Y la profundidad máxima de humectación alcanzada es de 190 cm; en ambos casos esto es debido también en parte a la presencia de una discontinuidad litológica. En el sondeo Z, en donde no se aprecia tal discontinuidad, la profundidad máxima de humectación es de 200 cm, con un predominio de texturas franco arenosas. En los seguimientos temporales abundaremos más sobre esto.

Como se ha avanzado en líneas precedentes, debemos estimar los contenidos en agua de los horizontes superficiales y profundos de los que no tenemos datos, para disponer de contenidos de agua comparables y así poder realizar un análisis estadístico riguroso.

7.2.1 Estimación de datos omitidos: datos superficiales.

Mes	Ecuación	R ²	P-Valor	N
I	(Lect 0_10) = 0,0270+0,4137*(Lect 10_20)+0,0003*(pp I99_I02)	0,8608	0,0000	155
II	(Lect 0_10) = 0,0120+0,4257*(Lect 10_20)+0,0004*(pp II99_II02)	0,9224	0,0000	155
III	(Lect 0_10) = -0,0003+0,4813*(Lect 10_20)+0,0007*(pp III99_III02)	0,9319	0,0000	155
IV	(Lect 0_10) = -0,0240+0,4550*(Lect 10_20)+0,0014*(pp IV99_IV02)	0,8861	0,0000	155
V	(Lect 0_10) = -0,0101+0,6369*(Lect 10_20)-0,0001*(pp V99_V02)	0,8878	0,0000	155
VI	(Lect 0_10) = 0,0089+0,4589*(Lect 10_20)-0,0001*(pp VI99_VI02)	0,4365	0,0000	149
VII	(Lect 0_10) = 0,0173+0,3496*(Lect 10_20)-0,0001*(pp VII99_VII02)	0,4087	0,0000	155
VIII	(Lect 0_10) = 0,0246+0,2619*(Lect 10_20)+0,0001*(pp VIII99_VIII02)	0,2230	0,0000	155
IX	(Lect 0_10) = 0,0138+0,4383*(Lect 10_20)+0,0009*(pp IX99_IX01)	0,8930	0,0000	116
X	(Lect 0_10) = 0,1381+0,4979*(Lect 10_20)-0,0015*(pp X99_X01)	0,7913	0,0000	116
XI	(Lect 0_10) = 0,0174+0,4124*(Lect 10_20)+0,0002*(pp XI98_XI01)	0,8476	0,0000	115
XII	(Lect 0_10) = 0,0456+0,3516*(Lect 10_20)+0,0003*(pp XII98_XII01)	0,7146	0,0000	115

Tabla 7.4: ecuaciones mensuales y estadísticas.

El cálculo de las humedades del horizonte 0–10 cm del periodo 1996–1998 se realizará mediante 12 regresiones múltiples (una para cada mes), utilizando como variable predictora la precipitación de ese mes y las lecturas correspondientes del horizonte inferior (10–20 cm) de todos los sondeos. Las ecuaciones obtenidas de este

modo son las de la Tabla 7.4 que reflejan adecuados valores de correlación y significatividad.

7.2.2 Estimación de datos omitidos: datos profundos.

Como se observa en los perfiles hídricos, en el año 1996 hay un déficit de datos de humedad de horizontes profundos; estos datos, igual que en el caso anterior, se completaron por regresiones múltiples. Para ello, en el conjunto de datos completos se ha obtenido una ecuación de regresión múltiple entre los horizontes que presentan datos *missing* (por ejemplo, en la parcela 1, horizontes 11 al 14), y el resto de horizontes (en la misma parcela 1, horizontes del 1 al 10). Posteriormente, se han ido eliminando aquellos horizontes cuyo P-valor no fuera significativo (> 0.05). De este modo al final queda una ecuación que es combinación lineal de aquellos horizontes que tienen peso en la regresión. Generalmente la humedad de los horizontes más profundos es función de los horizontes más próximos, y también de algunos otros horizontes más superficiales que son más difíciles de generalizar. Por el contrario, siempre se ha notado que hay tendencia a rechazar las humedades de los perfiles pertenecientes al bulbo. Se ha obtenido una ecuación para cada uno de los horizontes omitidos como se recoge en la Tabla 7.5. Estos modelos siempre tenían P-valores < 0.0000 . También se ha realizado el cálculo incorporando el valor estimado a la serie de datos, pero los resultados obtenidos no eran mucho mejores y exigía mucho más tiempo, por lo que se omitió este procedimiento.

Para el caso del sondeo 36 no se pudo obtener una regresión aceptable, seguramente debido a que la proximidad del bulbo de humectación producía un distanciamiento entre los valores afines. Este comportamiento motivó que, para no perder un tratamiento del suelo, utilizáramos el valor medio del conjunto de datos de cada perfil a la hora de hacer el análisis comparativo.

Capítulo 7

Parcela	Modelo	R ²	p-Valor
Parcela 1	H10 = 0.0180- H5*0.2100- H6*0.6040+ H7*0.3040+ H9*1.0380	0,9841	0.0000
	H11 = 0.0481-H5*0.1248+H8*0.3066+H10*0.4995	0,9474	0.0000
	H12 = 0.0578+H9*0.3124+H10*0.3014	0,9336	0.0000
	H13 = 0.1309-H4*0.0900+H9*0.4047	0,8931	0.0000
	H14 = 0.1087+H9*0.3676	0,8664	0.0000
Parcela 2	H8 = 0.0219+H3*0.1702-H4*0.2644-H6*0.4071+H7*1.3326	0,9734	0.0000
	H9 = 0.0412-H6*0.6967+H7*1.2981	0,9444	0.0000
	H10 = 0.1127-H2*0.1878+H7*0.6901	0,8622	0.0000
	H11 = 0.1517-H2*0.2017+H7*0.6281	0,6567	0.0000
	H12 = 0.1265-H2*0.3512+H6*0.8581	0,4554	0.0000
Parcela 3	H13 = 0.1184-H2*0.3432+H6*0.8510	0,3598	0.0000
	H14 = 0.1434-H2*0.3449+H6*0.7959	0,3084	0.0000
	H10 = 0.0253+H9*1.1559+H2*0.1947-H3*0.2881+H5*0.4761-H6*0.7066+H7*0.5237-H8*0.5574	0,9655	0.0000
	H11 = 0.0176-H1*0.0765+H5*0.3282-H7*0.4240+H9*0.8858	0,9532	0.0000
	H12 = 0.0353-H1*0.1121+H4*0.2396-H7*0.2545+H9*0.6002	0,9235	0.0000
Parcela 4	H13 = 0.0420-H1*0.0829+H9*0.4679	0,8693	0.0000
	H14 = 0.0445-H3*0.1095+H6*0.5210-H7*0.5947+H9*0.4886	0,8357	0.0000
	H11 = 0.0119-H4*0.0667+H10*0.8804	0,9546	0.0000
	H12 = 0.0375+H3*0.4529-H4*0.9941+H6*0.4625+H10*1.1514	0,8829	0.0000
	H13 = 0.0438-H1*0.2500+H3*0.9150-H4*1.2003+H7*0.6623-H9*0.8502+H10*1.9258	0,8846	0.0000
Parcela 5	H14 = 0.0618-H1*0.3172+H3*0.9757-H4*1.0360+H10*1.2262	0,8800	0.0000
	H10 = 0.0252-H1*0.0697-H8*0.4874+H9*1.4092	0,9604	0.0000
	H11 = 0.0358-H1*0.0952-H8*0.7338+H9*1.5277	0,9193	0.0000
	H12 = 0.0455-H1*0.1147+H5*0.4762-H7*0.6885+H9*1.0085	0,8786	0.0000
	H13 = 0.0443-H3*0.3377+H5*1.0082-H7*1.0020+H9*1.1723	0,8367	0.0000
Parcela 6	H14 = 0.0621-H3*0.4205+H5*0.8489-H8*1.7138+H9*2.0851	0,7878	0.0000
	H10 = 0.0076-H2*0.1169+H4*0.3944-H6*0.3893+H9*0.9586	0,9682	0.0000
	H11 = 0.0043-H2*0.0475+H9*0.6469	0,9487	0.0000
	H12 = 0.0181-H3*0.5081+H4*0.8089-H8*0.3233+H9*0.6173	0,8488	0.0000
	H13 = 0.0084-H3*0.5601+H4*0.6916+H9*0.5850	0,8755	0.0000
Parcela 7	H14 = 0.0156-H2*0.3056+H4*0.7548-H6*0.6064+H9*0.8373	0,9127	0.0000
	H10 = 0.0077-H6*0.2107+H9*1.1890	0,9498	0.0000
	H11 = -0.0044-H6*0.1649+H9*0.9836	0,9383	0.0000
	H12 = 0.0067-H6*0.2074+H9*1.0435	0,9188	0.0000
	H13 = 0.0246-H6*0.2106+H9*0.9409	0,8894	0.0000
Parcela 8	H14 = 0.0399-H3*0.1557+H9*0.7702	0,7796	0.0000
	H13 = 0.0014-H3*0.1808+ H4*0.3771-H7*0.2332+H12*0.9614	0,9599	0.0000
	H14 = 0.0327-H7*0.2438+H10*0.3129+H12*0.5095	0,8860	0.0000
Parcela 9	H11 = 0.0061+H5*0.1102-H8*0.2501+H10*0.9740	0,9281	0.0000
	H12 = 0.0223+H5*0.1335-H8*0.5573+H9*0.3461+H10*0.9821	0,9032	0.0000
	H13 = 0.0062+H4*0.2120-H8*0.7413+H10*2.0274	0,8923	0.0000
	H14 = 0.0203-H8*0.6135+H10*2.0459	0,8595	0.0000
Parcela 10	H13 = -0.0031-H2*0.2926+H3*0.3444-H6*0.1272+H12*1.2571	0,9626	0.0000
	H14 = 0.0038-H2*0.3266+H3*0.5601-H4*0.3123+H12*1.1936	0,9304	0.0000
	H13 = -0.0075-H3*0.1898+H4*0.3847-H6*0.3362+H8*0.2350-H10*0.3526+H11*0.3760+H12*1.0449	0,9853	0.0000
Parcela 11	H14 = -0.0092-H3*0.1755+H4*0.1988+H8*0.2539-H9*0.5274+H12*1.1655	0,9752	0.0000
	H10 = 0.0160+H1*0.1176-H2*0.1596+H9*0.8615	0,9352	0.0000
	H11 = 0.0071-H3*0.1030-H7*0.4932+H8*0.6778+H9*0.6218	0,8424	0.0000
	H12 = 0.0302-H3*0.0784-H7*0.6373+H8*0.5765+H9*0.6885	0,7660	0.0000
	H13 = 0.0394-H3*0.1323-H7*0.2350+H9*0.8865	0,6756	0.0000
Parcela 12	H14 = 0.0458-H3*0.1050-H7*0.3169+H9*0.8701	0,5729	0.0000
	H10 = 0.0155-H4*0.2359+H8*0.5108+H9*0.7052	0,9009	0.0000
	H11 = 0.0184-H4*0.4751+H6*0.3673+H9*0.9851	0,8582	0.0000
	H12 = 0.0179-H7*0.5292+H8*0.7708+H9*0.6813	0,8396	0.0000
	H13 = 0.0251-H7*0.4997+H8*0.6297+H9*0.5921	0,8356	0.0000
Parcela 13	H14 = 0.0315-H4*0.3877+H5*0.5319-H7*0.7657+H8*0.7297+H9*0.5574	0,8217	0.0000
	H10 = 0.0270-H5*0.3241+H9*1.0307	0,9311	0.0000
	H11 = 0.0482-H2*0.8043+H3*0.7966-H5*0.7323+H9*1.2406	0,8578	0.0000
	H12 = 0.0735-H2*0.8500+H3*0.9056-H5*0.8320+H9*1.0624	0,7876	0.0000
	H13 = 0.0653-H2*0.8817+H3*0.6913-H7*0.5180+H9*1.1371	0,7023	0.0000
Parcela 14	H14 = 0.0847-H2*0.9501+H3*1.0338-H5*0.8259+H9*0.8257	0,6515	0.0000

Tabla 7.5: Ecuaciones calculadas para cada uno de los horizontes omitidos

Parcela	Modelo	R ²	p-Valor
Parcela 15	H10 = 0.0134-H2*0.2884+H3*0.3399-H7*0.4357+H9*1.5019	0,9345	0.0000
	H11 = 0.0136-H7*0.6978+H9*2.3007	0,8443	0.0000
	H12 = 0.0381-H7*0.8545+H9*2.6481	0,7914	0.0000
	H13 = 0.0440+H5*0.7525-H7*1.8304+H9*2.8088	0,7404	0.0000
	H14 = 0.0563-H4*0.5545+H5*1.3192-H7*1.7242+H9*2.2753	0,7168	0.0000
Parcela 16	H13 = 0.0681-H7*0.1435+H11*0.2232+H12*0.5998	0,9713	0.0000
	H14 = 0.0567-H8*0.2074+H11*0.8826	0,9578	0.0000
Parcela 17	H13 = 0.0120+H1*0.1072-H2*0.1369+H9*0.2107+H12*0.6477	0,9761	0.0000
	H14 = 0.0010*0.0073-H2*0.2891+H3*0.3382-H5*0.2349+H6*0.2801-	0,9691	0.0000
	H9 = 0.0185+H2*0.6217+H3*0.6121-H6*1.0857+H8*1.8291	0,8936	0.0000
	H10 = 0.0361-H2*0.4577+H3*0.3925-H6*1.1117+H8*1.7804	0,8827	0.0000
Parcela 18	H11 = 0.0225-H5*0.3895+H8*0.9083	0,8685	0.0000
	H12 = 0.0912+H1*0.3550-H2*0.6359+H3*0.2809-H5*0.5124+H8*0.7875	0,8236	0.0000
	H13 = 0.1769+H1*0.5921-H2*0.8582+H8*0.6943	0,6620	0.0000
	H14 = 0.2561+H1*0.6495-H2*1.2746+H3*0.6337-H5*0.6960+H8*0.6236	0,5948	0.0000
	H10 = 0.0165-H2*0.1374+H4*0.2284-H6*0.1802+H9*0.7468	0,9272	0.0000
Parcela 19	H11 = 0.0223-H2*0.1062+H9*0.5770	0,8096	0.0000
	H12 = 0.0420-H2*0.1502+H9*0.6240	0,7033	0.0000
	H13 = 0.0656-H2*0.8756+H3*0.8559-H6*0.6197+H8*0.7034	0,5994	0.0000
	H14 = 0.0685-H2*0.9400+H3*1.0878-H5*0.8883+H8*0.6488	0,5804	0.0000
	H13 = 0.0070-H9*0.1059+H12*1.1538	0,9749	0.0000
Parcela 20	H14 = 0.0126-H2*0.1881+H3*0.2976-H9*0.1829+H11*0.3203+H13*0.6374	0,9636	0.0000
	H13 = 0.0046-H9*0.0975+H12*1.0454	0,9798	0.0000
Parcela 21	H14 = 0.0140-H11*0.5903+H12*1.3703	0,9514	0.0000
	H10 = 0.0258-H8*0.4352+H9*1.3470	0,8871	0.0000
Parcela 22	H11 = 0.0532-H8*0.8680+H9*2.0263	0,7667	0.0000
	H12 = 0.1254+H4*1.0217-H5*1.5066-H8*1.6356+H9 4.8543	0,6561	0.0000
	H13 = 0.1786-H8*2.5228+H9*5.3544	0,5738	0.0000
	H14 = 0.2135+H3*0.7061-H5*3.1963+H6*2.5975-H8*3.1955+H9*5.3132	0,5967	0.0000
	H11 = 0.0434-H7*0.1185+H10*0.5676	0,8207	0.0000
Parcela 23	H12 = 0.0865+H1*0.0661-H3*0.0859-H7*0.0884+H9*0.2219	0,5984	0.0000
	H13 = 0.0851+H1*0.0746-H3*0.1019+H10*0.1636	0,4660	0.0000
	H14 = 0.0930-H8*0.0905 +H10*0.2080	0,3124	0.0000
	H7 = -0.0173-H1*0.1729+H4*0.6421-H5*0.9763+H6*1.6839	0,8932	0.0000
Parcela 24	H8 = -0.0399-H1*0.4640+H4*1.8178-H5*2.7553+H6*3.0374	0,7395	0.0000
	H9 = -0.0659-H1*0.7413+H4*2.9046-H5*3.7891+H6*3.5193	0,6563	0.0000
	H10 = -0.0182-H1*0.5377+H4*2.2465-H5*2.8661+H6*2.3379	0,6002	0.0000
	H11 = -0.0067-H1*0.4402+H4*1.9659-H5*2.4260+H6*1.7035	0,5824	0.0000
	H12 = 0.0245-H1*0.3453+H4*1.5712-H5*1.9213+H6*1.2434	0,5096	0.0000
	H13 = 0.0244-H1*0.3611+H4*1.6328-H5*2.0870+H6*1.3836	0,5169	0.0000
	H14 = 0.0317-H1*0.3427+H4*1.7221-H5*2.3133+H6*1.4992	0,5590	0.0000
	H10 = 0.0300-H5*0.0627+H9*0.5846	0,8873	0.0000
Parcela 25	H11 = 0.0198-H3*0.1901+H4*0.4324-H5*0.2162+H6*0.1683+H9*0.2423	0,7960	0.0000
	H12 = 0.0627-H3*0.0624+H9*0.3181	0,5037	0.0000
	H13 = 0.0619-H3*0.0513+H9*0.2457	0,6145	0.0000
	H14 = 0.0603-H2*0.0685+H9*0.2725	0,6491	0.0000
	H11 = -0.0014+H10*0.9457	0,9633	0.0000
Parcela 26	H12 = 0.0296-H2*0.3164+H3*0.4258-H4*0.2191+H10*0.8453	0,9562	0.0000
	H13 = 0.0449+H1*0.2395-H2*0.4118+H5*0.1721+H10*0.7189	0,8496	0.0000
	H14 = 0.1046+H1*0.6416-H2*0.7610+H10*0.8733	0,4547	0.0000
	H10 = 0.0131-H4*0.2360+H6*0.5807-H7*0.5189+H9*1.1452	0,9105	0.0000
Parcela 27	H11 = 0.0195+H5*0.4392+H6*0.6534-H7*0.5082+H9*1.0316	0,8237	0.0000
	H12 = 0.0551+H3*0.2320-H4*0.6545+H6*0.5695-H7*0.4162+H9*0.6346	0,6699	0.0000
	H13 = 0.0602-H4*0.2588+H6*0.4484-H7*0.4533+H9*0.6656	0,5842	0.0000
	H14 = 0.0696-H5*0.5641+H6*0.4607+H9*0.2962	0,3724	0.0000
Parcela 28	H13 = -0.0027+H11*0.5565+H12*0.6860	0,9749	0.0000
	H14 = 0.0024+H3*0.1852-H4*0.4370+H5*0.2633-H9*0.4208+H11*0.6821+H12*0.8395	0,9800	0.0000
Parcela 29	H14 = -0.0249+H2*0.2724-H3*0.2683+H13*1.5388	0,9760	0.0000
Parcela 30	H14 = 0.0103+H11*0.1923+H13*0.6613	0,9837	0.0000

Tabla 7.5: Ecuaciones calculadas para cada uno de los horizontes omitidos. Continuación.

Capítulo 7

Parcela	Modelo	R ²	p-Valor
Parcela 31	H10 = 0.0144-H3*0.1414+H5*0.3955-H6*0.3072+H9*1.0558	0,9719	0.0000
	H11 = 0.0152-H3*0.2050+H5*0.5279-H6*0.4028+H9*1.2184	0,9320	0.0000
	H12 = 0.0372-H3*0.2261+H5*0.5089-H6*0.3452+H9*0.8845	0,9019	0.0000
	H13 = 0.0345+H2*0.3644-H3*0.7290+H5*0.9482-H6*0.6696+H9*0.9545	0,8461	0.0000
	H14 = 0.0331+H2*0.3899-H3*0.8056+H5*1.0582-H6*0.7247+H9*0.9183	0,8348	0.0000
Parcela 32	H12 = 0.0370-H9*0.2177+H11*0.8947	0,9694	0.0000
	H13 = 0.0815-H9*0.2670+H11*0.6406	0,9217	0.0000
	H14 = 0.1183-H9*0.5401+H11*0.7967	0,8633	0.0000
Parcela 33	H12 = 0.0283-H4*0.0684-H9*0.3412+H10*0.5611+H11*0.7965	0,9816	0.0000
	H13 = 0.0231+H11*1.0497	0,9660	0.0000
	H14 = 0.0208H4*0.2561+H5*0.2185-H9*0.3695+H11*1.3209	0,9766	0.0000
Parcela 35	H12 = 0.0396-H8*0.2175+H10*0.2816+H11*0.7625	0,9897	0.0000
	H13 = 0.0231-H1*0.2001+H4*0.3227-H7*0.2223+H10*0.1667+H11*0.8295	0,9904	0.0000
	H14 = 0.0312-H1*0.0959+H11*0.8783	0,9758	0.0000
Parcela 36	H9 = 0.0029-H6*0.2800+H7*0.4611+H8*0.7254	0,9222	0.0000
	H10 = 0.0243-H1*0.1268+H7*0.3428+H8*0.4774	0,6597	0.0000
Parcela 37	No faltan valores está completo		
Parcela X	H11 = 0.0244-H1*0.0299+H7*0.2957+H9*0.3767	0,8660	0.0000
	H12 = 0.0516-H4*0.0822+H7*0.2379+H10*0.6477	0,8591	0.0000
	H13 = 0.1193-H1*0.1226+H10*1.5100	0,7567	0.0000
	H14 -H1+H8+H9+H10 = 0.2094-H1*0.1702-H8*1.2650+H9*1.3657+H10*2.1967	0,7222	0.0000
Parcela Y	H11 = 0.0217-H5*0.1967+H6*0.3405+H10*0.8512	0,8464	0.0000
	H12 = 0.0542-H5*0.1160+H7*0.4818+H10*0.5492	0,8278	0.0000
	H13 = 0.0680-H5*0.1421+H7*0.4599+H10*0.6290	0,8368	0.0000
	H14 = 0.0573-H5*0.2480+H6*0.4033+H10*0.9163	0,7956	0.0000
Parcela Z	H10 = 0.0105-H2*0.0941+H5*0.1995-H7*0.1938+H9*1.0502	0,9787	0.0000
	H11 = 0.0168-H7*0.1701+H9*0.9358	0,9498	0.0000
	H12 = 0.0466-H8*0.4763+H9*1.0158	0,9053	0.0000
	H13 = 0.0546-H8*0.5747+H9*1.0148	0,7944	0.0000
	H14 = 0.0677-H1*0.2943+H3*0.4505-H4*0.4479+H9*0.6995	0,7496	0.0000

Tabla 7.5: Ecuaciones calculadas para cada uno de los horizontes omitidos. Continuación.

7.3 PERFILES HÍDRICOS (OBTENIDOS A PARTIR DE HUMEDAD)

Una vez definidas las calibraciones, se aplicaron estas ecuaciones a cada horizonte (Tabla: 7.5) para obtener el contenido total de humedad (L/m^2 para el espesor de cada horizonte). Las Figuras del Anexo 3, expresan estos valores para todas las parcelas, presentando los perfiles hídricos una morfología similar a los del apartado anterior, dado que la relación es lineal. En estos datos sólo falta completar los meses de diciembre 97 y enero 98, que se estimarán más adelante para cada perfil, en vez de para cada horizonte como se ha hecho hasta ahora

El histograma de distribución global de todos los datos (Figura 7.1), manifiesta claramente un sesgo a la izquierda (en torno a $18 L/m^2$), como era de esperar debido al carácter semiárido del área en el que se desarrolla el trabajo. Se han aplicado numerosos algoritmos para intentar normalizar esta variable sin resultado. El test de Shapiro-Wilk no se pudo ejecutar debido al elevado número de datos disponible (37525 datos). Sin embargo los tests de Chi-cuadrado y el test de Kolmogorov-Smirnov confirman que, en efecto, la distribución está lejos de ser una distribución normal (el p-valor más pequeño de los tests realizados es inferior a 0.01 con un nivel de confianza del 99%).

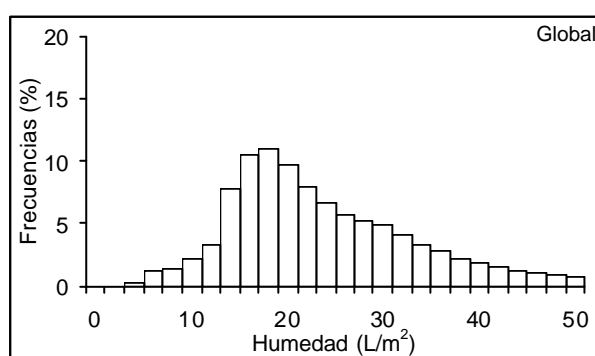


Figura 7.1: histograma de distribución global de todos los datos.

Para paliar el efecto que ejerce la aridez del clima, se estratificaron estas medidas (Tabla 7.6), según se tomaran en meses secos (precipitación <3.4 mm),

lluviosos (>40mm) y resto de meses (entre 3.4 y 40 mm). Los histogramas de distribución de estos tres casos se recogen en la Figura 7.2 en donde también se indican los estadísticos principales. Sin embargo, como en el caso anterior, ninguno de los tests utilizados definió una distribución normal, para igual nivel de significación.

Mes Año	E	F	Mz	A	My	J	Jl	Ag	S	O	N	D	Total
96	79	37	18	20	52	0	4	14	40	10	45	82,3	496,1
97	85	0	0	55	49	37	0	8	71	14	54	110	577,9
98	8,2	29	22	12	84	7,8	0	8	32	0	6,3	12	318,9
99	45	25	24	0,8	10	2,5	3	0	11	88	39	14	360,9
00	6,3	0	17	16	96	0	0	0	22	61	16	67,4	302,2
01	29	19	34	0	67	7,8	0	0	26	56	29	26,2	293,6
02	4,9	0,8	37	0	12	23	0	24	8	17	55	19,8	203,1

Tabla 7.6. Estratificación realizada en las medidas de precipitación mensual

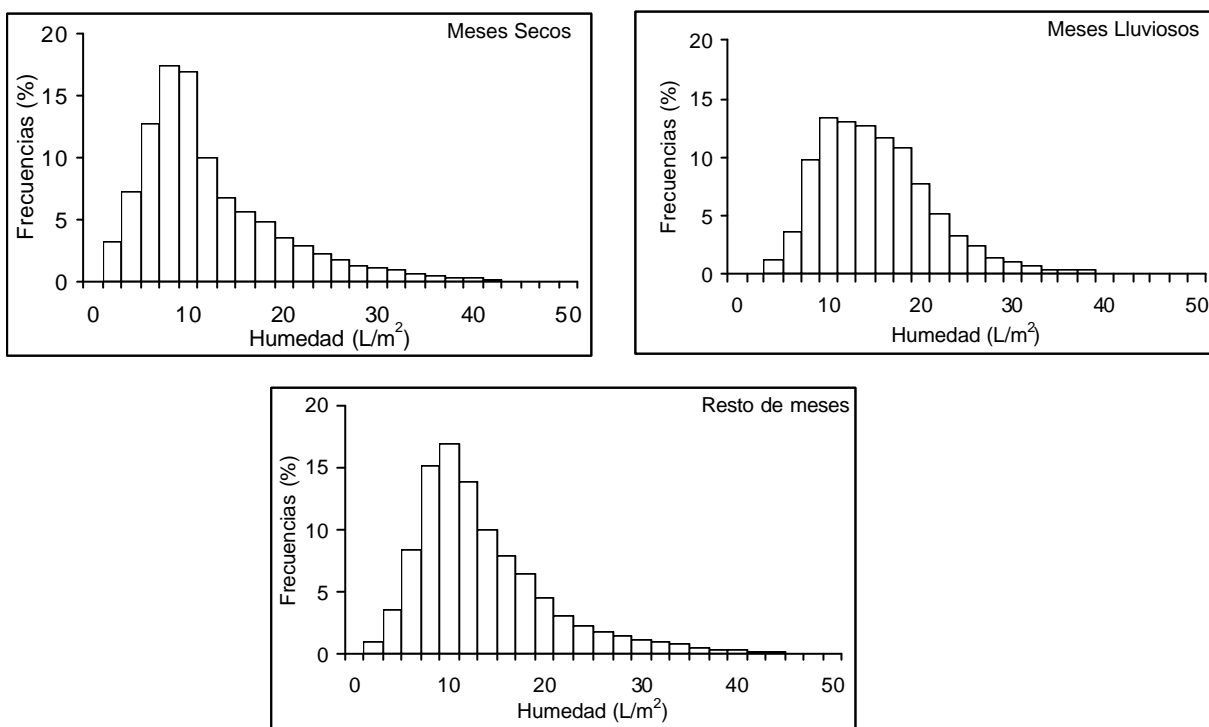


Figura 7.2: histogramas de distribución de los datos según meses secos, lluviosos y resto de meses.

Finalmente en las Figuras A1 del anexo A1 se representan los histogramas de distribución de estos datos según parcelas (ordenadas a su vez por tratamientos) en las

que se manifiestan tendencias similares. También se han hecho otras combinaciones de histogramas (horizontes, tratamientos, parcela y horizontes, tratamientos y horizontes, meses secos y horizontes, etc) que implican reducir progresivamente el número de datos, y en los que también se ha aplicado el test de Shapiro-Wilk, obteniendo resultado similar.

7.4 EVOLUCIÓN TEMPORAL

El análisis comparativo de los tratamientos entre sí se debe efectuar analizando estadísticamente los diferentes contenidos de agua de cada punto (parcela) a lo largo del tiempo. Antes de proceder a tal análisis conviene estimar los datos de humedad de los meses omitidos, diciembre 1997–enero 1998, ya que, como se comentó, no se pudieron obtener. Por ello se establecerán las series temporales según tres horizontes a diferente profundidad: 0–10, 60–70 y 130–140, que se consideran de especial interés porque el primero refleja la incidencia directa con la precipitación, el segundo está relacionado con las oscilaciones del bulbo de humectación y el tercero, en principio, presenta una evolución diferente, más independiente de la precipitación. También se completarán los datos de la evolución del valor medio del contenido de humedad de cada parcela.

7.4.1 Estimación de datos del contenido de humedad omitidos

7.4.1.1 Horizonte 0–10 cm

Este horizonte refleja estrechamente los periodos de máxima precipitación (de octubre a enero), como se aprecia en la Figura 7.3. Por ello también se ajustó, como en el caso anterior, un modelo polinomial de segundo orden, utilizando como predictor la precipitación acumulada. De este modo se obtuvo la Tabla 7.7 donde se recogen las ecuaciones de cada parcela. Todos los ajustes fueron satisfactorios.

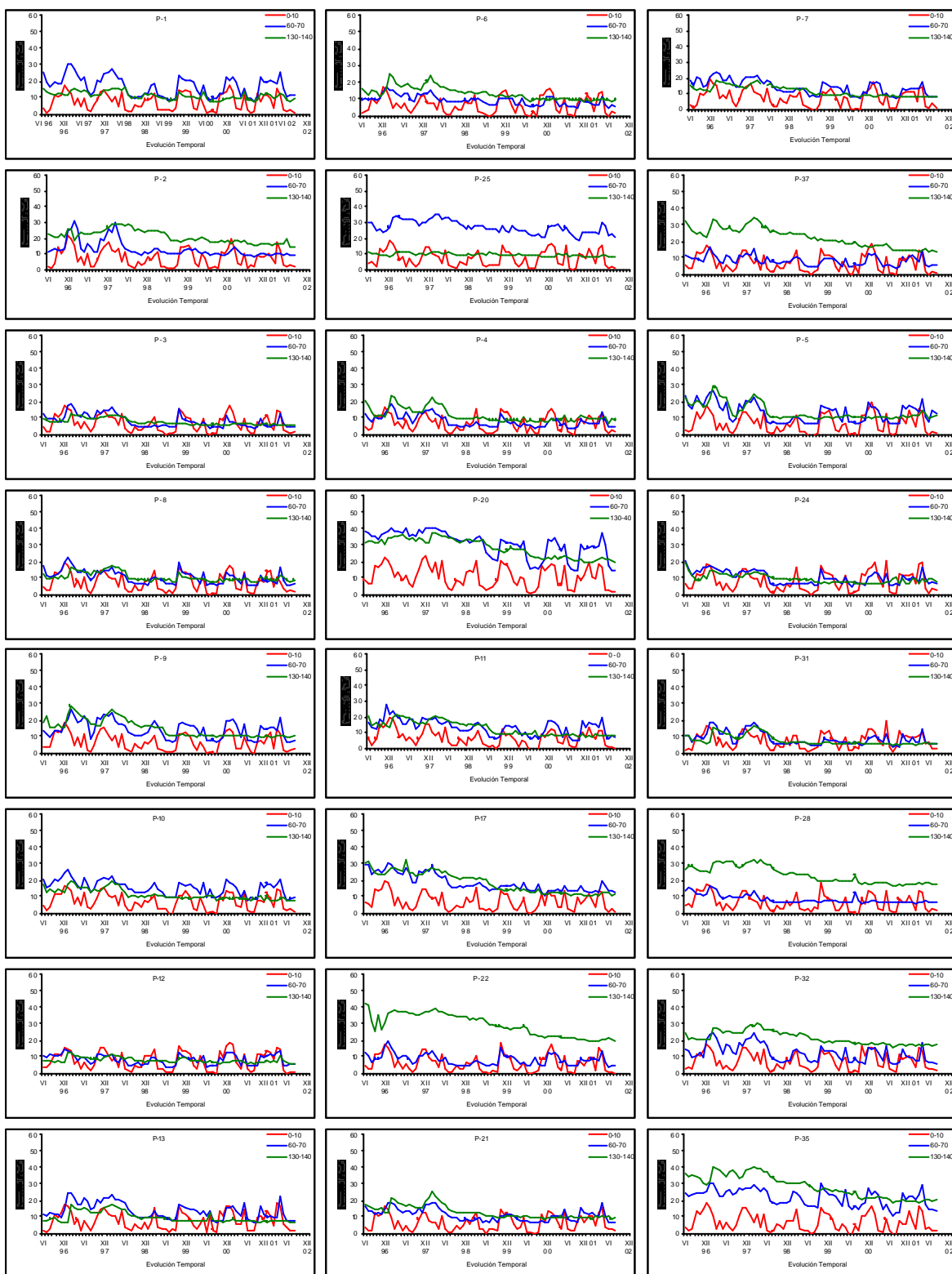


Figura 7.3: evolución temporal de la humedad de los horizontes 0–10, 60–70 y 130–140.

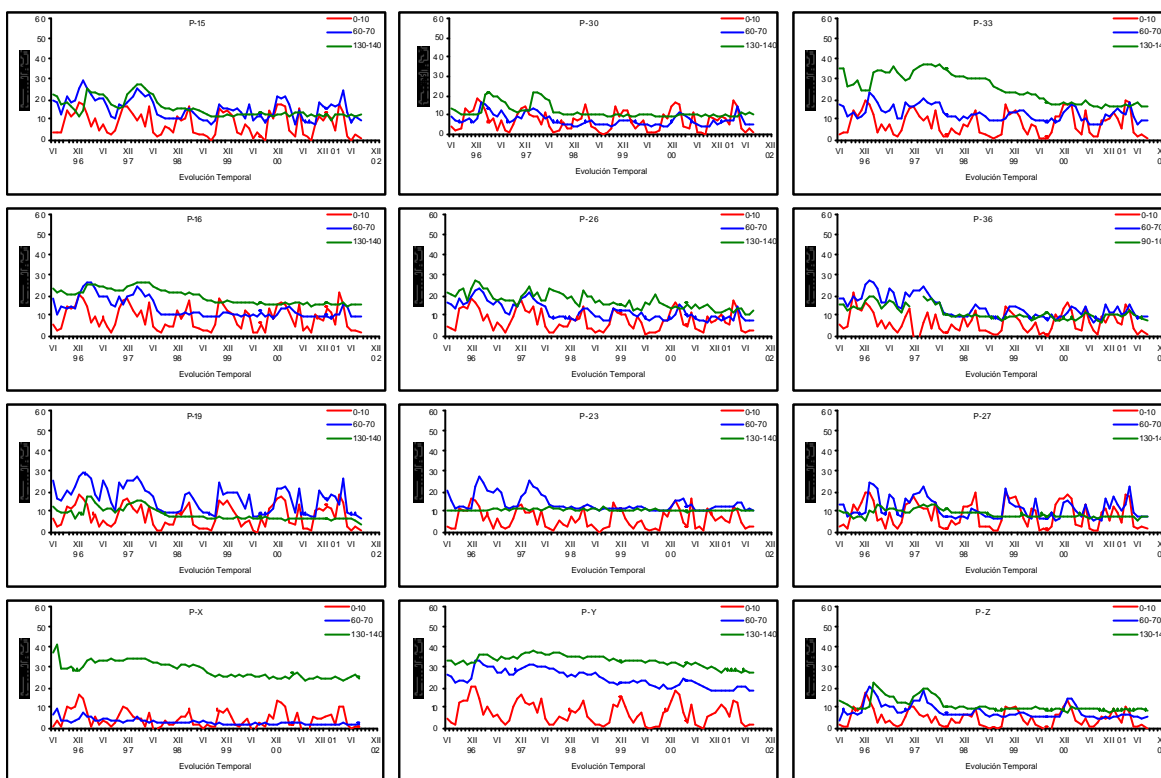


Figura 7.3: evolución temporal de la humedad de los horizontes 0–10, 60–70 y 130–140. Continuación.

Ecuaciones 0 –10 cm	R ²	N	p-Valor
P1 = -0.520384+0.160445*(Pp acum)-0.000433016*(Pp acum) ²	0.8167	6	0.0149
P6 = -0.379951+0.13924*(Pp acum)-0.000385051*(Pp acum) ²	0.8650	6	0.0081
P7 = -0.399285+0.183164*(Pp acum)-0.000508142*(Pp acum) ²	0.7808	6	0.0214
P2 = -1.45957+0.198382*(Pp acum)-0.000534934*(Pp acum) ²	0.8872	6	0.0057
P25 = -1.19441+0.173887*(Pp acum)-0.000482743*(Pp acum) ²	0.7773	6	0.0220
P37 = -1.14061+0.178128*(Pp acum)-0.000504483*(Pp acum) ²	0.7366	6	0.0308
P3 = -0.139452+0.159906*(Pp acum)-0.000432354*(Pp acum) ²	0.7622	6	0.0251
P4 = -0.492683+0.159021*(Pp acum)-0.000441526*(Pp acum) ²	0.8219	6	0.0141
P5 = -1.60293+0.172082*(Pp acum)-0.000473987*(Pp acum) ²	0.7571	6	0.0262
P8 = -1.19816+0.177119*(Pp acum)-0.000483571*(Pp acum) ²	0.8284	6	0.0131
P20 = 1.49048+0.234901*(Pp acum)-0.000632955*(Pp acum) ²	0.7732	6	0.0229
P24 = -0.732366+0.184555*(Pp acum)-0.000510689*(Pp acum) ²	0.8113	6	0.0158
P9 = -1.43451+0.182246*(Pp acum)-0.00050137*(Pp acum) ²	0.7942	6	0.0188
P11 = -1.2774+0.182002*(Pp acum)-0.000502487*(Pp acum) ²	0.8507	6	0.0099
P31 = -0.500138+0.162227*(Pp acum)-0.000435812*(Pp acum) ²	0.6819	6	0.0450
P10 = 0.0336195+0.166269*(Pp acum)-0.000456364*(Pp acum) ²	0.8269	6	0.0133
P17 = -1.39781+0.175866*(Pp acum)-0.000478509*(Pp acum) ²	0.7167	6	0.0357
P28 = -0.465682+0.158409*(Pp acum)-0.000447931*(Pp acum) ²	0.8232	6	0.0139
P12 = -1.02192+0.183052*(Pp acum)-0.000509066*(Pp acum) ²	0.7918	6	0.0193
P22 = -1.93167+0.182531*(Pp acum)-0.000506186*(Pp acum) ²	0.7037	6	0.0390
P32 = -1.18073+0.186695*(Pp acum)-0.000506051*(Pp acum) ²	0.7261	6	0.0333

Tabla 7.7: Ecuaciones 0 –10 cm de cada parcela.

Ecuaciones 0 –10 cm	R ²	N	p-Valor
P13 =-0.450391+0.168726*(Pp acum)-0.000450046*(Pp acum) ²	0.8462	6	0.0105
P21 =-0.90029+0.150076*(Pp acum)-0.000423926*(Pp acum) ²	0.8018	6	0.0175
P35 =-1.27283+0.194633*(Pp acum)-0.000546392*(Pp acum) ²	0.7194	6	0.0350
P14 =-1.09047+0.148783*(Pp acum)-0.000404932*(Pp acum) ²	0.7453	6	0.0288
P18 =-0.280528+0.186406*(Pp acum)-0.000520113*(Pp acum) ²	0.8092	6	0.0162
P29 =-1.45587+0.184221*(Pp acum)-0.000511847*(Pp acum) ²	0.8474	6	0.0104
P15 =-0.723857+0.185887*(Pp acum)-0.000497683*(Pp acum) ²	0.7261	6	0.0333
P30 =-0.583204+0.159397*(Pp acum)-0.000435746*(Pp acum) ²	0.7550	6	0.0267
P33 =-1.11143+0.18518*(Pp acum)-0.000496303*(Pp acum) ²	0.6833	6	0.0446
P16 =-0.447359+0.208557*(Pp acum)-0.00057652*(Pp acum) ²	0.7096	6	0.0375
P26 =-1.81311+0.206926*(Pp acum)-0.000547748*(Pp acum) ²	0.8824	6	0.0061
P36 =-0.950969+0.171301*(Pp acum)-0.00046768*(Pp acum) ²	0.7521	6	0.0273
P19 =-1.21486+0.19666*(Pp acum)-0.000531437*(Pp acum) ²	0.7633	6	0.0249
P23 =-1.99377+0.166808*(Pp acum)-0.000441647*(Pp acum) ²	0.8357	6	0.0120
P27 =-0.912026+0.196913*(Pp acum)-0.000530456*(Pp acum) ²	0.7264	6	0.0333
PX =-1.21542+0.125953*(Pp acum)-0.000361595*(Pp acum) ²	0.7009	6	0.0398
PY =-0.768967+0.172499*(Pp acum)-0.000440881*(Pp acum) ²	0.7361	6	0.0309
PZ =-1.50429+0.128149*(Pp acum)-0.000347069*(Pp acum) ²	0.7044	6	0.0388

Tabla 7.3: Ecuaciones 0 –10 cm de cada parcela. Continuación.

7.4.1.2 Horizonte 60–70 cm

La serie temporal correspondiente a este horizonte presenta también profundas oscilaciones a lo largo del tiempo, aunque más atenuadas que en el caso anterior. Se comprueba que coinciden los máximos con los del horizonte 0–10 cm, aunque presentan un desfase que puede llegar a un mes. La amplitud de estas oscilaciones es variable en función de cada parcela, y en donde los mínimos se encuentran muy amortiguados y los máximos alcanzan la máxima extensión (es una excepción de esta regla las parcelas 16, 30 y X. También se comprueba, del mismo modo, que las parcelas 23 y 27 apenas acusen oscilaciones en la evolución de su humedad en el seguimiento. Por estas razones el ajuste más idóneo, a priori, sería también polinomial, pero el ajuste lineal no era desechable como, en efecto, se comprobó en algunos casos. La Tabla 7.8: presenta todas las ecuaciones obtenidas para cada parcela, en donde se observa que el ajuste obtenido no es completamente satisfactorio, especialmente en las parcelas 11, 12, 28 y X. La causa de estos desajustes puede explicarse a los fuertes ruidos que inducen los

horizontes superiores y, probablemente también, al cambio litológico señalado en el apartado de geomorfología (Figura 3. Perfil geomorfológico).

Ecuaciones 60–70 cm	R ²	N	p-Valor
P1 = 9.82295 + 0.128995*(Pp acum)-0.000259141*(Pp acum) ²	0.7658	8	0.0114
P6 = 7.75648 + 0.058564*(Pp acum)-0.000143192*(Pp acum) ²	0.3438	8	0.1504
P7 = 13.3679 + 0.0676749*(Pp acum)-0.000151259*(Pp acum) ²	0.4112	8	0.1147
P2 = 6.59147 + 0.17704*(Pp acum)-0.000411161*(Pp acum) ²	0.6035	8	0.0427
P25 = 28.8715 + 0.0138031*(Pp acum)	0.5262	8	0.0235
P37 = 6.00206 + 0.0681358*(Pp acum)-0.00017516*(Pp acum) ²	0.2228	8	0.2296
P3 = 8.28179 + 0.0612956*(Pp acum)-0.000144025*(Pp acum) ²	0.3213	8	0.1637
P4 = 6.232 + 0.0817142*(Pp acum)-0.000191166*(Pp acum) ²	0.5777	8	0.0500
P5 = 6.92835 + 0.119098*(Pp acum)-0.000263585*(Pp acum) ²	0.4511	8	0.0963
P8 = 8.4782 + 0.0579777*(Pp acum)-0.000126585*(Pp acum) ²	0.3792	8	0.1309
P20 = 35.169 + 0.0401309*(Pp acum)-0.0000796024*(Pp acum) ²	0.5084	8	0.0730
P24 = 10.0596 + 0.0378246*(Pp acum) – 0.0000709086*(Pp acum) ²	0.6242	8	0.0373
P9 = 8.87542 + 0.131147*(Pp acum)-0.000295148*(Pp acum) ²	0.5046	8	0.0745
P11 = 11.8246 + 0.0898179*(Pp acum)-0.000238574*(Pp acum) ²	0.3179	7	0.2068
P31 = 3.17903 + 0.110672*(Pp acum)-0.000226028*(Pp acum) ²	0.8200	8	0.0059
P10 = 12.4663 + 0.0840504*(Pp acum)-0.00019438*(Pp acum) ²	0.4691	8	0.0886
P17 = 17.462 + 0.0866237*(Pp acum)-0.000197832*(Pp acum) ²	0.4431	8	0.0998
P28 = 7.27033 + 0.0510187*(Pp acum)-0.000132033*(Pp acum) ²	0.2828	7	0.2286
P12 = 4.69888 + 0.0846052*(Pp acum)-0.00023548*(Pp acum) ²	0.4082	6	0.1557
P22 = 5.19541 + 0.0676356*(Pp acum)-0.000161053*(Pp acum) ²	0.4397	8	0.1013
P32 = 10.3794 + 0.0854541*(Pp acum)-0.000163869*(Pp acum) ²	0.6385	8	0.0339
P13 = 13.9294 + 0.0669582*(Pp acum)-0.00013682*(Pp acum) ²	0.5537	8	0.0574
P21 = 9.78164 + 0.0668926*(Pp acum)-0.000144703*(Pp acum) ²	0.5417	8	0.0613
P35 = 23.9516 + 0.0344616*(Pp acum)-0.00007065*(Pp acum) ²	0.3802	8	0.1304
P14 = 14.1331 + 0.0223945*(Pp acum)	0.4266	8	0.0471
P18 = 8.29219 + 0.0300773*(Pp acum)-0.0000669273*(Pp acum) ²	0.3097	8	0.1707
P29 = 4.94553 + 0.0546427*(Pp acum)-0.00011948*(Pp acum) ²	0.4741	8	0.0865
P15 = 8.83922 + 0.0979837*(Pp acum) – 0.000165067*(Pp acum) ²	0.8038	8	0.0074
P30 = 4.19479 + 0.0662786*(Pp acum)-0.000142258*(Pp acum) ²	0.7113	8	0.0193
P33 = 9.66849 + 0.0763897*(Pp acum)-0.000144384*(Pp acum) ²	0.5906	8	0.0462
P16 = 15.4004 + 0.0189556*(Pp acum)	0.4418	8	0.0431
P26 = 8.69928 + 0.0873897*(Pp acum)-0.000176559*(Pp acum) ²	0.6950	8	0.0222
P36 = 12.534 + 0.0973935*(Pp acum)-0.000224057*(Pp acum) ²	0.4905	8	0.0799
P19 = 11.2991 + 0.129185*(Pp acum)-0.00028167*(Pp acum) ²	0.3730	8	0.1342
P23 = 11.533 + 0.0301638*(Pp acum)	0.5934	7	0.0154
P27 = 6.34542 + 0.109132*(Pp acum)-0.000226137*(Pp acum) ²	0.5970	8	0.0445
PX = 4,50919-0,0211653*(Pp acum) + 0,000127102*(Pp acum) ² -2,06922E-7*(Pp acum) ³	0.4416	7	0.2283
PY = 27.5772 + 0.00853591*(Pp acum)	0.4415	8	0.0431
PZ = 5.10405 + 0.0726314*(Pp acum)-0.000150466*(Pp acum) ²	0.3942	8	0.1232

Tabla 7.8: Ecuaciones 60 – 70 cm de cada parcela .

7.4.1.3 Horizonte 130–140 cm

La Figura 7.3, expresa la evolución del horizonte 130-140 cm a lo largo del seguimiento. De modo general la evolución temporal acusa de modo claro la incidencia de la fuerte pluviometría de los dos primeros años; hacia el final del seguimiento, esta evolución tiende a hacerse progresivamente asintótica (salvo contados casos), con tendencia a una disminución progresiva. Sin embargo, los perfiles 23 y 25 se salen de esta regla general, mostrando un perfil con escasas oscilaciones alrededor de 10 L/m². Con estas indicaciones se optó por estimar sus datos con un modelo lineal. Este ajuste no es satisfactorio en algunos casos (parcelas 18, 23, 28 y 35).

A esta profundidad se definen tres valores asintóticos (Tabla 7.9), en torno a cuyos contenidos se pueden agrupar los perfiles:

Contenidos de humedad	Parcelas
<10 L/m ²	1, 3, 4, 5, 6, 7, 8, 9, 10, 11, 12, 13, 14, 15, 19, 21, 24, 25, 27, 31, 36, y Z
10-20 L/m ²	2, 16, 17, 23, 26, 28, 29, 32, 33, 35 y 37
>20 L/m ²	18, 20, 22, X e Y

Tabla 7.9: agrupación de parcelas por contenido de humedad.

La Tabla 7.10: presenta todas las ecuaciones obtenidas para cada parcela, en donde se observa que el ajuste obtenido es satisfactorio, salvo los casos de las parcelas 18, 23 y X.

Ecuaciones 130–140 cm	R ²	N	p-Valor
P1 = 10.2782 + 0.0158652*(Pp acum)	0.9508	7	0.0001
P6 = 15.2069 + 0.0188878*(Pp acum)	0.5578	7	0.0327
P7 = 13.4580 + 0.0140772*(Pp acum)	0.6233	6	0.0382
P2 = 22.7848 + 0.019587*(Pp acum)	0.9409	7	0.0002
P25 = 8.9665 + 0.00559851*(Pp acum)	0.6187	7	0.0220
P37 = 25.4026 + 0.0239006*(Pp acum)	0.7696	7	0.0059
P3 = 9.49132 + 0.00644664*(Pp acum)	0.8224	7	0.0030
P4 = 12.0379 + 0.0269785*(Pp acum)	0.7951	7	0.0044
P5 = 10.2015 + 0.0410212*(Pp acum)	0.8726	7	0.0013
P8 = 12.5027 + 0.0153257*(Pp acum)	0.8567	7	0.0018
P20 = 32.7369 + 0.0129802*(Pp acum)	0.5923	7	0.0263
P24 = 10.5291 + 0.00802403*(Pp acum)	0.5170	7	0.0416
P9 = 15.6995 + 0.0305131*(Pp acum)	0.8179	7	0.0032
P11 = 15.4673 + 0.0138638*(Pp acum)	0.7083	7	0.0109
P31 = 7.90618 + 0.0238005*(Pp acum)	0.8091	7	0.0036
P10 = 12.5883 + 0.0170375*(Pp acum)	0.7829	7	0.0051
P17 = 23.1539 + 0.0111567*(Pp acum)	0.5540	7	0.0335
P28 = 27.9049 + 0.00972012*(Pp acum)	0.5704	7	0.0303
P12 = 8.08777 + 0.00784084*(Pp acum)	0.7810	7	0.0052
P22 = 35.7273 + 0.00638098*(Pp acum)	0.4751	8	0.0352
P32 = 23.7357 + 0.0180782*(Pp acum)	0.9014	7	0.0007
P13 = 11.9314 + 0.0157675*(Pp acum)	0.7569	7	0.0068
P21 = 14.6209 + 0.0256655*(Pp acum)	0.6305	7	0.0203
P35 = 34.0085 + 0.0155672*(Pp acum)	0.5043	7	0.0446
P14 = 12.0568 + 0.0138842*(Pp acum)	0.5715	7	0.0301
P18 = 29.3573 + 0.00624317*(Pp acum)	0.2486	7	0.1446
P29 = 19.4580 + 0.0253704*(Pp acum)	0.5978	7	0.0254
P15 = 14.4058 + 0.0404826*(Pp acum)	0.8272	7	0.0028
P30 = 10.2325 + 0.0346299*(Pp acum)	0.8525	7	0.0019
P33 = 29.9784 + 0.0239784*(Pp acum)	0.7356	7	0.0084
P16 = 22.1345 + 0.0142461*(Pp acum)	0.8543	7	0.0018
P26 = 15.7234 + 0.0196387*(Pp acum)	0.4885	7	0.0486
P36 No se puede realizar el análisis. Todos los datos son iguales			
P19 = 9.94898 + 0.0170508*(Pp acum)	0.7864	7	0.0049
P23 = 11.1852-0.00081581*(Pp acum)	0.1917	6	0.2134
P27 = 9.45287 + 0.0110313*(Pp acum)	0.7182	8	0.0049
PX = 33.1815 + 0.00362239*(Pp acum)	0.4671	7	0.0544
PY = 34.2789 + 0.00983811*(Pp acum)	0.7125	8	0.0052
PZ = 11.0730 + 0.0246711*(Pp acum)	0.8028	7	0.0040

Tabla 7.10: Ecuaciones 130 –140 cm de cada parcela .

7.5 VALOR MEDIO DEL CONTENIDO DE HUMEDAD POR PARCELAS

Se recogen las series temporales del agua total almacenada en cada una de las parcelas, agrupadas por tratamiento, para el periodo de seguimiento.

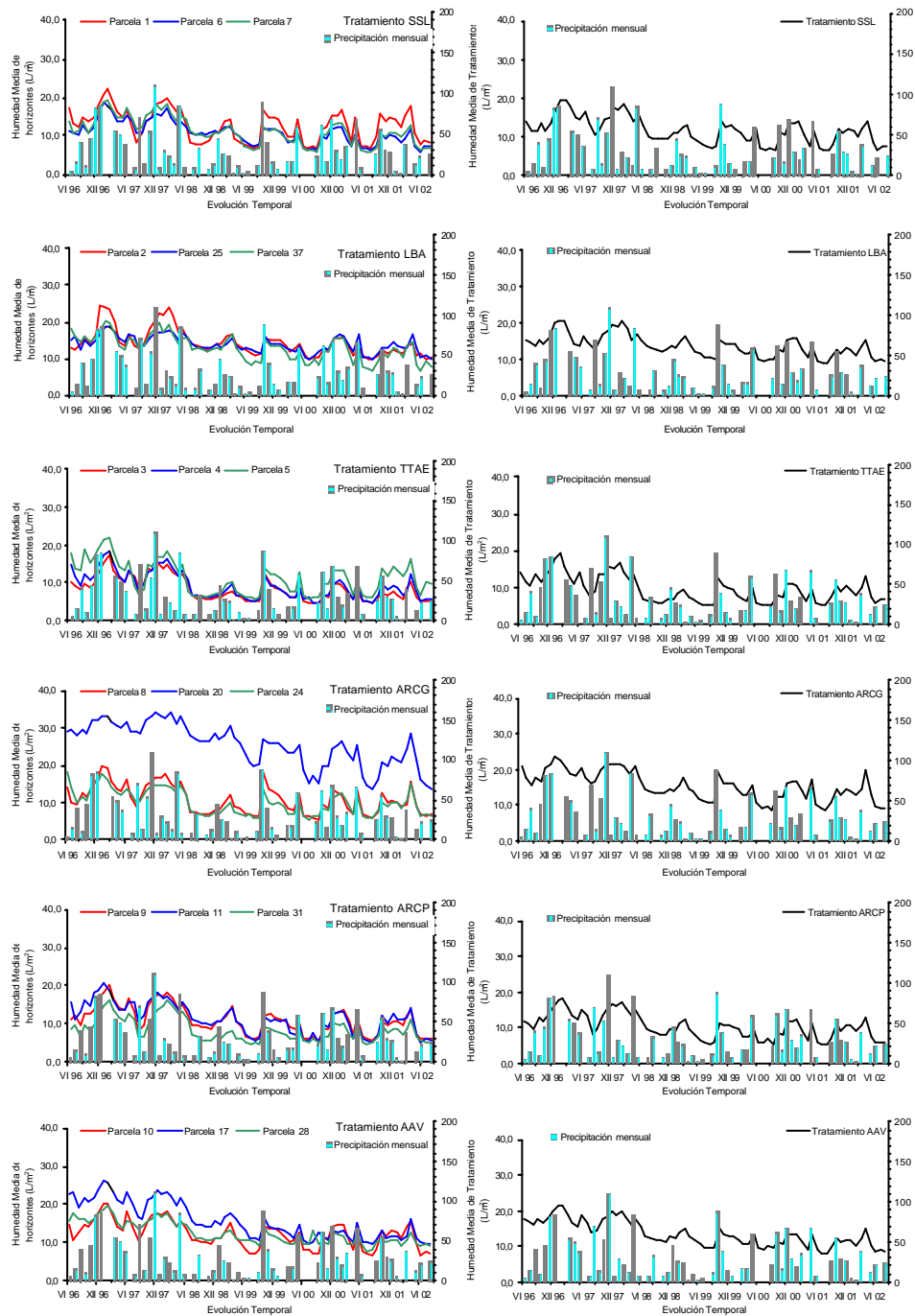


Figura 7.4: evolución temporal de la humedad por parcela, agrupadas por tratamiento, (izda) y la media del tratamiento (dcha).

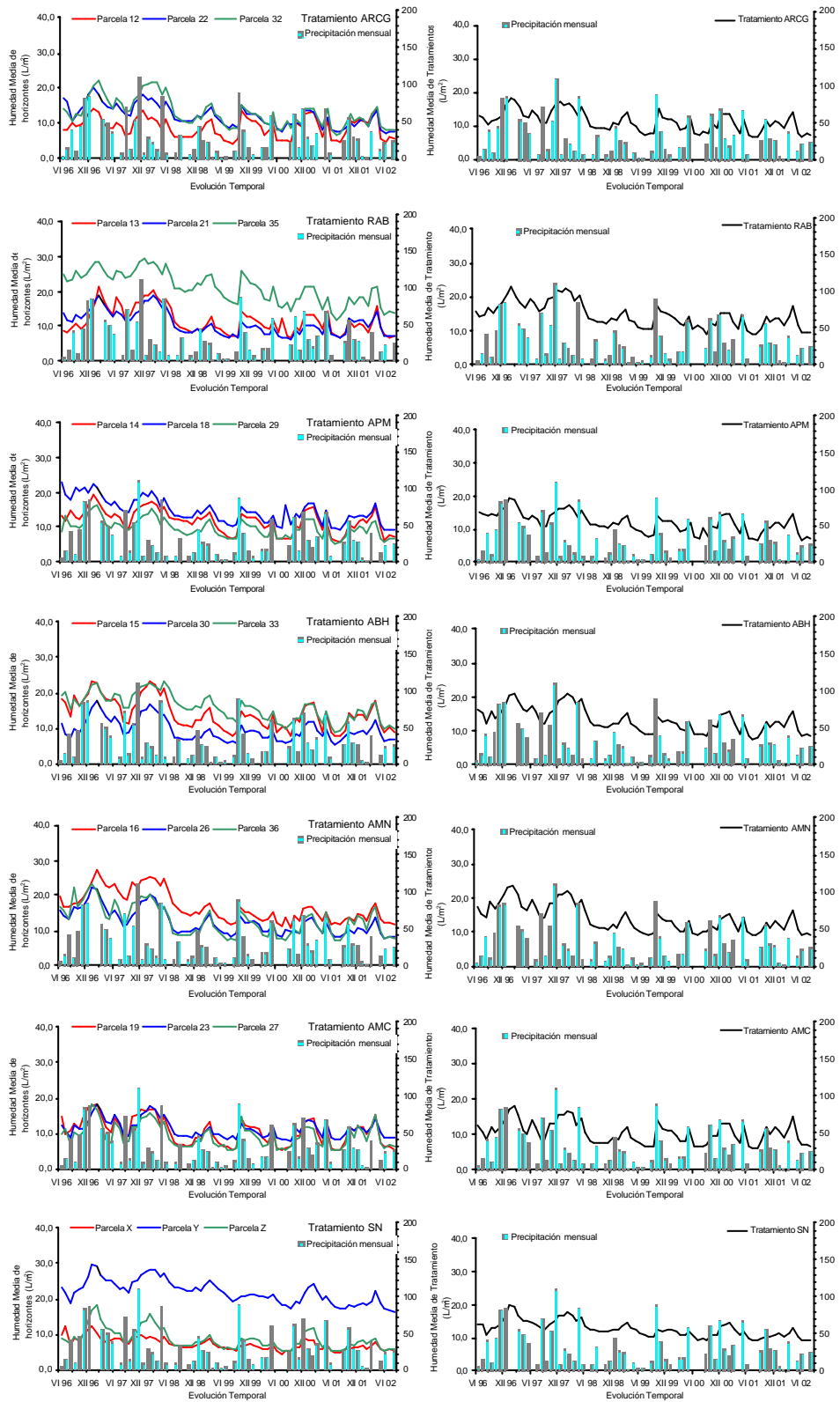


Figura 7.4: evolución temporal de la humedad por parcela, agrupadas por tratamiento, (izda) y la media del tratamiento (dcha). Continuación

De estas figuras se puede concluir que, como se ha comentado anteriormente, existe estrecha relación estacional entre precipitación y humedad del suelo, y también se define una tendencia interanual a disminuir los contenidos de agua, que también está de acuerdo con la tendencia interanual de la lluvia.

Se observa que los valores medios de cada parcela (Figura 7.4 izquierda) en cada mes sufren multitud de altibajos porque depende estrechamente de la precipitación. Para estimar los datos omitidos se intentó utilizar un modelo de series temporales (ARIMA).

Parcela	Modelo	R ² ajustado	P-valor modelo
1	P1 = 0.0757699+0.000846379*(PP acum)-0.00000159192*(PP acum)^2	0.8780	0.0022
2	P2 = 0.112377+0.000979984*(PP acum)-0.00000212696*(PP acum)^2	0.7045	0.0205
3	P3 = 0.07827+0.0007293*(PP acum)-0.00000183298*(PP acum)^2	0.5237	0.1008
4	P4 = 0.0720228+0.000675264*(PP acum)-0.00000142914*(PP acum)^2	0.6841	0.0242
5	P5 = 0.0617322+0.00090708*(PP acum)-0.00000187932*(PP acum)^2	0.5825	0.0486
6	P6 = 0.0968758+0.000531825*(PP acum)-0.00000116424*(PP acum)^2	0.5425	0.0611
7	P7 = 0.099172+0.000824925*(PP acum)-0.00000208216*(PP acum)^2	0.6655	0.0497
8	P8 = 0.0926114+0.000618135*(PP acum)-0.00000127602*(PP acum)^2	0.5513	0.0581
9	P9 = 0.0745471+0.000885873*(PP acum)-0.00000188121*(PP acum)^2	0.6636	0.0283
10	P10 = 0.106442+0.000640622*(PP acum)-0.00000141788*(PP acum)^2	0.5750	0.0508
11	P11 = 0.0904848+0.000957768*(PP acum)-0.00000245628*(PP acum)^2	0.8254	0.0136
12	P12 = 0.0466199+0.000932128*(PP acum)-0.00000248154*(PP acum)^2	0.7510	0.0275
13	P13 = 0.113517+0.000607815*(PP acum)-0.0000012073*(PP acum)^2	0.7085	0.0198
14	P14 = 0.0886182+0.000612298*(PP acum)-0.0000011865*(PP acum)^2	0.6270	0.0366
15	P15 = 0.0942302+0.000842077*(PP acum)-0.00000142394*(PP acum)^2	0.8513	0.0037
16	P16 = 0.185298+0.000437463*(PP acum)-7.65256E-7*(PP acum)^2	0.5406	0.0617
17	P17 = 0.148509+0.000870852*(PP acum)-0.0000021237*(PP acum)^2	0.5750	0.0803
18	P18 = 0.123346+0.000740814*(PP acum)-0.00000182188*(PP acum)^2	0.6275	0.0617
19	P19 = 0.0818084+0.000734523*(PP acum)-0.00000156046*(PP acum)^2	0.5471	0.0595
20	P20 = 0.270759+0.000715507*(PP acum)-0.00000176329*(PP acum)^2	0.6119	0.0669
21	P21 = 0.0997314+0.000559538*(PP acum)-0.00000106236*(PP acum)^2	0.7674	0.0113
22	P22 = 0.104056+0.000806956*(PP acum)-0.00000210425*(PP acum)^2	0.6001	0.0711
23	P23 = 0.0804186+0.000578822*(PP acum)-0.00000103818*(PP acum)^2	0.7864	0.0091
24	P24 = 0.100852+0.000378172*(PP acum)-7.6767E-7*(PP acum)^2	0.4477	0.0978
25	P25 = 0.127615+0.000352652*(PP acum)-6.79765E-7*(PP acum)^2	0.5709	0.0520
26	P26 = 0.0904889+0.000791051*(PP acum)-0.00000159529*(PP acum)^2	0.7572	0.0125
27	P27 = 0.0638089+0.000654311*(PP acum)-0.00000130139*(PP acum)^2	0.6760	0.0258
28	P28 = 0.12403+0.000532297*(PP acum)-0.00000136235*(PP acum)^2	0.6164	0.0654
29	P29 = 0.0781684+0.000449224*(PP acum)-8.84228E-7*(PP acum)^2	0.6178	0.0389
30	P30 = 0.0661442+0.000621511*(PP acum)-0.00000112017*(PP acum)^2	0.8877	0.0018
31	P31 = 0.0473788+0.000748927*(PP acum)-0.00000140078*(PP acum)^2	0.8603	0.0031
32	P32 = 0.116969+0.000714238*(PP acum)-0.00000135657*(PP acum)^2	0.8179	0.0061
33	P33 = 0.151566+0.000479266*(PP acum)-7.97868E-7*(PP acum)^2	0.6976	0.0217
35	P35 = 0.218846+0.000767939*(PP acum)-0.00000197045*(PP acum)^2	0.8693	0.0076
36	P36 = 0.109123+0.000771744*(PP acum)-0.00000169688*(PP acum)^2	0.4999	0.0763
37	P37 = 0.107578+0.000906395*(PP acum)-0.0000023697*(PP acum)^2	0.6421	0.0569
X	PX = 0.0672182+0.000305325*(PP acum)-7.98466E-7*(PP acum)^2	0.6177	0.0650
Y	PY = 0.217578+0.000392517*(PP acum)-6.66612E-7*(PP acum)^2	0.7772	0.0101
Z	PZ = 0.0549444+0.000674083*(PP acum)-0.00000134296*(PP acum)^2	0.7586	0.0123

Tabla 7.11: ecuaciones de ajuste polinomial (segundo orden), como predictor la precipitación acumulada.

Sin embargo los resultados logrados con este modelo no resultaron satisfactorios, porque estaban por debajo de lo esperado debido, posiblemente, a que se trata de un modelo lineal. Por esta razón, y porque en el periodo a estimar se alcanza un máximo pluviométrico, se ajustó un modelo polinomial de segundo orden, utilizando como predictor la precipitación acumulada, ya que en esta época del año la evaporación es mínima. Se obtuvieron tantas ecuaciones como parcelas (Tabla 7.11). En general los ajustes son aceptables salvo contados casos (especialmente las parcelas 3 y 24).

7.6 TENDENCIAS OBSERVADAS EN LA EVOLUCIÓN TEMPORAL

Se observa en las series temporales de los tres horizontes que se han considerado, que la incidencia de la precipitación se atenúa con la profundidad. Sin embargo, el horizonte 130–140 cm puede acusar en los años más lluviosos (por encima de la media, como el periodo 1996–1997), un incremento del contenido de humedad. A raíz de esta consideración quedaría por determinar hasta que profundidad podría llegar la influencia de la precipitación en estos casos extremos.

Con la finalidad de responder a esta reflexión, se llevaron a cabo tres sondeos profundos (280 cm) en las parcelas de terreno natural (X, Y y Z).

La evolución de las series temporales para esta profundidad (Figura 4.24) establece que el sondeo Z permanece completamente ajeno a cualquier evolución temporal de la humedad (tanto estacional como interanual). El sondeo X acusa una leve tendencia interanual sin que se puedan discriminar influencias de los periodos estacionales. Finalmente el sondeo Y también acusa una variación interanual (mayor que en el caso anterior) y tampoco acusa influencias estacionales. Este sondeo es el que presenta mayor contenido medio en agua debido a su textura más limosa. Por el contrario el sondeo X presenta una textura más arenosa en sus horizontes más superficiales. Por lo tanto puede decirse que a esta profundidad no existe influencia debido al drenaje desde los horizontes superiores. Por otro lado, el perfil hídrico de la Figura 4.25 establece que en el sondeo Z, el frente de humectación alcanza la máxima profundidad, en el año más húmedo. En consecuencia se puede asegurar que, para el caso más extremo (año más lluvioso y textura más arenosa), los frentes de humectación en esta zona no rebasarán los 2 m de profundidad, y nunca habrá un drenaje en profundidad (hacia un hipotético acuífero).

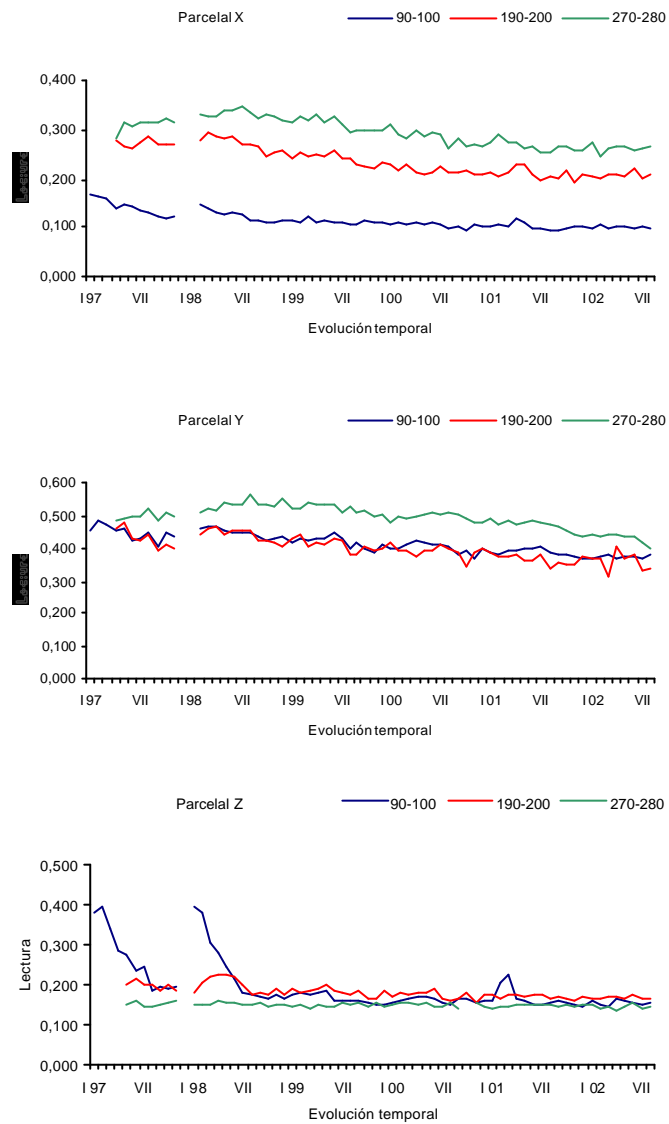


Figura 7.5: evolución temporal de los sondeos profundos (X, Y, Z).

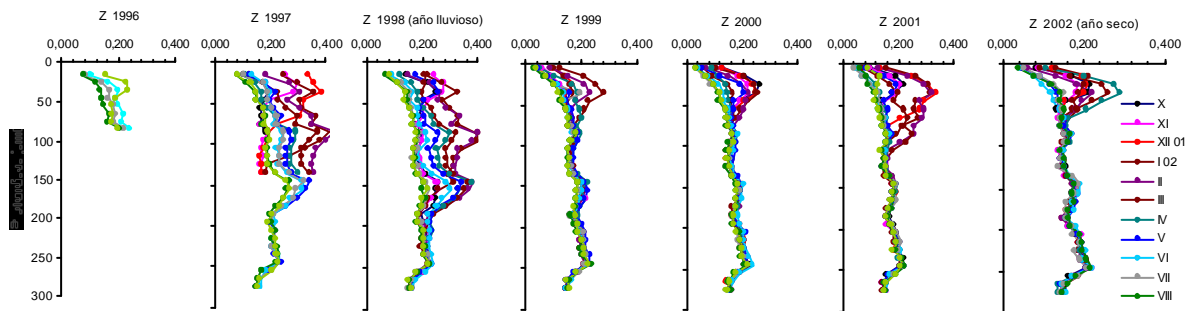


Figura 7.6: perfil hídrico del sondeo Z.

También interesa considerar de las series temporales, que en el horizonte de 140 cm (profundidad explorable por las raíces de la vegetación leñosa) se observan pérdidas de humedad motivados por periodos de sequía prolongada: los umbrales de humedad entre dos máximos pluviométricos tienen un contenido de humedad superior al de periodos de sequía prolongada, actuando en estos casos como reservorio de agua para la vegetación. Finalmente, existe un retraso entre los máximos de lluvia que refleja el horizonte 0–10 cm y el horizonte 130–140 cm: este retraso oscila entre 1 y 4 meses dependiendo, fundamentalmente, de las texturas.

7.7 EVALUACIÓN DE LA RESPUESTA HÍDRICA DE SUELOS SEMIÁRIDOS MARGINALES SOMETIDOS A DISTINTOS TRATAMIENTOS DEL SUELO.

El procedimiento habitual para llevar a cabo esta comparación es mediante el análisis de la varianza (ANOVA). Aunque este procedimiento se considera robusto, se utilizarán métodos no paramétricos (Test de Friedman), ya que, como se ha visto, las poblaciones de datos que se han generado se desvían persistentemente de la normalidad.

Los valores que se van a analizar serán los valores medios de la humedad del suelo de cada parcela (perfil hídrico) a lo largo del tiempo, teniendo presente que hay tres repeticiones para cada uno de los trece tratamientos seleccionados. La Figura 7.7 muestra de modo comparativo las variaciones que presentan los datos de cada parcela, en los que destacan los elevados contenidos en humedad del suelo de las parcelas 20, 35 e Y, seguramente motivados por presentar texturas de carácter limoso.

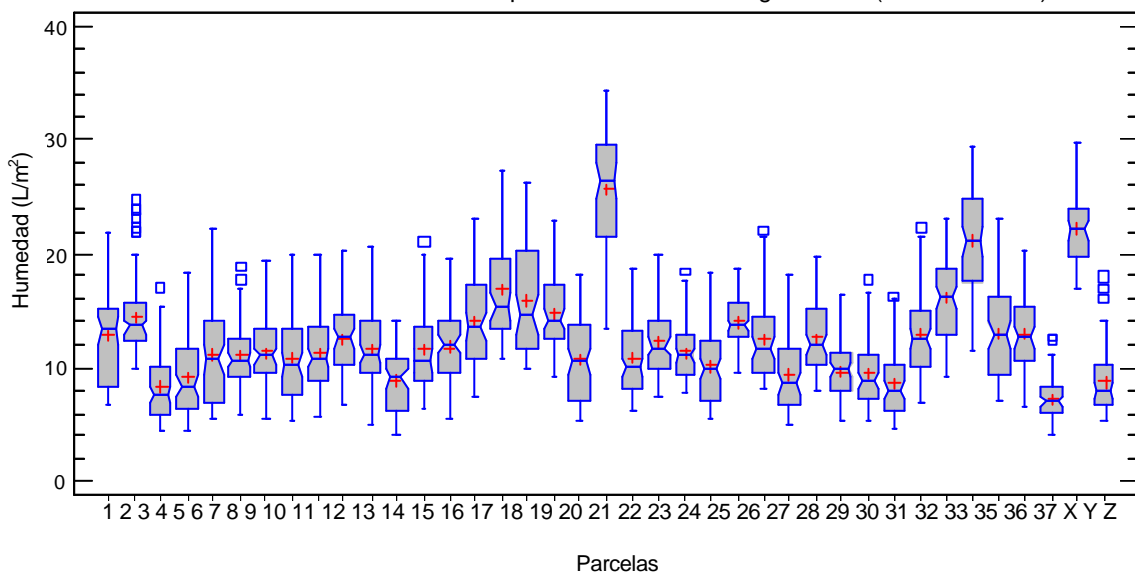


Figura 7.7: variaciones de humedad de los datos de cada parcela.

7.7.1 Evolución temporal de la humedad según los tratamientos del suelo.

Conviene conocer cual es la distribución de la humedad de cada tratamiento a lo largo de un año medio. Utilizaremos para ello los valores medios de humedad que corresponden a cada tratamiento. La Figura 7.8 determina la evolución de cada tratamiento a lo largo de un año, utilizando valores medios de cada parcela. Como se ha indicado anteriormente, en la evolución temporal de cada parcela existe claramente una evolución estacional para todos los tratamientos, cuyos mínimos se alcanzan siempre en el periodo estival. Las líneas que reflejan la evolución de cada parcela se distribuyen entre los valores 17.6 y 11.5 L/m² para los meses de máximo contenido en humedad, y entre 11.3 y 5.9 L/m² para los meses de mínimo contenido en humedad. Las líneas correspondientes a cada tratamiento se distribuyen entre ambos conjuntos de valores de modo uniforme, sin que se crucen entre sí (salvo en el caso del tratamiento SN (suelo natural), cuyo cruce se realiza principalmente en los meses estivales). Por lo tanto, en función de esta figura, los tratamientos aparentemente inducen contenidos diferentes en agua, aunque habrá que establecer los grupos que determinan diferencias significativas.

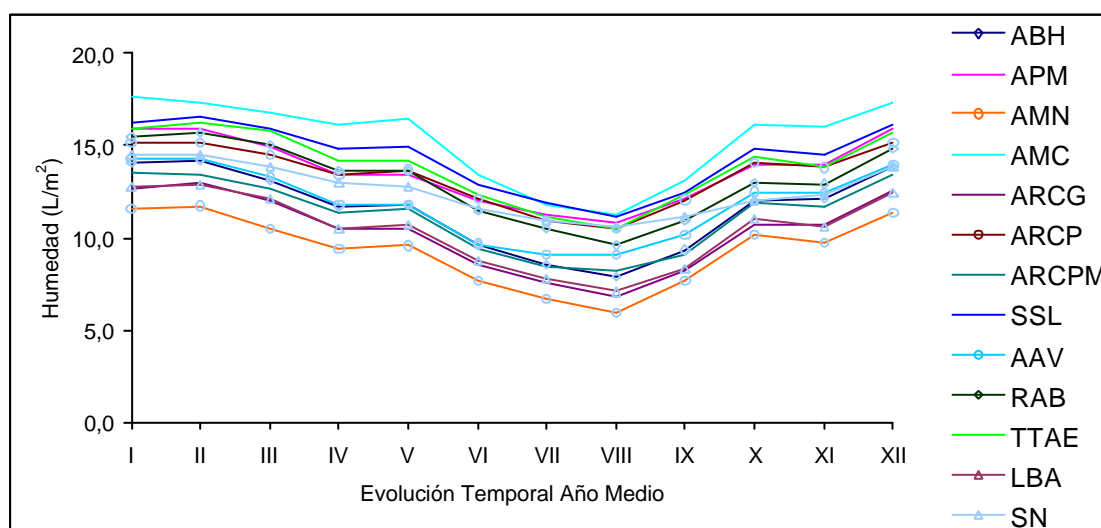


Figura 7.8: evolución temporal de los tratamientos por año medio.

7.7.2 Análisis comparativo entre tratamientos

Debido a la ausencia de normalidad utilizaremos un procedimiento de comparación múltiple no paramétrico (método de Friedman) que determina las medianas que son significativamente diferentes unas de otras. Este test prueba la hipótesis nula de que la mediana dentro de cada una de las 13 columnas es la misma. De este modo, si el p-Valor calculado es inferior a 0.05 podemos decir que hay diferencias significativas entre las medianas, a un nivel de confianza del 95%. Esto se realizó para las humedades de las diferentes parcelas de cada mes, seleccionando parcelas que no tenían diferencias significativas entre sí, definiendo grupos homogéneos para el parámetro “contenido de humedad” Tabla 7.12.

Grupos	Humedad media anual (L/m ²)*	Humedad media periodo de recarga (L/m ²)*	Tratamientos
I (alto)	13.6	15.2	LBA-AA V-RAB -ABH -AMN-(SN)
II (medio)	11.5	13.4	SSL-ARCG-APM-(SN)
III (bajo)	10.0	11.8	TTAE-ARCP-AMC

* valores calculados sin considerar el suelo natural (SN) debido a su carácter ambivalente.

Tabla 7.12: Grupos de tratamientos por contenidos de humedad.

En dicha Tabla se pueden definir fundamentalmente tres grupos con similar comportamiento entre sí (con alto, medio y bajo contenido de humedad), aunque si observamos estos grupos mensualmente, en los meses de marzo y agosto el grupo 2 existe otro grupo adicional que se reubica como se indica en la Tabla 7.13. Además de estos grupos, el tratamiento ARCPM y a veces el TTAE, el ARCP y el RAB presentan un comportamiento errático. Se contemplan para cada uno de esos grupos sus valores medios, computando tanto el valor medio anual como sólo el del periodo de recarga. Lógicamente, los tratamientos incluidos dentro de cada grupo son equivalentes entre sí desde el punto de vista de eficiencia hídrica.

Mes	I	II	III	IV	V	VI	VII	VIII	IX	X	XI	XII
GRUPO I	APM SSL RAB TTAE	APM AMC SSL RAB TTAE	AMC SSL	APM ARCP SSL RAB TTAE	APM ARCP RAB TTAE SN	APM ARCP SSL RAB TTAE SN	APM AMC ARCP SSL RAB TTAE SN	APM AMC ARCP SSL TTAE SN	APM AMC ARCP SSL TTAE SN	APM ARCP SSL TTAE	APM ARCP SSL TTAE	APM ARCP SSL TTAE
GRUPO II	ABH ARCP AAV SN	ABH ARCP AAV SN	APM ARCP RAB TTAE SN	ABH ARCPM AAV SN	ABH ARCPM AAV	ABH ARCPM AAV	ABH ARCPM	AAV RAB	AMN ARCP ARCPM LBA	ABH ARCPM AAV RAB SN	ABH ARCPM AAV RAB SN	ABH ARCPM AAV SN
GRUPO III	ARCG ARCPM LBA	ARCG ARCPM LBA	ABH AAV	AMN LBA	AMN ARCG LBA	AMN ARCG LBA	AMN ARCG LBA	ABH ARCPM		AMN ARCG LBA	AMN ARCG LBA	AMN ARCG LBA
	AMN AMC	AMN	AMN	AMC ARCG	AMC SSL	AMC	AAV		AMN ARCG LBA	ABH AAV RAB	AMC	AMC RAB

Tabla 7.13: distribución mensual de los Grupos de tratamientos por contenidos de humedad.

En esta tabla hay que destacar que el tratamiento SN (suelo natural) puede estar en dos grupos a la vez, y durante los meses de recarga (de noviembre a febrero) su eficiencia es media (Grupo II) mientras que en los meses de sequía pasaría al Grupo I probablemente debido a que en los meses estivales tienen menos evapotranspiración, al no tener vegetación. El tratamiento TTAE, por el contrario, queda restringido al grupo de los tratamientos con baja eficiencia hídrica. El tratamiento ARCPM presenta un comportamiento diferente de los demás, asimilándose al Grupo I preferentemente en los meses de julio, agosto y septiembre (verano). Por otro lado, este último tratamiento induce una mejora de la eficiencia hídrica que proporciona el ARCP, ya que es una mejora de este (48.4 % para el año medio y 40.0% para el periodo de recarga).

Considerando los valores medios de las humedades de cada Grupo (a lo largo de todo el año), se puede establecer que, en las condiciones del seguimiento, las mejoras

Capítulo 7

relativas entre grupos se expresan en la Tabla 7.14. Así por ejemplo, para el año medio, los tratamientos del Grupo I mejoran la eficiencia hídrica de los del Grupo III en un 36.2%, y a los del Grupo II en un 18.3%. Finalmente los tratamientos del Grupo II mejoran la eficiencia de los tratamientos del Grupo III en un 15.1%.

	Año Medio		Periodo			
	Grupo I	Grupo II	recarga		sequía	
			Grupo I	Grupo II	Grupo I	Grupo II
Grupo I						
Grupo II	18,3		13,6		20,8	
Grupo III	36,2	15,1	29,0	13,6	52,9	26,5

Tabla 7.14 Porcentajes de mejora relativas en la eficiencia hídrica de los grupos de tratamientos.

Los porcentajes relativos en el periodo de recarga son inferiores a los del periodo de sequía porque, aunque el contenido de agua es superior en el periodo de recarga, sus variaciones relativas son menores. Por otro lado, dado que no hay pérdidas de agua en el subsuelo, la evapotranspiración inducirá pérdidas mayores donde hay más agua. A pesar de todo ello, no se han apreciado, al menos hasta el final del periodo del seguimiento efectuado, diferencias entre parcelas con diferente desarrollo de vegetación arbórea, debido tanto a que la masa arbórea no presentaba todavía un desarrollo importante, como porque las diferencias texturales entre parcelas enmascaraban el consumo de agua, o a ambas causas a la vez.

8. ESTUDIO AL MICROSCÓPICO ELÉCTRÓNICO DE BARRIDO

8.1 ULTRAMICROFÁBRICA

En este capítulo estudiaremos la fábrica ultramicroscópica de muestras seleccionadas. Las muestras estudiadas corresponden a los sondeos Z, 5, 33 a dos profundidades contrastantes (0-10 cm y zona profunda sobre 50 cm). Elegidas las muestras por ser el Z el suelo inalterado y por tanto un material que puede ser considerado el de comparación de todos los demás. El sondeo 5 corresponde a una parcela cuya labor de preparación fue el tratamiento lineal y registraba una humedad mayor que el suelo natural, pero menor que el último, el sondeo 33 con tratamiento puntual, que es el que mayor contenido de agua presenta. En la tabla 8.0 reunimos junto a estos valores de humedad los caracteres analíticos más importantes para poder estudiar la fábrica ultramicroscópica.

Además de la fábrica estudiaremos en este capítulo otras propiedades constitutivas y/o derivadas de ella como son el tamaño de partícula que componen los agregados o el de los poros. Fábrica, tamaños de partícula y de poros características estimadas con auxilio del Microscopio Electrónico de Barrido.

		Muestra	Poros	Partículas	Humedad	% CO ₃ Ca	C.O.	% Fe	%LT	%ArcT
0-10	S Z	96053001	7,17	11,46	48,00	0,84	0,32	1,34	25,51	11,90
40-50		96053005	5,70	10,21	76,00	1,94	0,42	1,48	25,67	11,20
0-10	S 5	97013001	3,67	8,39	63,00	0,25	1,15	1,50	24,80	12,05
50-60		97013006	6,26	9,50	120,00	0,34	0,56	1,73	40,91	17,95
0-10	S 33	96042501	5,35	8,12	79,00	1,34	0,57	0,92	24,70	13,19
50-60		96042506	8,08	8,92	144,00	1,29	0,45	1,24	30,68	15,06

Tabla 8.0. Caracteres analíticos de los suelos que influyen en la ultramicrofábrica al SEM

8.1.1 Suelo inalterado (sondeo Z, 0–10 cm, siglas: 96053001)

Comenzando por la capa más superficial (0–10 cm), en una observación de pocos aumentos (entre 40 y 200X), se observan agregados heterométricos desde el milímetro de diámetro hasta tamaños próximos a los 20 μm o incluso menores; siendo más frecuentes los más pequeños de 100 μm , y no superando los mayores de 500 μm el 50% de volumen. Una parte de estas partículas de menor talla son fragmentos minerales no agregados, cuyo porcentaje se estima visualmente inferior al 20%. En las Figuras 8.1 y 8.2 (fotografías 0001 y 0002) quedan manifiestas como imágenes las anteriores precisiones.

Nos ha resultado interesante la observación de mayor detalle de algunos de los agregados de mayores dimensiones de las 100 μm , como es el mostrado en la Figura 8.3 (fotografía 0007); en este caso con un diámetro de unos 350 μm . Pone de manifiesto, en primer lugar, y aunque pueda resultar en apariencia un resultado obvio, el carácter de agregación o agrupación de partículas de dicho microagregado. A ello uniríamos la forma groseramente esferoidal, probablemente por el paso de estas unidades a través de la luz de mallas del tamiz, pues no olvidemos que estamos considerando material de tierra fina obtenido en el proceso de tamizando del global de suelo a menos de 2 mm. Otra cuestión importante hace referencia a las partículas menores individuales que constituyen el agregado, que son de tamaño heterométrico, con un diámetro máximo de unos 50–60 μm (limo grueso–arena fina) y mínimo cercado a las 2 μm (arcilla). Dichas partículas forman a su vez grupos reconocibles dentro del agregado, con tamaños entre 100–150 μm y de forma groseramente poligonal, como el que se muestra en la Figura 8.4 (fotografía 0008). Grupos que a su vez, y de una manera jerárquica, se van resolviendo en otros de menor tamaño hasta llegar a las partículas individuales. En trabajos previos hemos denominado a estas unidades “clusters” de acuerdo con la bibliografía.

Continuando con la descripción de la fotografía 0008, nos hallamos ante un cluster de unos 120 μm de diámetro máximo constituido por partículas individuales que alcanzan en este caso tamaños de 30 μm de diámetro máximo (limo fino) junto con partículas más pequeñas que oscilan aproximadamente entre 10 μm a 2 μm (tamaño limo fino–arcilla). Como afirmábamos, se reconocen también grupos menores dentro del grupo mayor que contactan entre sí y tienden también a adquirir formas pseudopoligonales (tamaño entre 30 y 60 μm .). Dichos clusters más pequeños muestran, generalmente en su centro, partículas de mayores dimensiones envueltas o rodeadas de las partículas menores de forma plana, más o menos ordenadamente, apilándose sobre su superficie con uniones cara-cara. Otras veces están formados los clusters por el agrupamiento de partículas menores con abundantes poros entre sí.

Nuevo detalle de la Figura 8.3 (fotografía 0007), es la imagen de la Figura 8.5 (fotografía 0009), que nos señala cómo el microagregado tiende a enlosarse superficialmente de partículas planas apiladas unas sobre otras con uniones preferentemente cara–cara. En el enlosamiento se reconocen, una vez más, partículas individuales de mayores dimensiones relativas (entre 30 y 100 μm ; limo grueso y arena fina) que desempeñan la función de núcleo o soporte de partículas menores (entre 10 y 0.5 μm ; limo fino y arcilla) acumuladas sobre ellas. En este caso, además, es manifiesto el papel de la cementación que une entre sí las distintas partículas. Según los distintos análisis realizados (tabla 8.0) los cementos corresponden a formas de hierro (1.34% de Fe libre citrato-ditionito), en menor medida carbonato de calcio (0.84%) y aún menor de carbono orgánico (0.32%).

Hemos buscado el apoyo de una técnica adicional que dispone el equipo SEM, como es el Microanálisis de Energía Dispersiva de RX (EDR). Se ha realizado sobre una superficie cementada como la que se muestra en la Figura EDR –Z 01. Al lado de picos propios de los filosilicatos y tectosilicatos (Si, Al, K, Na, O), aparecen uno destacado de hierro y otro de calcio, atribuibles en una importante medida,

respectivamente a los cementos de formas de hierro y carbonatos, detectados analíticamente.

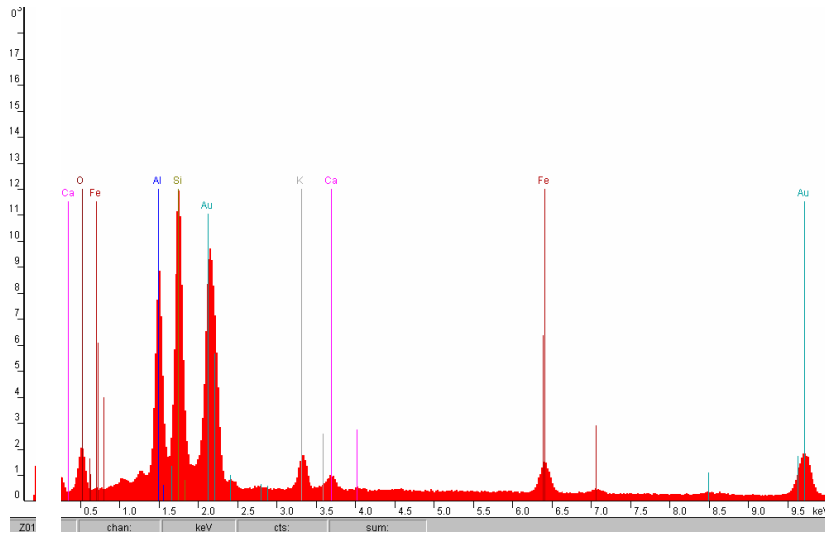


Figura EDR-Z 01: espectro EDR de una zona seleccionada al microscopio electrónico de barrido del sondeo Z (0-10 cm).

La Figura 8.6 (fotografía 0010) es la visión de un microagregado distinto al anterior, siempre en los tamaños superiores a $100\ \mu\text{m}$; en este caso se ha elegido uno con $150\ \mu\text{m}$ aproximadamente de diámetro máximo. Podemos observar cómo las partículas individuales de mayor tamaño que lo constituyen pueden ser formas, a su vez, agregadas y cementadas previamente (margen derecho, parte derecha del microagregado). Entre estas partículas mayores se acumulan grupos de partículas de menores dimensiones (sobre $20\ \mu\text{m}$; limo fino); como sucede entre la gran partícula descrita en la parte derecha del microagregado y otra situada a su izquierda, También observamos en la fotografía el papel de los cementos edáficos que recubren parcialmente la forma (parte superior de la imagen) y la presencia de clusters de unos 50 a $100\ \mu\text{m}$ (parte izquierda).

Reitera el patrón ya descrito otro microagregado de unos 750 μm de diámetro máximo, que reconocemos en la Figura 8.7 (fotografía 0011). Granos minerales individuales o zonas previamente cementadas, de 250 μm de diámetro máximo, están embutidos y colaborando en la configuración de dicha unidad. Y entre ellos aparecen clusters o partículas individuales de menores dimensiones. En este caso la distribución general de partículas y clusters semeja ser radial (claramente es visible el radio nornoroeste).

La Figura 8.8 (fotografía 0012) recoge ampliada una zona del anterior microagregado. Queda evidente la cementación, y la existencia y agrupamiento de partículas menores alrededor de las mayores (más cementadas). Esto último es similar a lo que veíamos en la fotografía 0010, pues se reconocen zonas intermedias donde estas partículas individuales menores (entre 5–10 μm) se muestran agrupadas aunque algo más desordenadas y sueltas y con predominio relativo entre ellas de uniones cara–borde, si bien también detectamos uniones cara–cara.

La Figura 8.9 (fotografía 0014, también detalle de la 0011) abunda en todo lo anteriormente descrito en relación con la constitución de los microagregados por partículas individuales de dos clases de tamaño, la presencia de cementos edáficos, la organización en clusters, y los modelos de unión cara–cara y cara–borde entre partículas.

Respecto a las partículas de menor dimensión de las 100 μm (Figura 8.2, fotografía 0002) comprobamos a su vez el carácter, también heterométrico y heterogéneo en cuanto a la agregación. Hay una predominancia, sobretodo en los tamaños más pequeños (menores de 50 μm), de partículas minerales, poco o nada agregadas. Si observamos las partículas mayores se comprueba una mayor agregación, por lo que podemos establecer que la agregación se incrementa con el tamaño.

En la Figura 8.10 (fotografía 0015) observamos un campo de partículas menores de 20 μm . Las formas son laminares y equidimensionales, denotando su naturaleza

mineral diversa. En cuanto a la agregación, aparecen mayoritarias las no agregadas, que parecen monominerálicas, al lado de otras dos más grandes, sobre 50–60 μm , una agregada y otra no. En la partícula de mayor tamaño que se constituye por unión de partículas (mitad derecha de la imagen) las uniones son preferentemente cara–cara y también se hace evidente la cementación.

Aunque menos frecuentes en estas partículas de limo grueso, con diámetros máximos superando los 50 μm , también se encuentran partículas agregadas donde hay partes en las que predominan las uniones cara–borde (Figura 8.11, fotografía 0016).

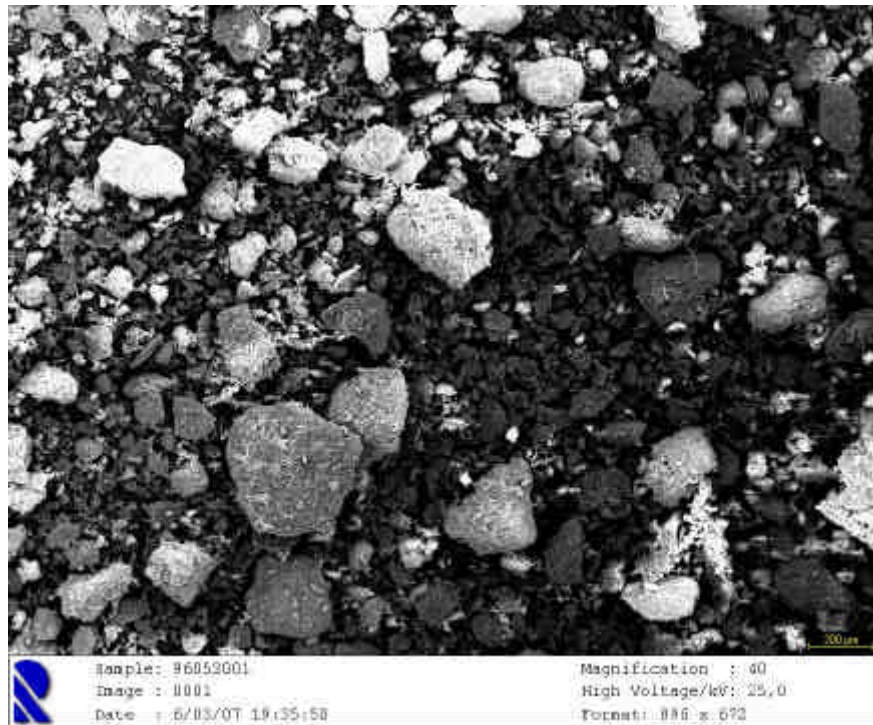


Figura 8.1. Fotografía 0001. Suelo inalterado (sondeo Z, siglas: 96053001, 0-10 cm). Campo de partículas.

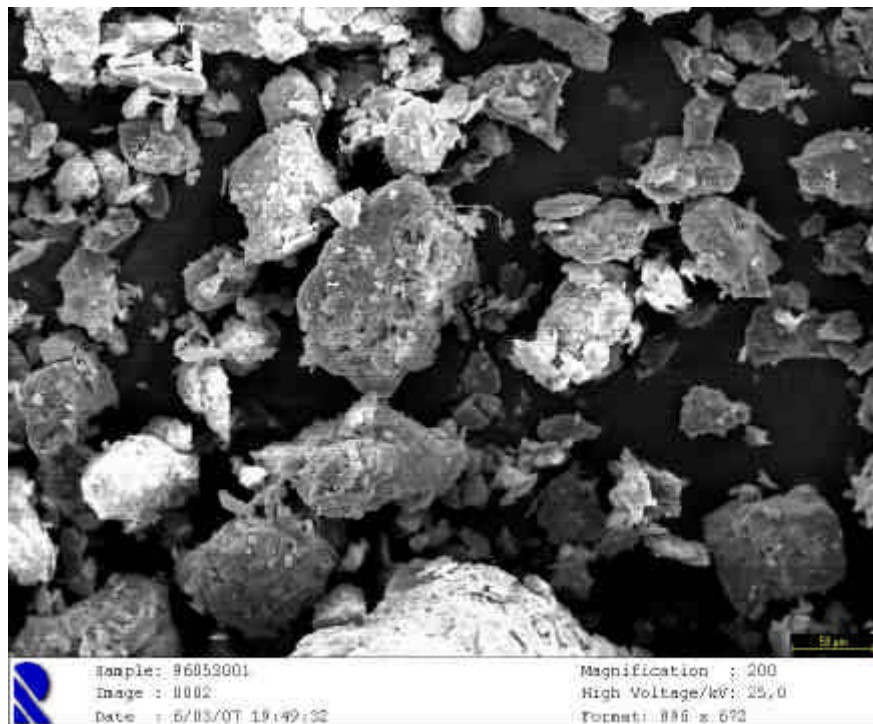


Figura 8.2. Fotografía 0002. Suelo inalterado (sondeo Z, siglas: 96053001, 0-10 cm). Campo de partículas.

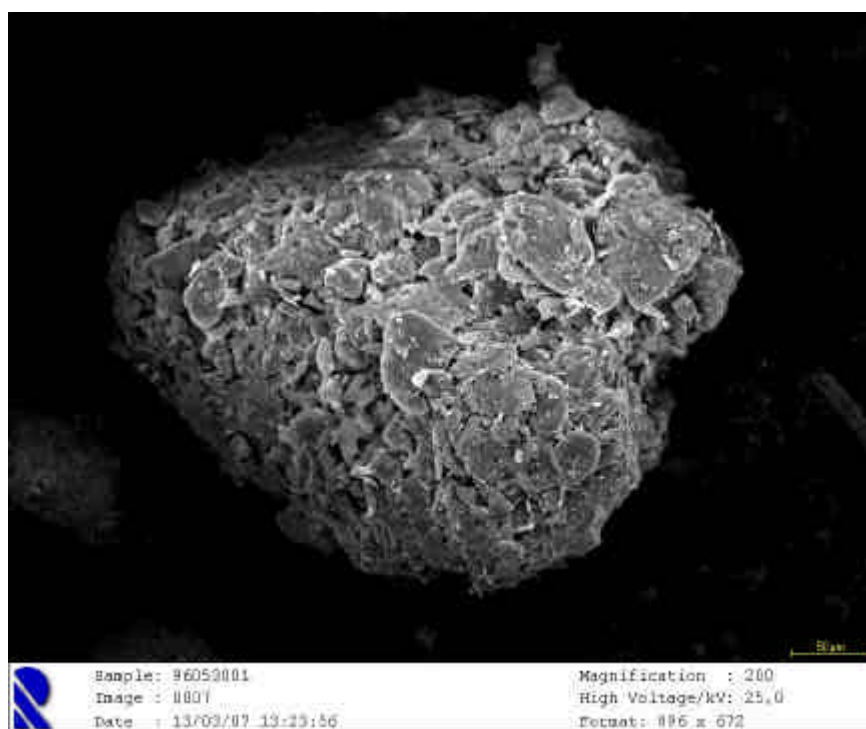


Figura 8.3. Fotografía 0007. Suelo inalterado (sondeo Z, siglas: 96053001, 0-10 cm). Microagregado.

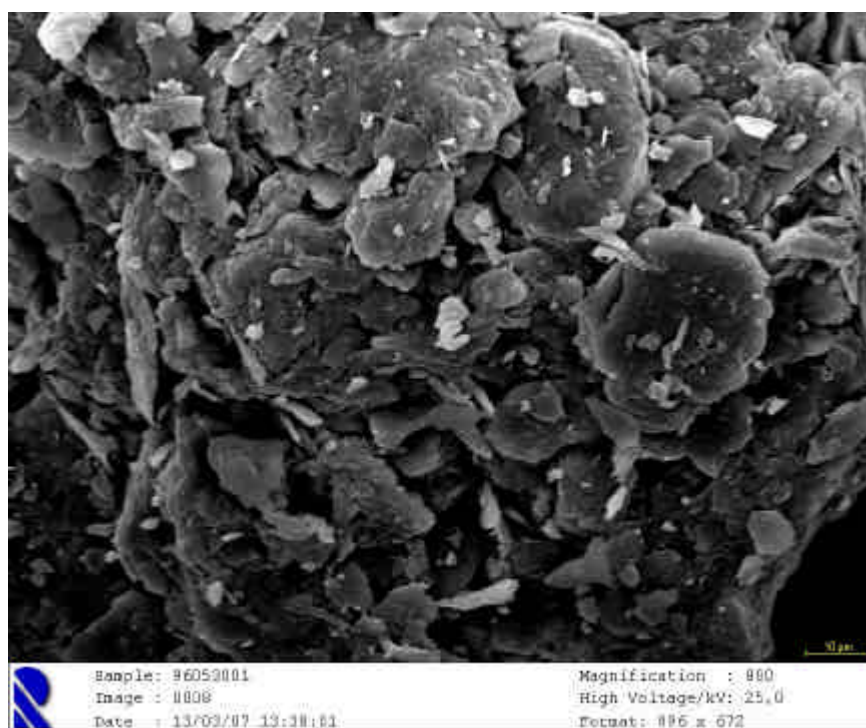


Figura 8.4. Fotografía 0008. Suelo inalterado (sondeo Z, siglas: 96053001, 0-10 cm). Detalle del microagregado de la Figura 8.3.

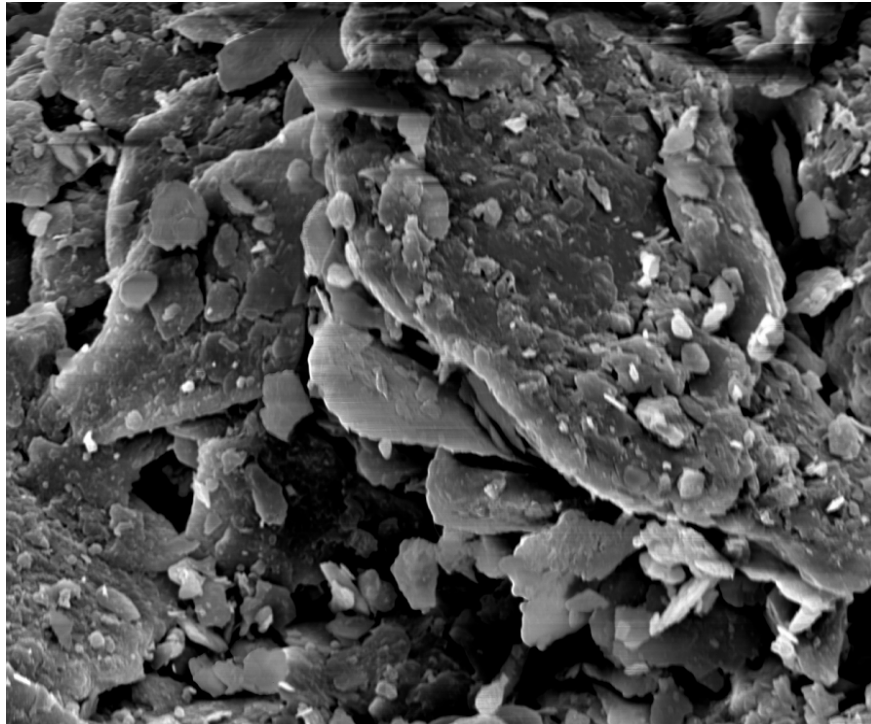


Figura 8.5. Fotografía 0009. Suelo inalterado (sondeo Z, siglas: 96053001, 0-10 cm). Otro detalle de la Figura 8.3.

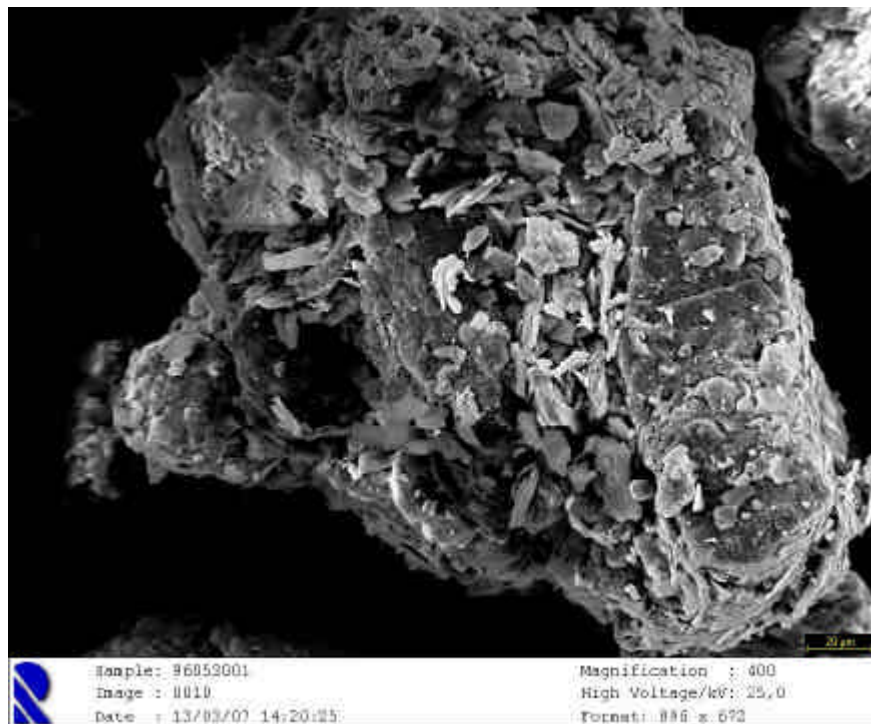


Figura 8.6. Fotografía 0010. Suelo inalterado (sondeo Z, siglas: 96053001, 0-10 cm). Microagregado.

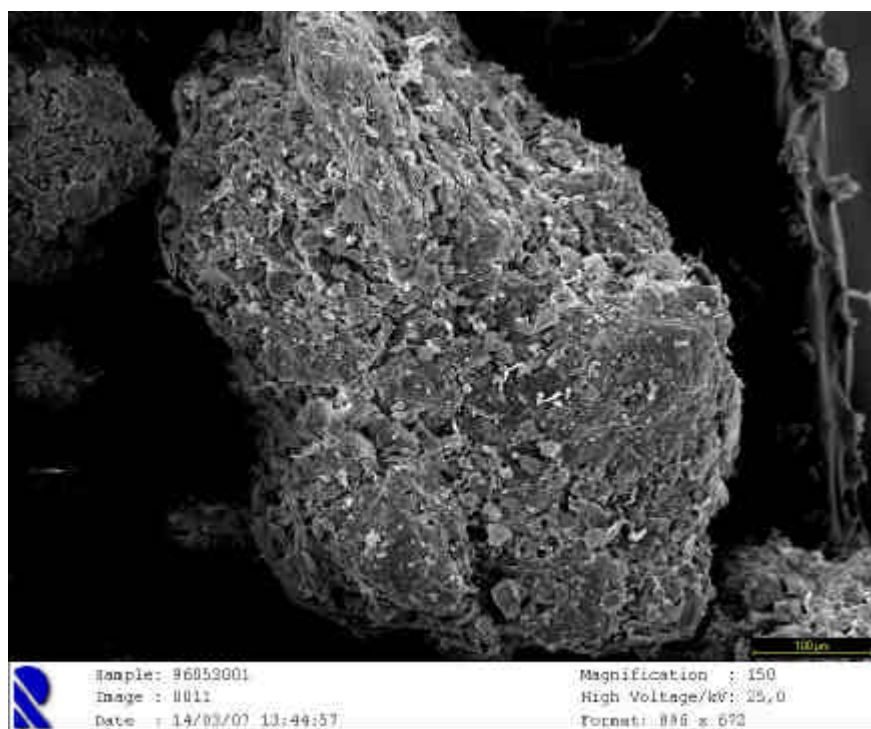


Figura 8.7. Fotografía 0011. Suelo inalterado (sondeo Z, siglas: 96053001, 0-10 cm). Microagregado.

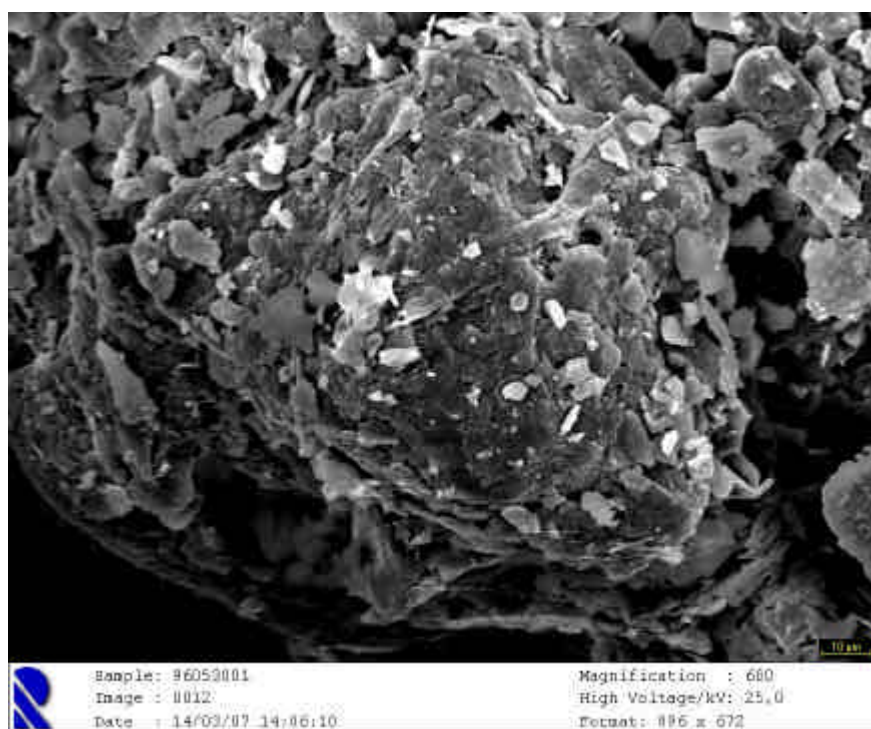


Figura 8.8. Fotografía 0012. Suelo inalterado (sondeo Z, siglas: 96053001, 0-10 cm). Detalle de la Figura 8.7.

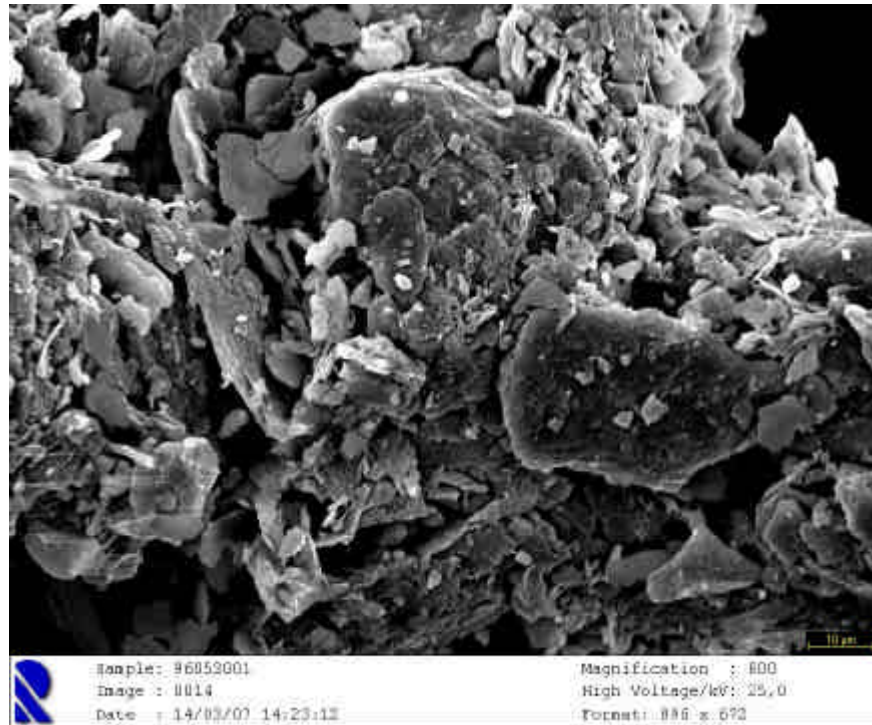


Figura 8.9. Fotografía 0014. Suelo inalterado (sondeo Z, siglas: 96053001, 0-10 cm). detalle de las formas pseudoesféricas de la Figura 8.7.

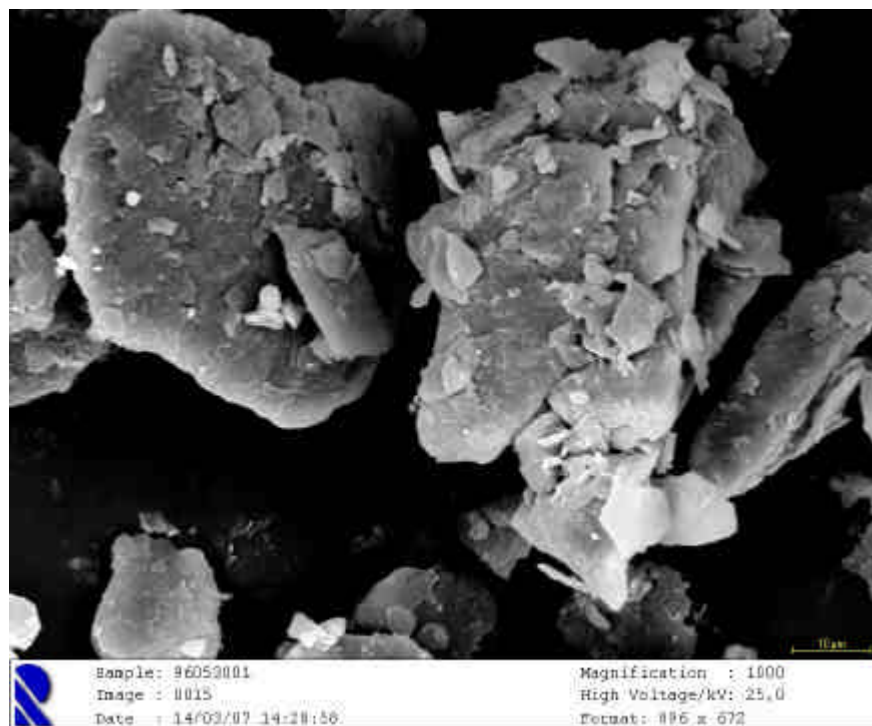


Figura 8.10. Fotografía 0015. Suelo inalterado (sondeo Z, siglas: 96053001, 0-10 cm). Campo de partículas.

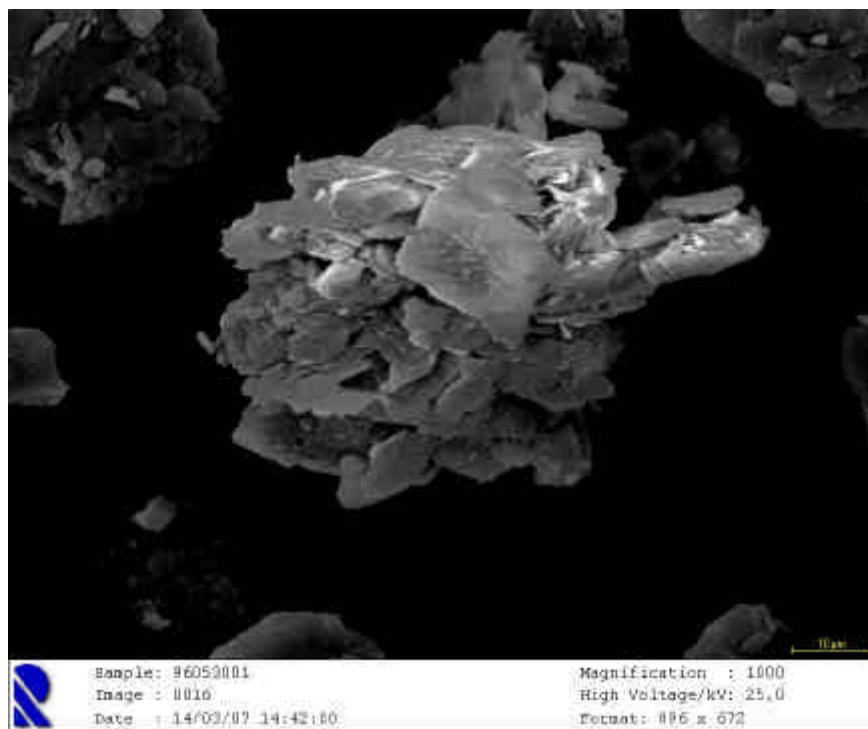


Figura 8.11. Fotografía 0016. Suelo inalterado (sondeo Z, siglas: 96053001, 0-10 cm). Partículas de tamaño limo grueso agregadas.

8.1.2 Suelo inalterado (sondeo Z, 40–50 cm, siglas: 96053005)

Pasamos ahora a estudiar lo que ocurre en una capa más profunda del sondeo (40-50 cm). La primera observación se realizó en dos campos de partículas, a 308, Figuras 8.12 (fotografía 0017) y 8.13 (fotografía 0018), en donde se observan, igual que en la parte superior del sondeo, agregados heterométricos cuyo tamaño medio es un poco mayor que los de la capa superficial, llegando desde 50 μm (o incluso menos) hasta 1150–1600 μm . Las partículas grandes se muestran agregadas decreciendo este carácter hacia las partículas más pequeñas. Debemos calificar los agregados de tamaño milimétrico como micropeds.

Si examinamos con más detalle (300x) una de esas grandes partículas, de unas 1000 μm de diámetro, Figura 8.14 (fotografía 0019), se observa que está internamente agregada, formada por unidades pseudoesféricas de relativo mayor tamaño (30–150 μm), unidas entre sí por una matriz de partículas de menores dimensiones. Estas unidades pseudoesféricas se encuentran, a su vez, internamente agregadas con grados mayores de cementación y orden de sus partículas constituyentes que la matriz que las envuelve. Estos rasgos los observamos mejor (800x) en la Figura 8.15 (fotografía 0020), detalle de la Figura 8.14, que recoge una de esas formas pseudoesféricas emplazada en el centro-sur de la imagen anterior. Se nos muestra un relativo orden paralelo a la superficie de las partículas planas constituyentes, apiladas con contactos cara-cara y la presencia de cemento que las puentea lateralmente y recubre en superficie. No obstante, la anisotropía no podemos calificarla de total sino de localizada, generando muchas situaciones donde las partículas aparentan desordenarse con contactos cara-borde y, son discontinuas lateralmente; apareciendo una frecuente porosidad interparticular. El tamaño de estas partículas abarca todo el rango del limo (2–50 μm).

Estudiando ahora la matriz que envuelve a dichas partículas pseudoesféricas (Figura 8.16; fotografía 0021; 600x), se ve constituida por fracción limo y que también está cementada; son frecuentes las partículas laminares, de anisotropía mucho más baja

y aspecto más desordenado; también se reconocen lugares donde el cemento se acumula con preferencia; lo que pudiera ser el estado inicial de las formas pseudoesféricas mayores, descritas previamente.

Hemos reconocido también, dentro de las partículas agregadas de mayores dimensiones (micropeds) grados distintos de cementación. En los casos de mayor contenido, la masa tiene poca matriz y las partículas pseudoesféricas están prácticamente carentes de porosidad interior.

En la Figura 8.17 (fotografía 0022), procedente de uno de esos micropeds relativamente cementado, se observa una de las unidades pseudoesféricas descritas, con escasa porosidad interna, rodeada de matriz que curiosamente en este caso tiene un bastante bajo grado de cementación: las partículas se encuentran más sueltas y con mayor abundancia de poros entre ellas. La forma pseudoesférica presenta un tamaño de unos 150 μm y parece estar formada de otras menores apareciendo con aspecto polilobulado. Podemos observar también las fases iniciales de la génesis de las pseudoesferas, que son partículas planas cementadas entre sí que se apilan sobre otra partícula también plana, de mayores dimensiones, todo unido por cemento. Al oeste de la gran partícula pseudoesférica que ocupa el centro de la fotografía, se observan tres de estas partículas, con un diámetro entre 30 y 40 μm .

La Figura 8.18 (fotografía 0023) presenta un caso de partícula (de unas 740 μm de diámetro) con cementación más avanzada donde la proporción de poros se ha reducido notablemente. Estas partículas son más infrecuentes que las anteriormente descritas.

Acabamos de atribuir a los cementos de esta muestra un papel destacado en la configuración de la fábrica, y su naturaleza química mineralógica, de acuerdo con los análisis realizados, deben ser formas de carbonato cálcico y de hierro (Tabla 8.0). Es la muestra que mayores proporciones de carbonato presenta (1.94%) y el hierro libre

tampoco es bajo (1.48 %). Como en el caso anterior hemos acudido al auxilio de la técnica EDR (Figura EDR-Z 05). Nos demuestra la naturaleza aluminosilicatada de la muestra (presencia de Si, Al, K, Na, O) debida a minerales filosilicatos y tectosilicatos, al lado de picos de detectables de calcio y hierro (en este caso importantes) que procederán de los carbonatos de calcio y oxihidróxidos de hierro que hemos observado y calificado como cementos.

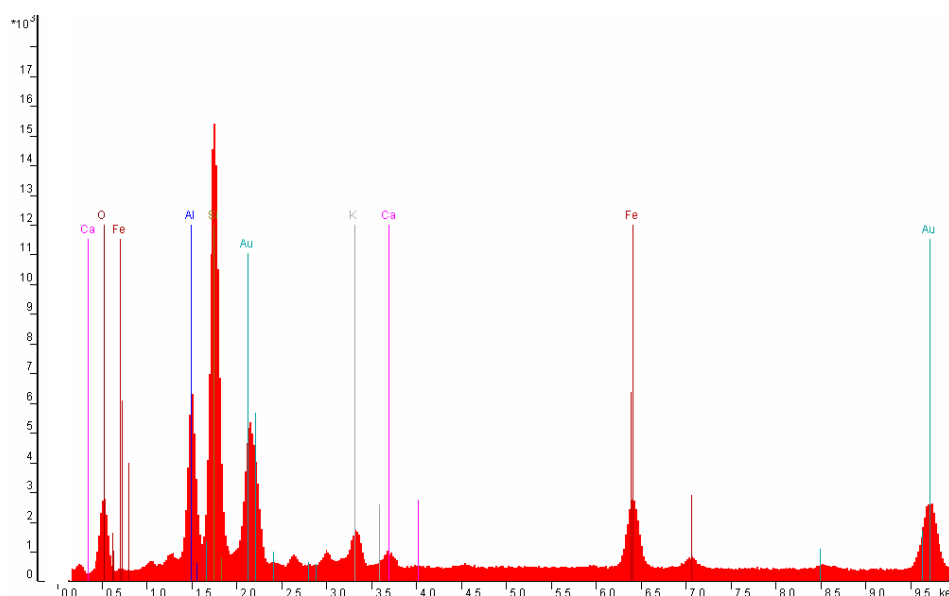


Figura EDR-Z 05: Espectro EDR de una zona seleccionada al microscopio electrónico de barrido del sondeo Z (40-50 cm). Se recogen partes cementadas y matriz de partículas.

El carácter interiormente agregado de las partículas va descendiendo con el tamaño; si bien a 100 μm todavía se reconocen unidades constituidas por apilamientos cara-cara de partículas menores, esencialmente de forma laminar, cementadas entre sí. Una de estas unidades es la mostrada en la Figura 8.19 (fotografía 0024) correspondiente a un cluster de partículas individuales, de unos 90 μm de diámetro máximo, que se muestra configurado a su vez por clusters más pequeños de entre 40-50 μm y con una porosidad, en este caso, baja.

Estos clústers menores, sobre 40–50 μm , junto a partículas más o menos individualizadas, son los que constituyen el grueso de las formas más pequeñas reconocidas en la muestra, de diámetro máximo rondando los 20 μm . Se reconocen láminas de filosilicatos cementadas con uniones fundamentalmente cara–cara, junto a otros granos minerales (Figura 8.20, fotografía 0025).

Por último, comparando esta muestra del sondeo Z entre 40-50 cm con la observada y descrita en la parte superficial, entre 0-10 cm, la presente se señala como un caso donde la clusterización interna de las formas agregadas, se observa peor, porque el grado de cementación aparenta ser mayor. Las evidencias analíticas así lo indican también, pues el contenido de carbonato cálcico pasa de 0.84% (0-10 cm) a 1.94 %. Además, en esta muestra el contenido de formas de hierro crece también levemente desde 1.34% a 1.48% (Tabla 8.0).

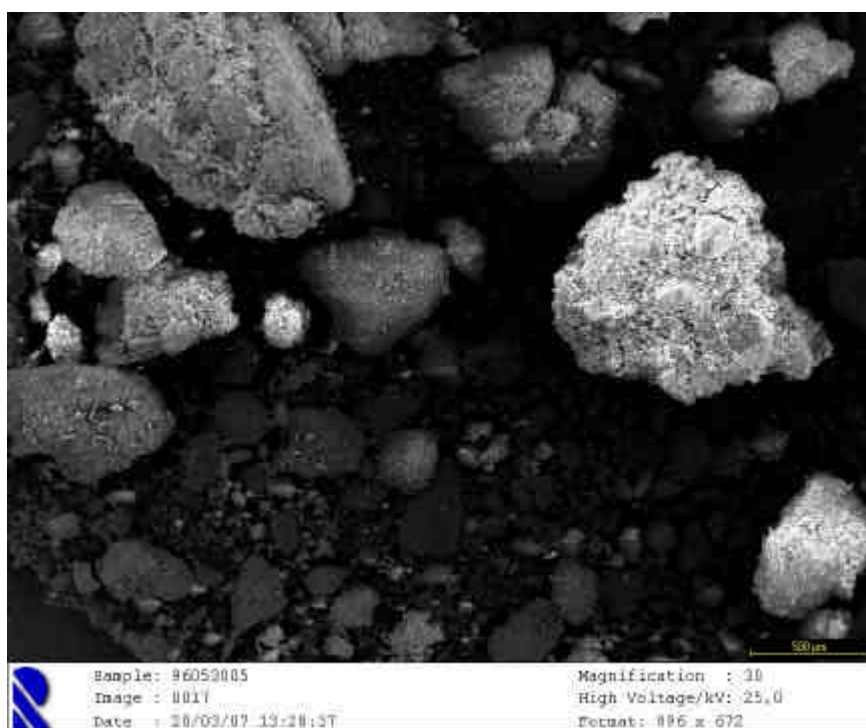


Figura 8.12. Fotografía 0017. Suelo inalterado (sondeo Z, 40–50 cm, siglas: 96053005). Campo de partículas.

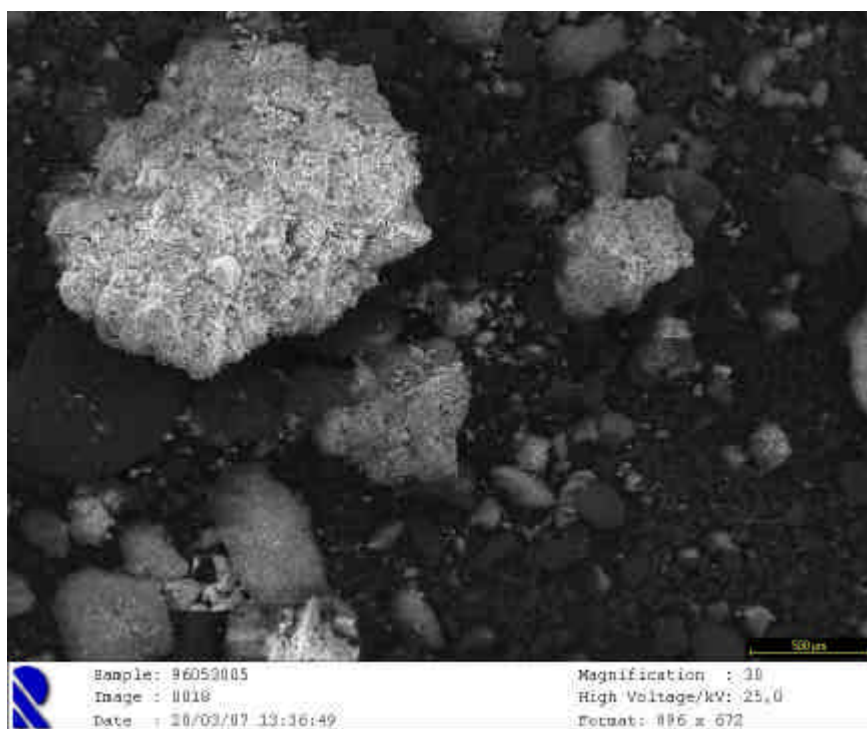


Figura 8.13. Fotografía 0018. Suelo inalterado (sondeo Z, 40-50 cm, siglas: 96053005). Campo de partículas.

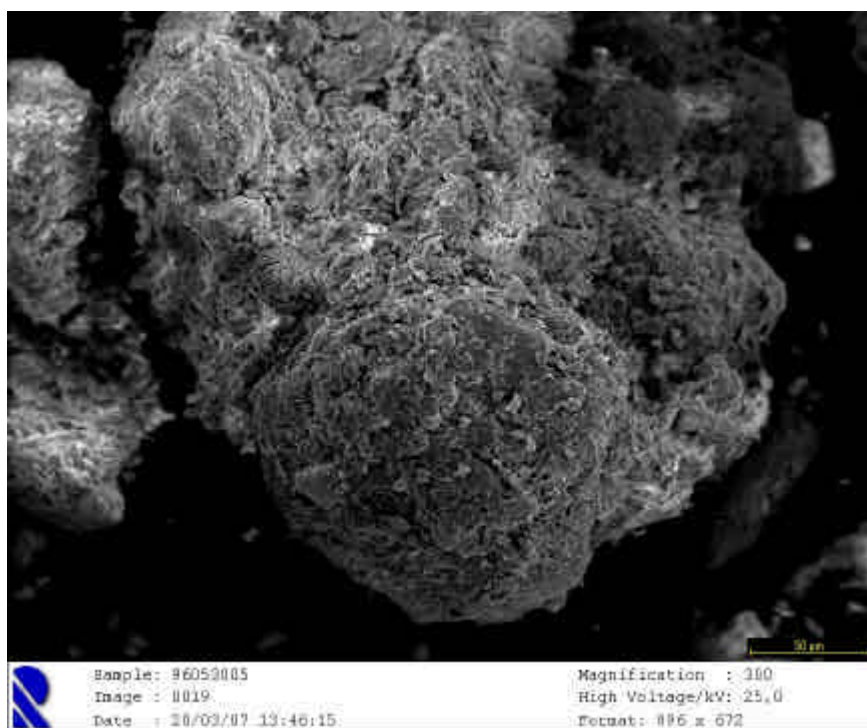


Figura 8.14. Fotografía 0019. Suelo inalterado (sondeo Z, 40-50 cm, siglas: 96053005). Unidad pseudoesférica.

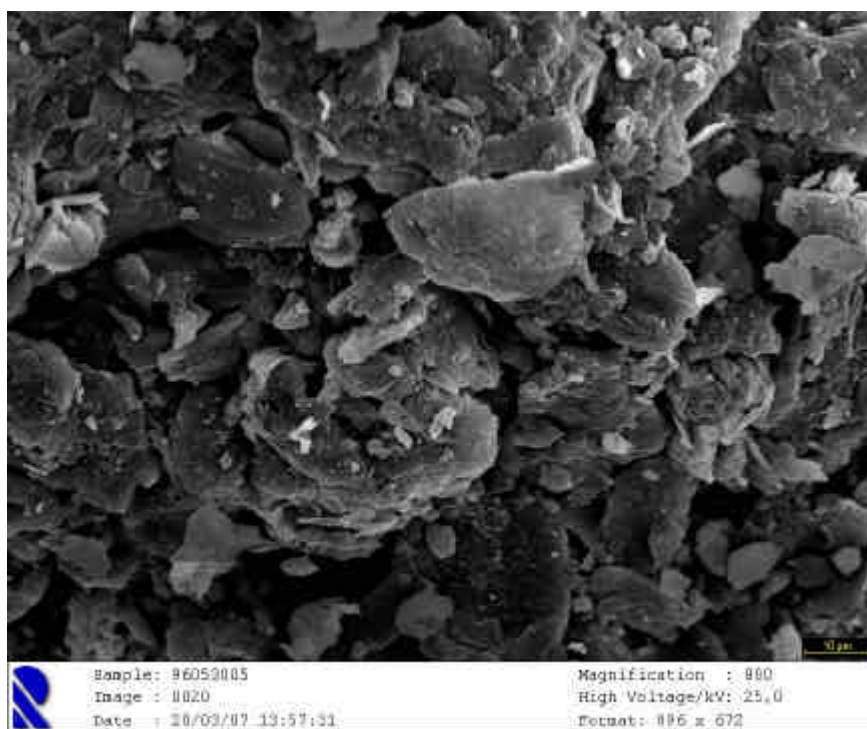


Figura 8.15. Fotografía 0020. Suelo inalterado (sondeo Z, 40–50 cm, siglas: 96053005). Detalle de la unidad pseudoesférica de la Figura 8.14.

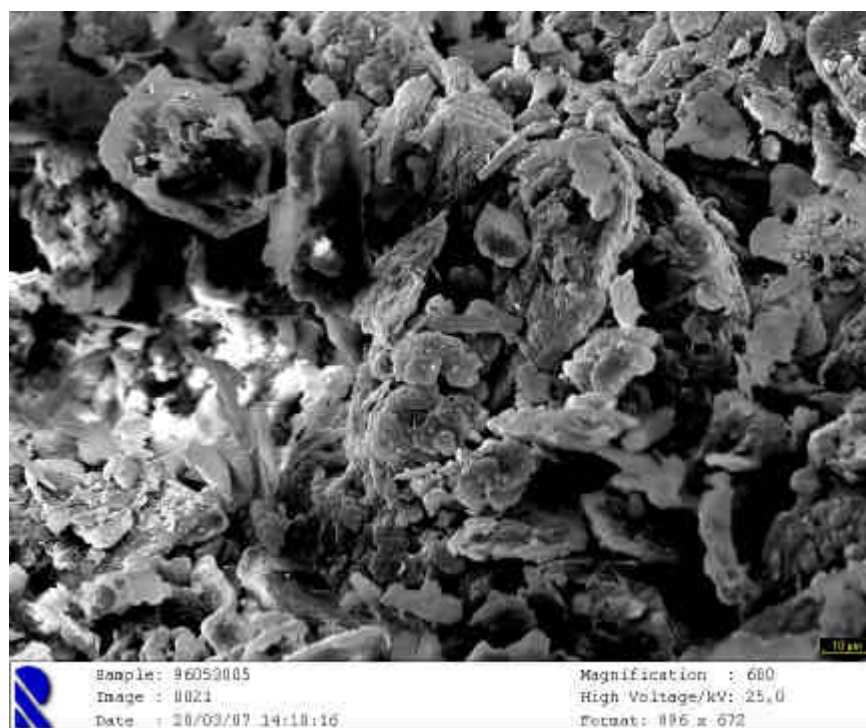


Figura 8.16. Fotografía 0021. Suelo inalterado (sondeo Z, 40–50 cm, siglas: 96053005). Matriz.

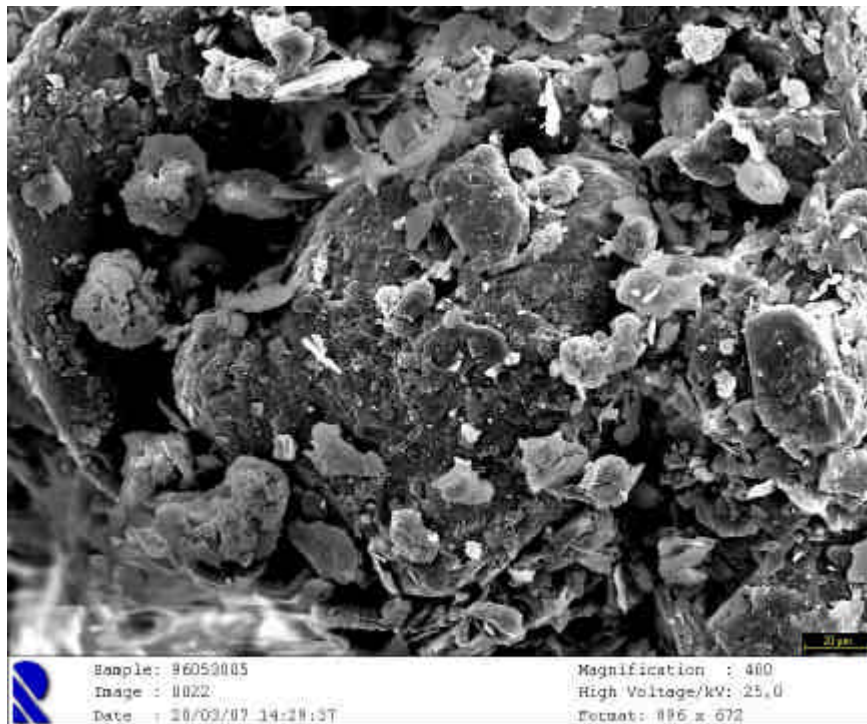


Figura 8.17. Fotografía 0022. Suelo inalterado (sondeo Z, 40-50 cm, siglas: 96053005). Microped.



Figura 8.18. Fotografía 0023. Suelo inalterado (sondeo Z, 40-50 cm, siglas: 96053005). Partícula cementada.

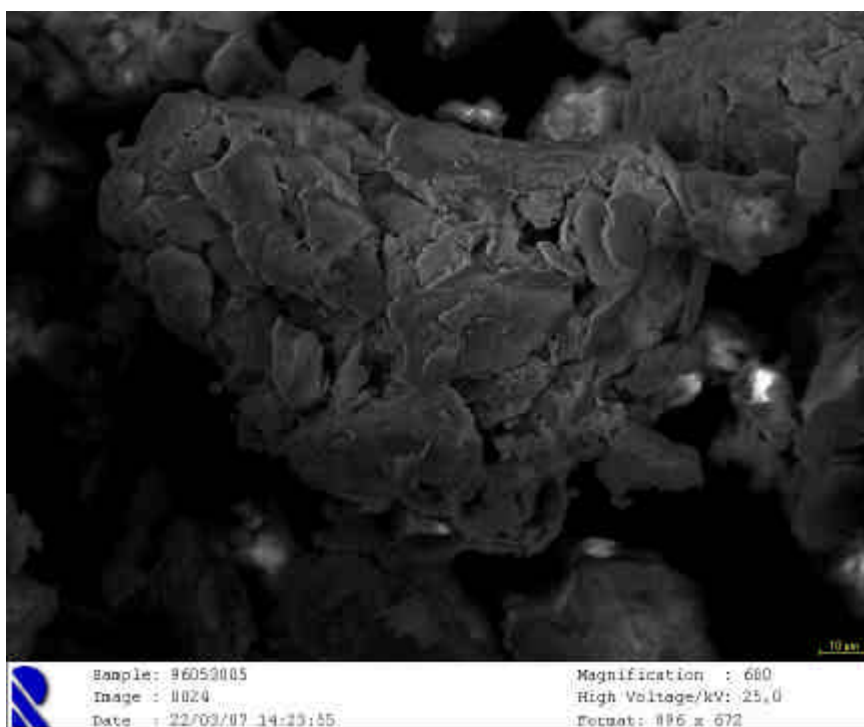


Figura 8.19. Fotografía 0024. Suelo inalterado (sondeo Z, 40-50 cm, siglas: 96053005). Cluster.

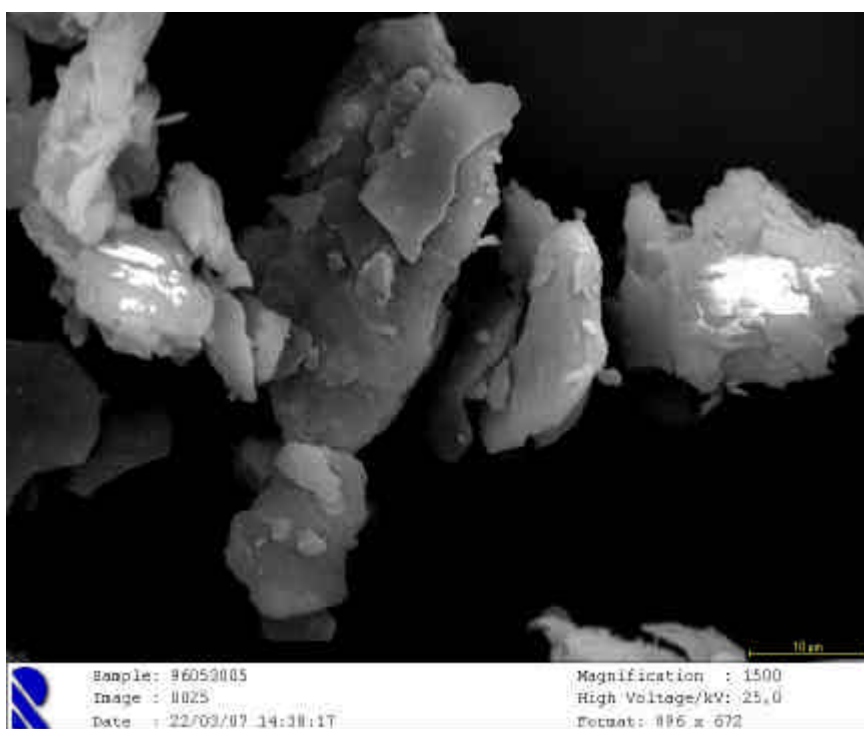


Figura 8.20. Fotografía 0025. Suelo inalterado (sondeo Z, 40-50 cm, siglas: 96053005). Detalle del cluster de la Figura 8.19.

8.1.3 Suelo con tratamiento lineal (sondeo 5, 0–10 cm, siglas: 97013001)

La primera imagen de esta muestra es la Figura 8.22 (fotografía 0026), un campo a pocos aumentos (408), donde aparecen, como en casos anteriores, partículas de distintos tamaños. Son frecuentes los tamaños de 200 μm ; las mayores reconocidas superan los 1500 μm ; y aparecen, también, otras partículas más pequeñas. Las proporciones en peso de la masa pueden suponer aproximadamente el 50% de ambas.

La fábrica interior de los microagregados resulta de difícil observación por la concentración de electricidad estática, aunque en una observación preliminar parece menos cementada y, en paralelo, más isotrópica que la de la muestra anterior (sondeo Z). Así mismo se reconocen granos tamaño limo con uniones cara–borde y un aspecto ciertamente desordenado. Analíticamente la diferencia con el sondeo anterior se encuentra en las menores proporciones de carbonato cálcico, pues el hierro libre y el carbono orgánico presentan niveles mayores (Tabla 8.0).

No obstante, entre estos agregados mayores aparecen minoritarios fragmentos más encostrados con cierta estructura laminar cementada (Figura 8.23, fotografía 0052). Una imagen de su superficie (Figura 8.24, fotografía 0053bis) demuestra lo que ya vamos conociendo es la fábrica de nuestros suelos, que el agregado está formado por partículas mayores embebidas en una masa de partículas menores con un relativo grado de cementación; aunque en la mitad norte de la fotografía el grado cementación parece menor que la parte sur de la misma, cuyas zonas más cementadas ya presentan alineaciones y laminaciones del cemento. La imagen de las zonas de borde de estos agregados vuelven a mostrar estructura laminar y abundante presencia de cemento (Figura 8.25, fotografía 0054).

Los grandes microagregados (en nuestra escala de trabajo) no netamente encostrados, tienen tamaños que oscilan entre 1–2 mm y se muestran compuestos de

partículas de arena fina y limo grueso envueltos en una matriz de limo fino, muy porosa y poco agregada en donde se detecta cierto orden y tendencia a la clusterización, de tipo poligonal (Figura 8.26, fotografía 0055). Nueva imagen de este tipo de fábrica es la Figura 8.27 (fotografía 0056) que recoge una partícula de limo grueso ($60\ \mu\text{m}$) embebida en una matriz de limo fino de partículas no demasiado bien ordenadas ni fuertemente unidas, de tamaño promedio $15\ \mu\text{m}$. Matriz bastante porosa. Este limo fino no obstante, tiene alguna anisotropía y en la imagen que nos ocupa, las laminillas se sitúan con cierta preferencia paralelas al plano de la fotografía. Otro rasgo interesante es la presencia de acumulaciones de lo que parece ser cemento y partículas laminares, como películas o tabiques evidentes debajo del fragmento de limo grueso que centra la imagen y con geometría algo poligonal. Como vamos a ver a continuación, estos tabiques cementados son los generadores de cierta clusterización.

Las zonas tabicadas aparecen con más brillo en la fotografía, reticulando la misma (Figura 8.28, fotografía 0057). Un detalle al norte de esta imagen lo utilizaremos para medida de poros y ejemplificar la coexistencia de partes más cementadas, como tabiques, al lado de partículas más sueltas con cierta orientación preferencial paralela al plano de la fotografía (Figura 8.29, fotografía 0058). La cementación queda manifiesta sobre las grandes partículas laminares ($40\text{-}50\ \mu\text{m}$ de tamaño). Un sector de la anterior fotografía muestra (Figura 8.30, fotografía 0059) la acumulación y forma de las zonas del cemento; se parece morfológicamente a las partículas pequeñas que son las que persisten cuando se destruye la estructura.

Teniendo en cuenta que las proporciones de carbonato cálcico son de 0.25% (pequeñas) y las de hierro libre de 1.50%, nos inclinamos a pensar que las acumulaciones de cemento descritas sean debidas a sesquióxidos, sin descontar una contribución de las formas orgánicas, puesto que el carbono orgánico está presente también en 1.15% (el mayor porcentaje de todas las muestras observadas). El

microanálisis EDR (Figura EDR-5 01) nos indica la presencia de un pico de hierro importante, que apoyaría la idea anteriormente expresada del papel cementante de los sesquióxidos; aunque no se descarta el papel del carbonato cálcico, al presentar un pico detectable de calcio. Mencionar, como siempre presentes, los picos indicativos de los silicatos que componen la matriz y el esqueleto.

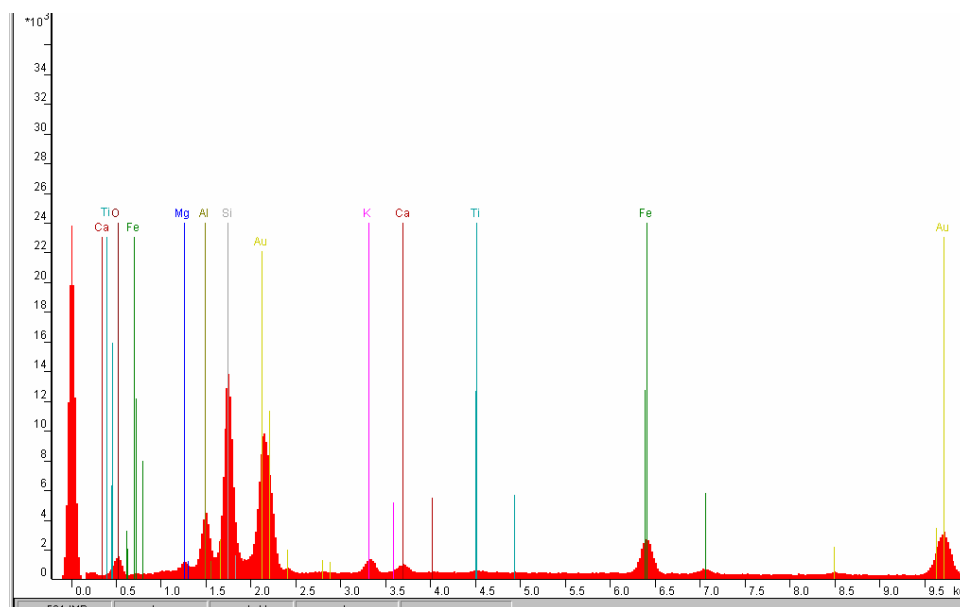


Figura EDR-5 01: espectro EDR de una zona seleccionada al microscopio electrónico de barrido del sondeo 5 (0-10 cm).

Las partículas más pequeñas de la muestra (Figura 8.30, fotografía 0027) tienen una fuerte heterometría desde limo fino ($4-5 \mu\text{m}$) hasta arena fina (sobre $80 \mu\text{m}$) aunque la mayor parte se encuentran en el campo del limo; así como parecen pertenecer a distintos grupos mineralógicos: tectosilicatos, laminares, carbonatos, etc. La mayor parte de ellas están no agregadas aunque las de mayor talla muestran cierto grado de agregación. Presentan formas laminares, más equidimensionales, alongadas, etc., como corresponde al carácter poliminerálico de estas partículas.

En la Figura 8.33 (fotografía 0028), se aprecia un detalle del campo anterior. Tres partículas laminares de las de mayores dimensiones de dicho campo, limo grueso,

con hábito laminar se unen por un extremo y lateralmente por puentes de partículas más pequeñas, de limo fino (menores de $10\ \mu\text{m}$) y cemento. Es un modelo de agregación.

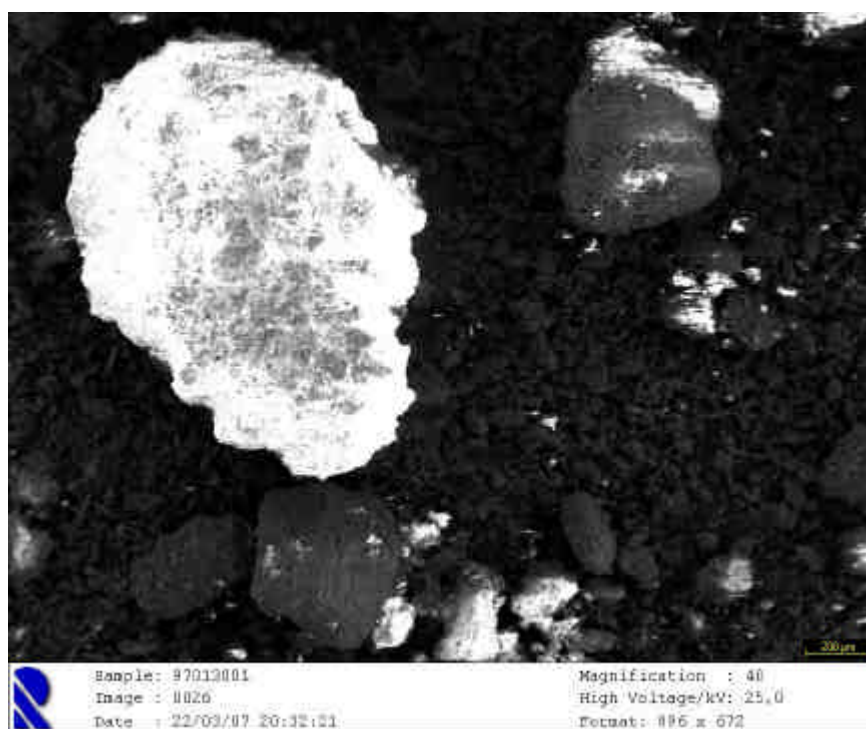


Figura 8.22. Fotografía 0026. Suelo inalterado (sondeo 5, 0–10 cm, siglas: 97013001). Campo de partículas

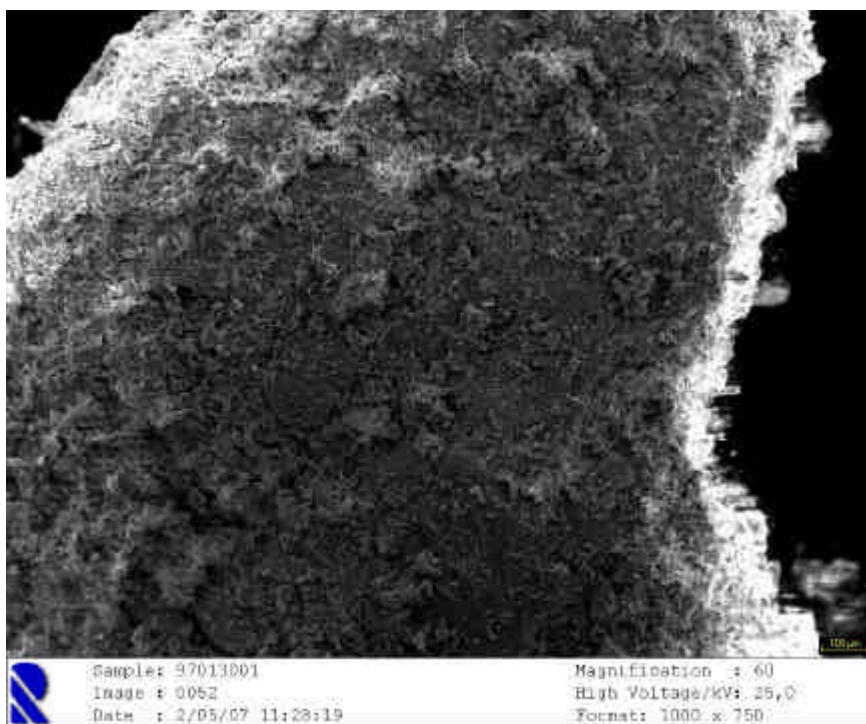


Figura 8.23. Fotografía 0052. Suelo inalterado (sondeo 5, 0–10 cm, siglas: 97013001).

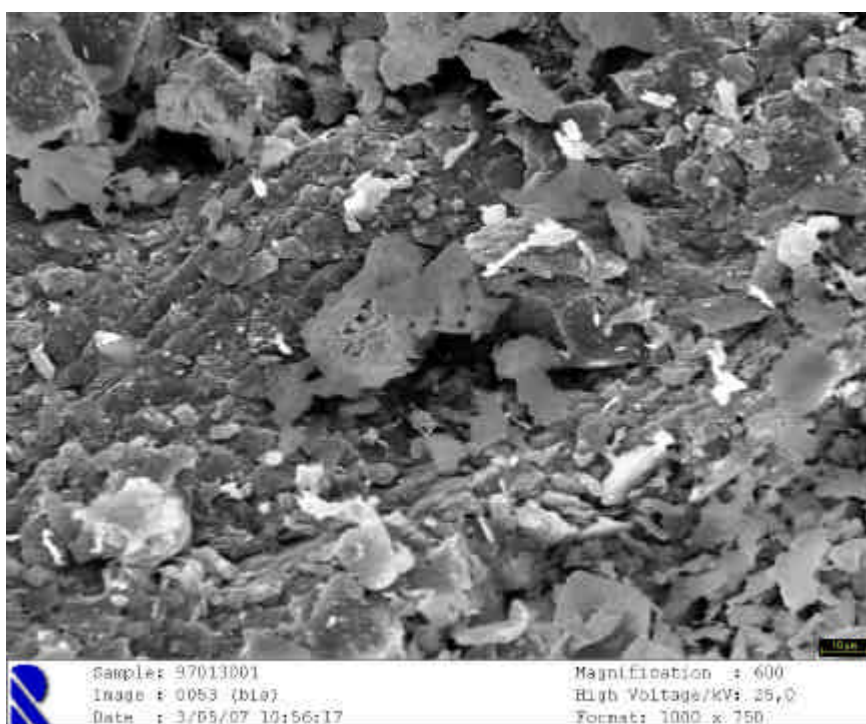


Figura 8.24. Fotografía 0053bis. Suelo inalterado (sondeo 5, 0–10 cm, siglas: 97013001).

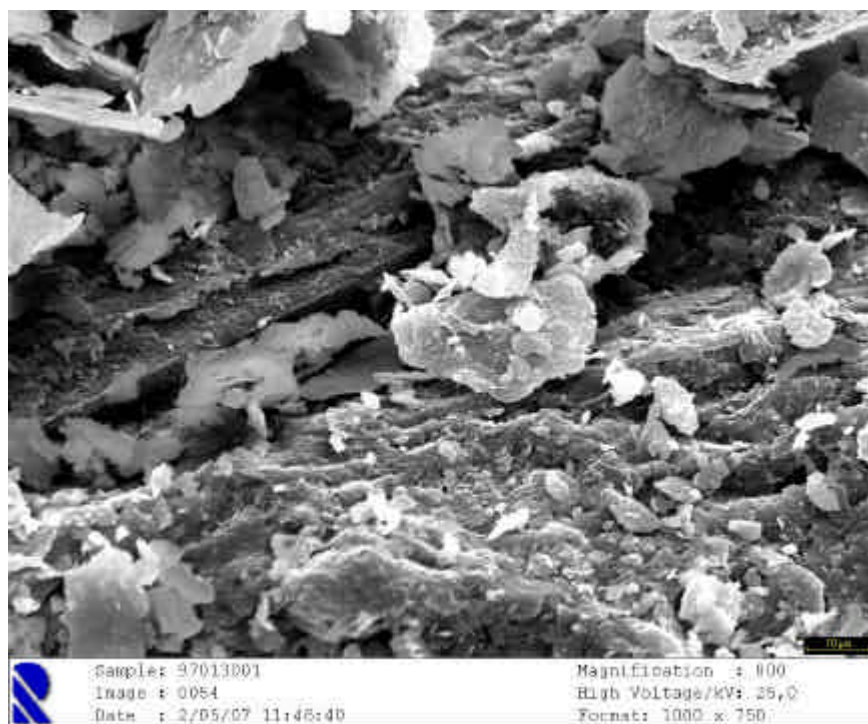


Figura 8.25. Fotografía 0054. Suelo inalterado (sondeo 5, 0-10 cm, siglas: 97013001).

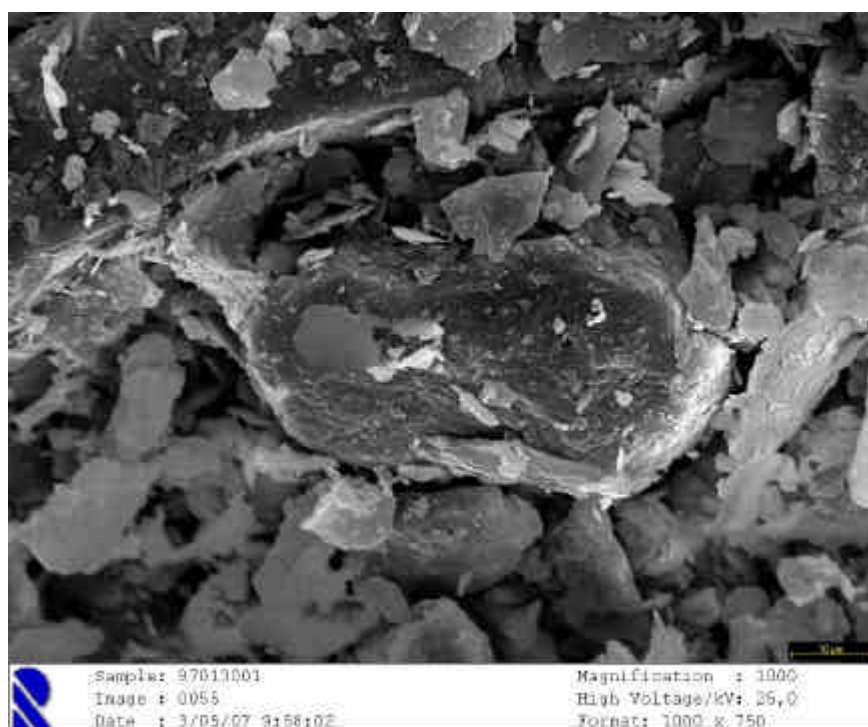


Figura 8.26. Fotografía 0055. Suelo inalterado (sondeo 5, 0-10 cm, siglas: 97013001).

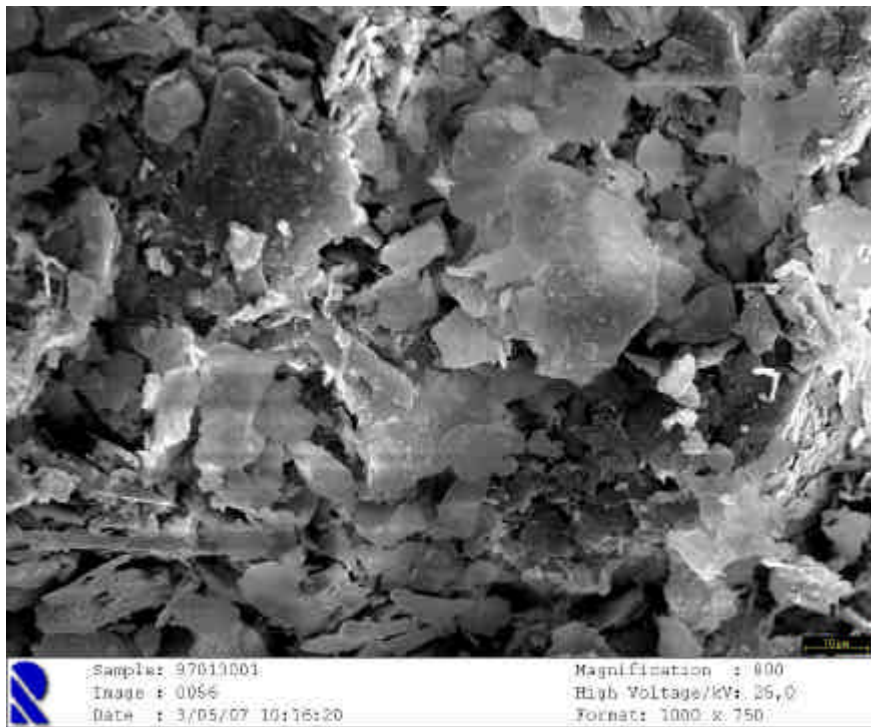


Figura 8.27. Fotografía 0056. Suelo inalterado (sondeo 5, 0–10 cm, siglas: 97013001).

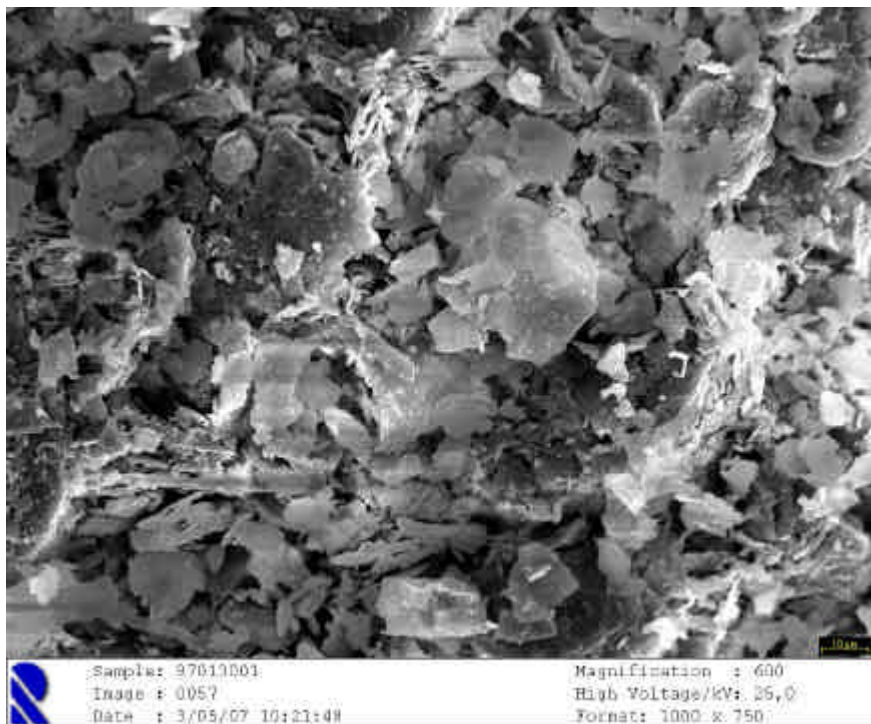


Figura 8.28. Fotografía 0057. Suelo inalterado (sondeo 5, 0–10 cm, siglas: 97013001).

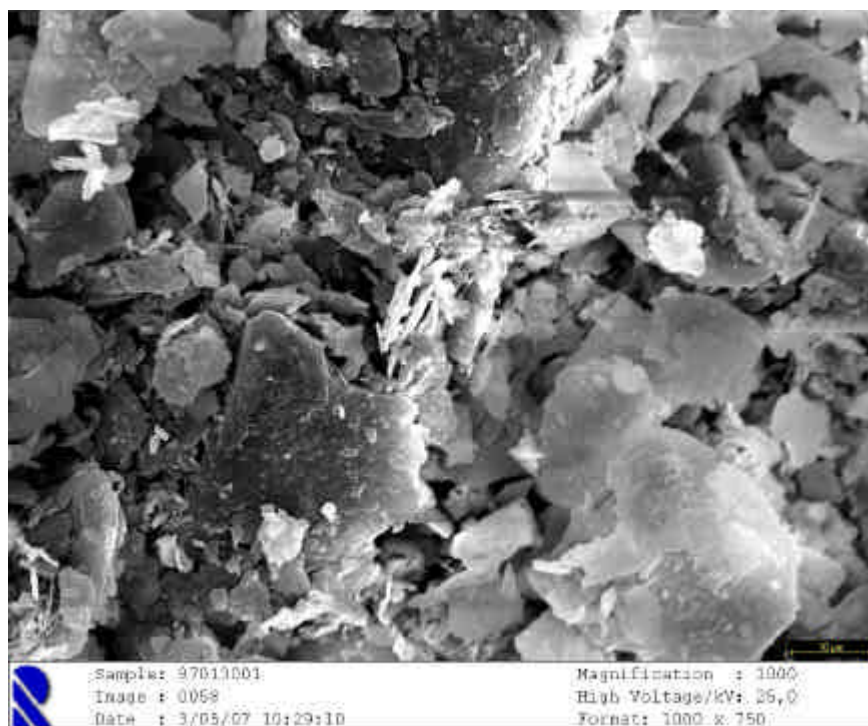


Figura 8.29. Fotografía 0058. Suelo inalterado (sondeo 5, 0–10 cm, siglas: 97013001).

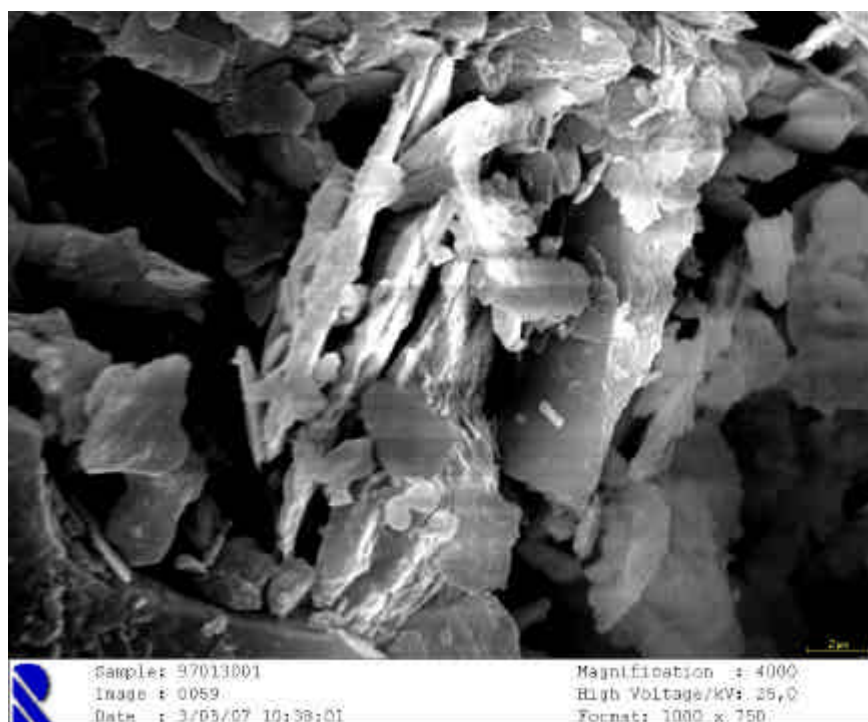


Figura 8.30. Fotografía 0059. Suelo inalterado (sondeo 5, 0–10 cm, siglas: 97013001).

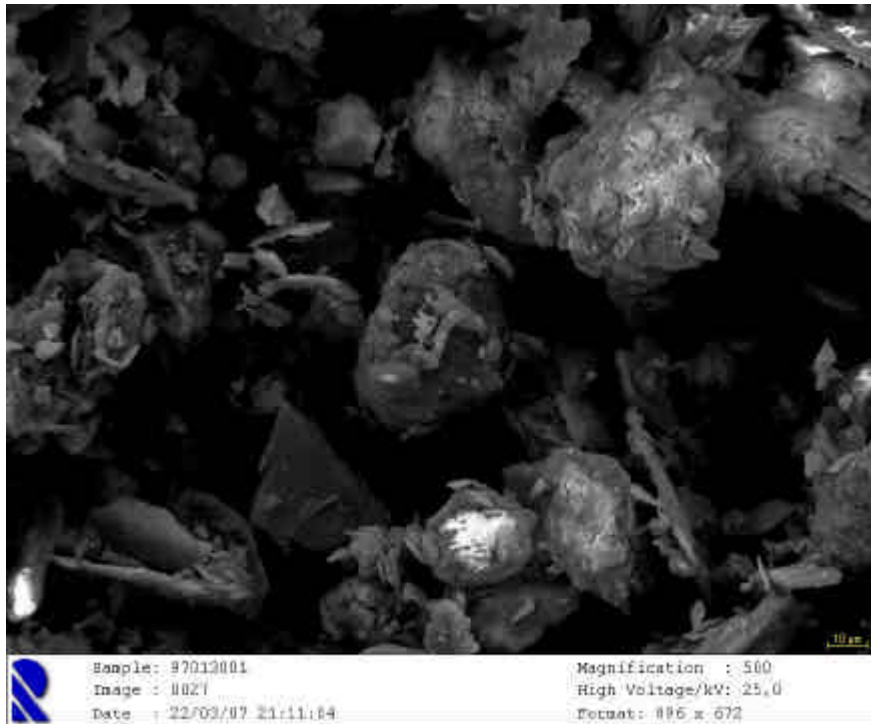


Figura 8.32. Fotografía 0027. Suelo inalterado (sondeo 5, 0–10 cm, siglas: 97013001).



Figura 8.33. Fotografía 0028. Suelo inalterado (sondeo 5, 0–10 cm, siglas: 97013001).

8.1.4 Suelo con tratamiento lineal (sondeo 5, 50–60 cm, siglas: 97013006)

Las imágenes de conjunto (30X) de la muestra (Figura 8.34, fotografía 0029) ponen en evidencia que está constituida mayoritariamente por partículas de granulometría fina (menor que arena fina, 250 μm) junto a algunas más gruesas que llegan a alcanzar los dos milímetros. Las partículas mayores que, como decíamos, se califican de minoritarias en la muestra, son granos minerales y otras agregaciones de partículas (microagregados) con cierto grado de cementación.

Una observación más en detalle (500X) de la superficie de uno de estos microagregados es la Figura 8.35 (fotografía 0030). Aparecen clústers con forma groseramente discoidal, con una dimensión sobre los 50 μm , formados por partículas de morfología esencialmente plana y tamaños menores de 50 μm , unidas entre sí cara–cara por cementos. A su vez estos clústers se unen a clústers vecinos con orientaciones diversas.

Para estudiar algo mejor la clusterización, acudimos a la Figura 8.36 (fotografía 0032), donde se observa un clúster de partículas de unos 200 μm de tamaño, de forma entre irregular y pseudoesferoidal; a su vez compuesto internamente por clústers de menores dimensiones que se describirán en la siguiente fotografía de detalle, pero que ya pueden observarse en ésta su forma discoidal, sus tamaños alrededor de los 40–50 μm y el estar constituidos por partículas claras más pequeñas apiladas cara–cara con un apilamiento intercrecido y algún grado de cementación. Son similares a los que observábamos en la Figura 8.35, aunque en este caso hemos reconocido la unión entre ellos para conformar unidades de organización de mayores dimensiones.

En la parte este–suroeste de la partícula observada en la Figura 8.36 se hace evidente un recubrimiento de lo que pudiera ser un material ligado a la actividad biológica, en concreto de los hongos o de las raíces que también se observarán en detalle en las siguientes fotografías. En una imagen de detalle del mismo clúster Figura

8.37 (fotografía 0034), se observan estos rasgos biológicos en forma de filamentos, probablemente hifas de hongos (son de muy pequeño tamaño para ser raíces), que hacen pensar que el material que se observa recubriendo el cluster en su parte inferior está secretado por la actividad biológica (materia orgánica).

La Figura 8.38 (fotografía 0033) muestra un nuevo detalle del clúster grande de la fotografía donde se observan las distintas orientaciones de los clúster de menores dimensiones que lo componen. El grado de cementación es bajo y queda bien manifiesta el apilamiento intercrecido. No obstante, la anisotropía dentro de cada uno de estos clúster es alta.

La Figura 8.39 (fotografía 0034) recoge detalles de los modelos de unión de las partículas en los clusters, como decíamos cara-cara, cara-borde o mixtas.

No obstante el interés por su fábrica edáfica, debido a la clusterización tan evidente que muestran, al ser minoritarios los microagregados no creemos justificarán las propiedades de retención de agua de la muestra, y su estudio de mayor detalle se reserva para posteriores análisis. Destacar, sin embargo como en las zonas profundas de este sondeo la isotropización que detectábamos en las superficiales parece haberse mitigado algo, al menos en estos escasos microagregados detectados y observados.

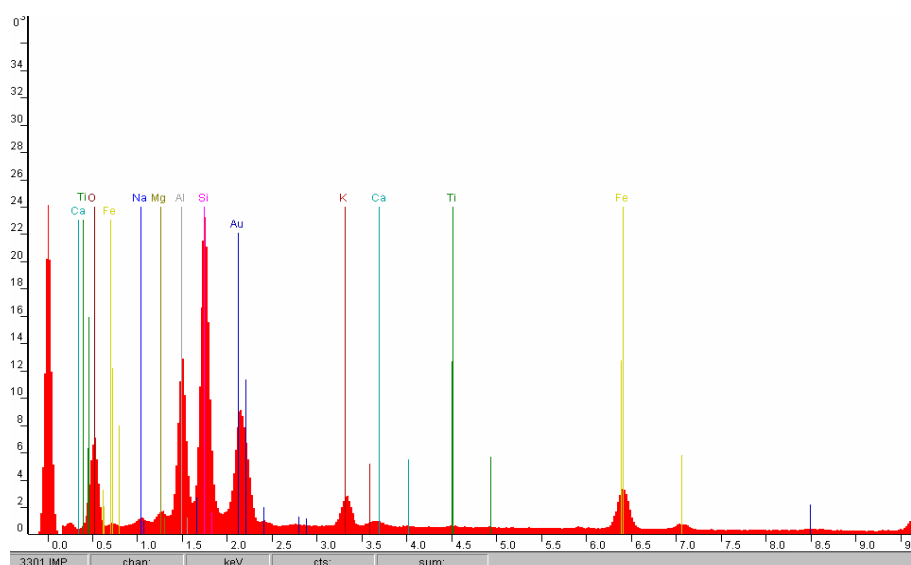


Figura EDR-5 06: Espectro EDR barrido del sondeo 5 (50–60 cm).

La composición de los cementos de esta muestra repite el modelo ya visto, con papel de los sesquióxidos de hierro, el carbonato cálcico y la materia orgánica. Analíticamente (Tabla 8.0) se trata de la muestra donde las proporciones de hierro son mayores (1.73%), aunque dichos cementos férricos pueden estar diseminados y no formando acumulaciones fácilmente observables. Las formas de humus, aunque evidentes en las fotografías no se detectan como grandes porcentajes de carbono orgánico (0.56%). El carbonato cálcico es el que menor porcentaje presenta en todas las muestras. El microanálisis EDR (Figura 8.40) vuelve a detectar los elementos químicos característicos de estos cementos y como en la muestra anterior del mismo sondeo el pico de hierro se destaca.

Las partículas pequeñas dominantes han sido fotografiadas como campo (400x), en la Figura 8.41 (fotografía 0031). La primera evidencia es que presentan heterometría, con un rango de tamaños que oscila entre 5–7 μm y 90 μm . Con relación a la forma,

muchas de ellas son pseudoelongadas si bien tendentes a planas y algunas pseudoesferoidales. En relación ahora al grado de agregación de estas partículas menores, como en casos anteriores éste crece paralelamente al tamaño, siendo las partículas de mayores dimensiones casi todas formas agregadas. Las de menores dimensiones son monominerálicas, y frecuentemente de formas planas.



Figura 8.34. Fotografía 0029. Suelo inalterado (sondeo 5, 50–60 cm, siglas: 97013006). Campo de partículas.

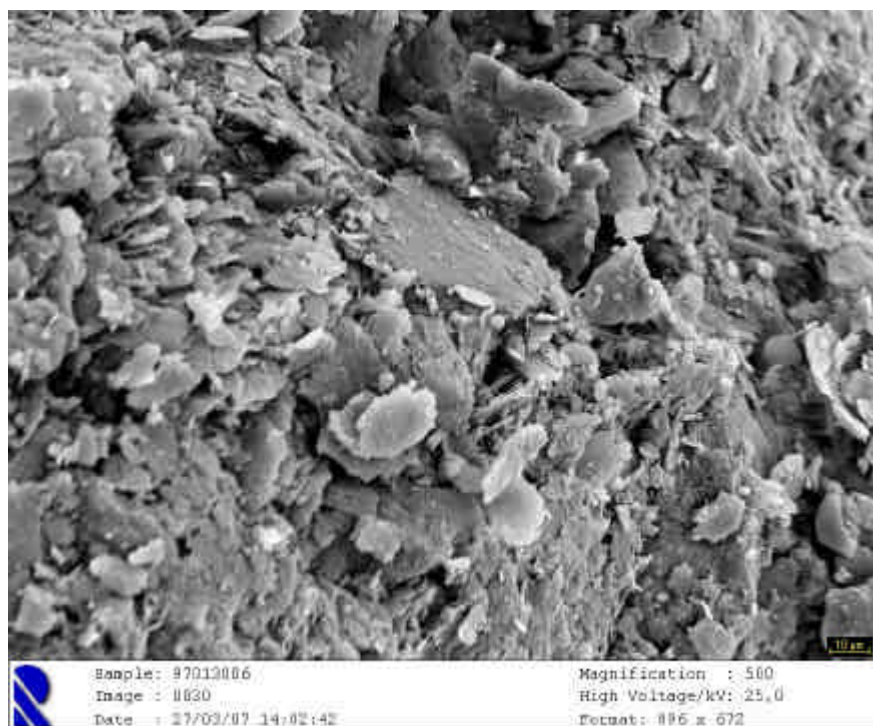


Figura 8.35. Fotografía 0030. Suelo inalterado (sondeo 5, 50–60 cm, siglas: 97013006). Agregado.

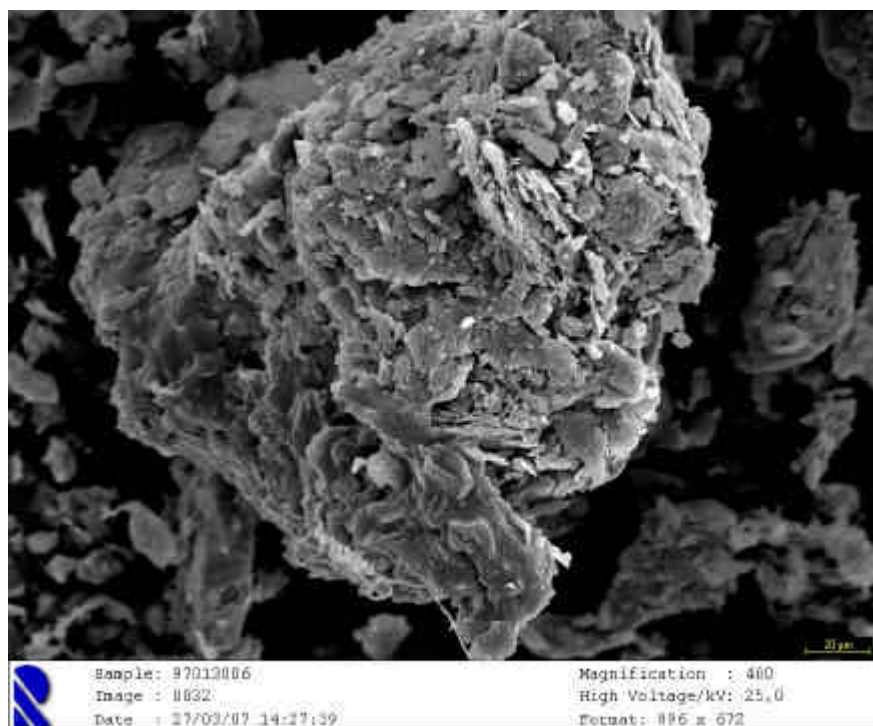


Figura 8.36. Fotografía 0032. Suelo inalterado (sondeo 5, 50–60 cm, siglas: 97013006). Cluster.

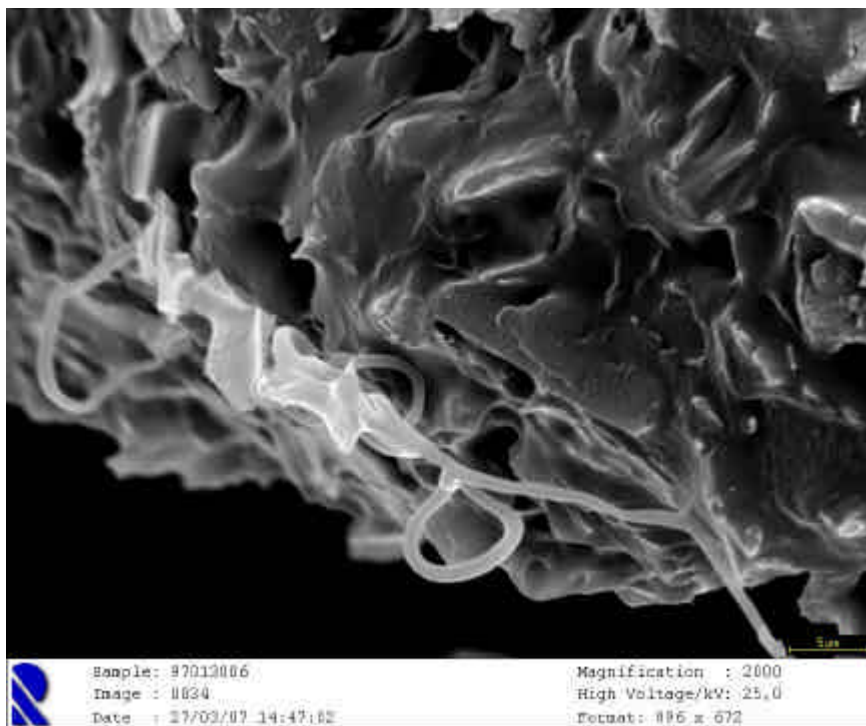


Figura 8.37. Fotografía 0034. Suelo inalterado (sondeo 5, 50–60 cm, siglas: 97013006). Detalle de un cluster de la Figura 8.34, donde se observan hifas de hongos.

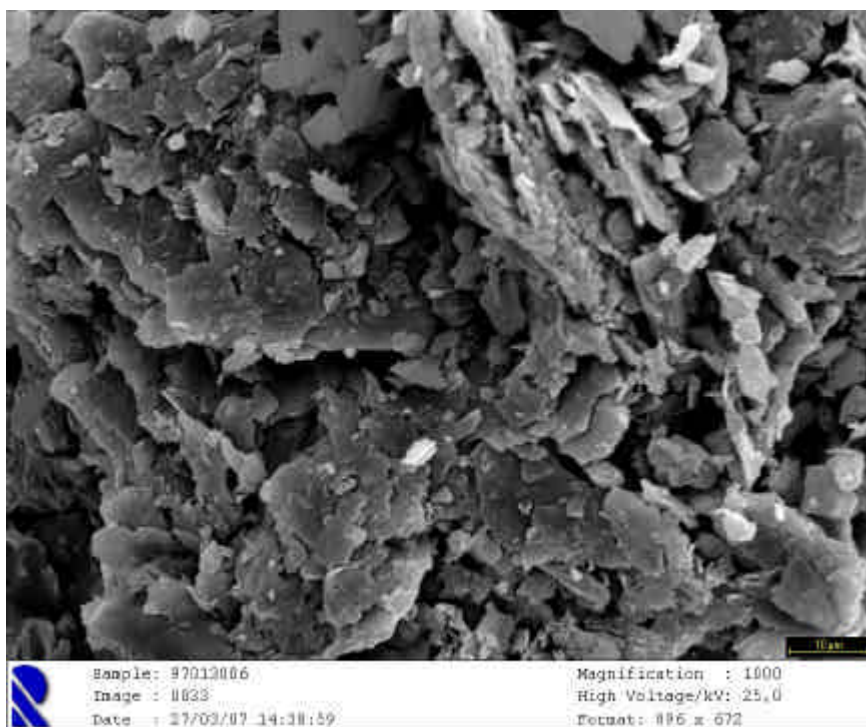


Figura 8.38. Fotografía 0033. Suelo inalterado (sondeo 5, 50–60 cm, siglas: 97013006). Detalle del cluster de la Figura 8.34 donde se observa el grado de cementación.

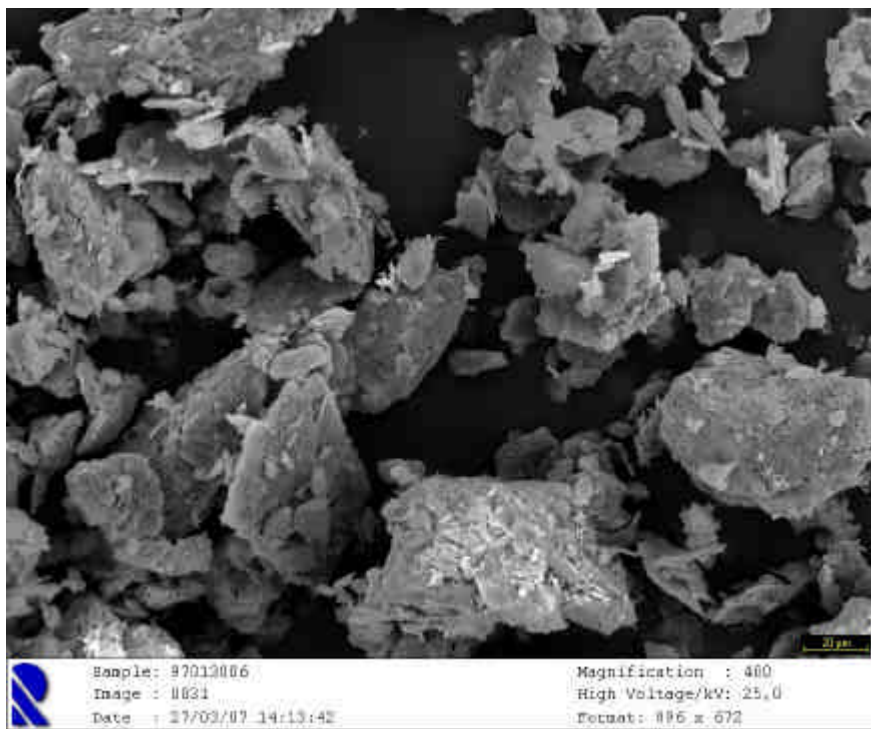
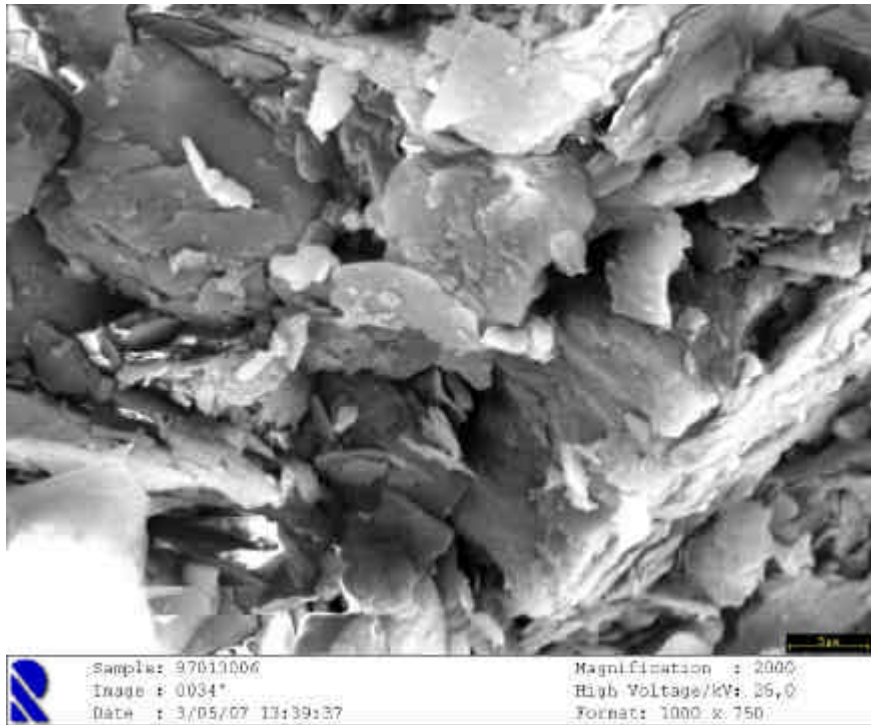


Figura 8.41. Fotografía 0031. Suelo inalterado (sondeo 5, 50–60 cm, siglas: 97013006). Campo de partículas

8.1.5. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 0–10 cm, siglas: 96042501)

La observación de esta muestra a pocos aumentos (30x y 60x) evidencia que se trata de un campo de partículas muy heterométrico (Figuras 8.39 y 8.40; fotografías 0035 y 0036), con valores máximos de diámetro de partícula sobre 700 μm y una distribución homogénea descendente hasta valores más pequeños, ya claramente en el campo del limo fino ($<20 \mu\text{m}$). En otras partes de la muestra se han reconocido partículas que superan el milímetro, pero son escasas desde el punto de vista porcentual. En el campo de partículas de la Figura 8.40, coexisten todos los tamaños, desde 500 μm a otras más pequeñas. También se observa la presencia de un grupo de raíces cubiertas de partículas minerales. Las formas de las partículas son muy variadas aunque frecuentemente son subredondeadas por efecto del tamizado.

En las partículas mayores (500–700 μm) se observan los distintos grados de compactidades y cementaciones unidos al de agregación; con partículas compactas, aparentemente poco o nada agregadas, al lado de otras donde la presencia de agrupaciones de partículas menores es evidente. Las primeras de apariencia compacta, pudieran ser debidas a una cobertura externa de cemento que protege al agregado, denotándose en algunos lugares libres de dicha cobertura el carácter interno agregado. Tal como se demuestra en la Figura 8.41 (fotografía 0037), una partícula presente en el campo anterior (Figura 8.40), que aparentaba ser totalmente compacta. La observación en detalle (500x) pone en evidencia su carácter interno de agregado de partículas y que su compactidad exterior es debida a una capa de cemento. En el margen sur-oeste y centro de la fotografía queda evidente dicho carácter agregado y en la parte sur-este el carácter cementado; al noroeste se observa una partícula monominerálica que bien ha podido servir de soporte para la aglomeración de partículas generadoras de la estructuración.

Hemos observado también dos de las partículas mayores agregadas, de 125 y 290 μm de diámetro (Figura 8.42; fotografía 0038), también pertenecientes al campo de

partículas de la Figura 8.40, y podemos hablar ya de clusters. En este caso, las zonas cementadas se destacan claramente en el conjunto de las partículas agregadas, quedando evidente que estas formas mayores están generadas por la unión de otras muchas partículas de menos talla, tamaño limo.

Respecto al modelo de fábrica que tienen estos clusters de mayores tallas, hemos detectado por zonas, que pueden coexistir dentro de la misma partícula, tres modelos bien diferenciados: 1) partes/grupos cementados compactos; 2) clusters de partículas cementadas entre sí, dejando poros, con uniones cara–borde y en menor medida cara–cara (Figura 8.43, fotografía 0039; correspondiente a un detalle de la partícula de la izquierda de la Figura 8.42 con un patrón algo desordenado isotrópico; 3) casos intermedios entre las anteriores con mayor grado de cementación y anisotropía que 2), aunque no alcanzando los extremos de 1) (Figura 8.44, fotografía 0040); detalle de la partícula de la derecha de la Figura 8.42, donde el apilamiento según un plano aproximadamente paralelo al de la fotografía es evidente, de la misma forma que la presencia de cementos.

No se descarta que la mineralogía de las partículas pueda contribuir a la presencia de uno u otro modelo de los anteriores, de manera que las partículas laminares con preferencia se agrupen como en el caso 3), quedando patente que al nivel de las partículas menores inferiores a 50 μm es muy frecuente ver agregaciones.

La presencia de cemento en esta muestra es muy patente, teniendo su efecto en la observación de muchas partículas primarias agregadas a nivel de las unidades menores (menos de 50 micras); lo que hace que la talla media de estas partículas pequeñas resulten aparentemente mayor que en otras muestras (Figura 8.46 fotografía 0041). También estos agregados menores siguen presentando los dos extremos de modelos descritos para la fábrica: unas más desordenadas, mientras que en otras son más evidentes las uniones cara-cara entre partículas y la anisotropía es más alta.

Analíticamente los cementos de la muestra quedan evidentes en las segundas mayores proporciones relativamente (a nivel de todos los casos analizados) de carbonato cálcico (1.34%). No sucede lo mismo a nivel del contenido de hierro libre (0.92%). Hay que tener en cuenta que estos datos son de la globalidad de la muestra y las observaciones son puntuales. Las observaciones EDR (fig. .88) corroboran la presencia de estos agentes cementantes .

En la Fig. 8.47 (fotografía 0042) comprobamos, como partículas laminares tamaño limo grueso, pueden hacer de soporte para el apilamiento y unión fundamentalmente cara-cara intercrecido de partículas más pequeñas, en este caso sin un gran grado de cementación.

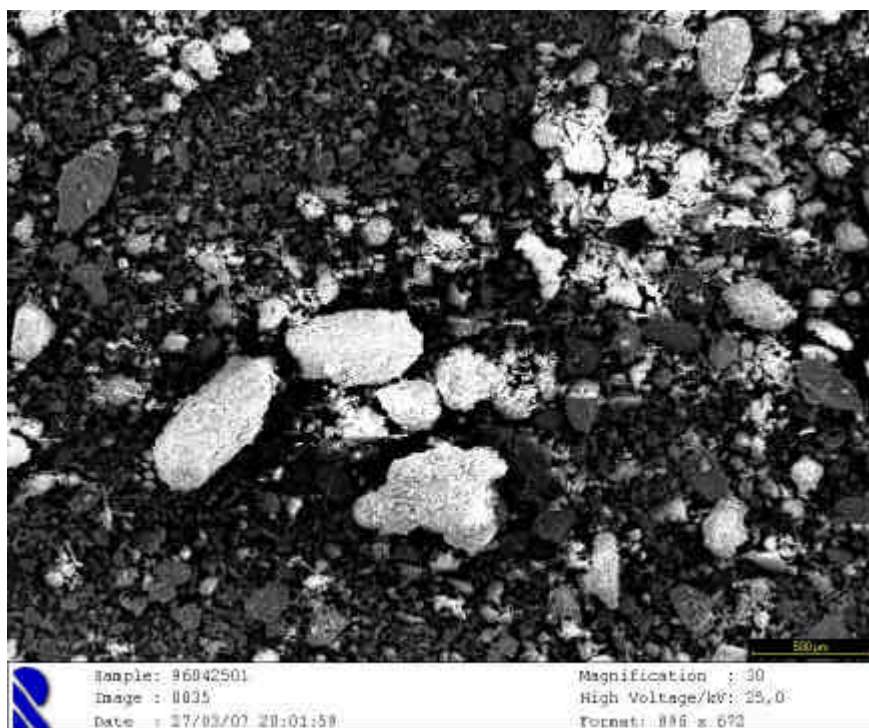


Figura 8.41. Fotografía 0035. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 0-10 cm, siglas: 96042501).
Campo de partículas.

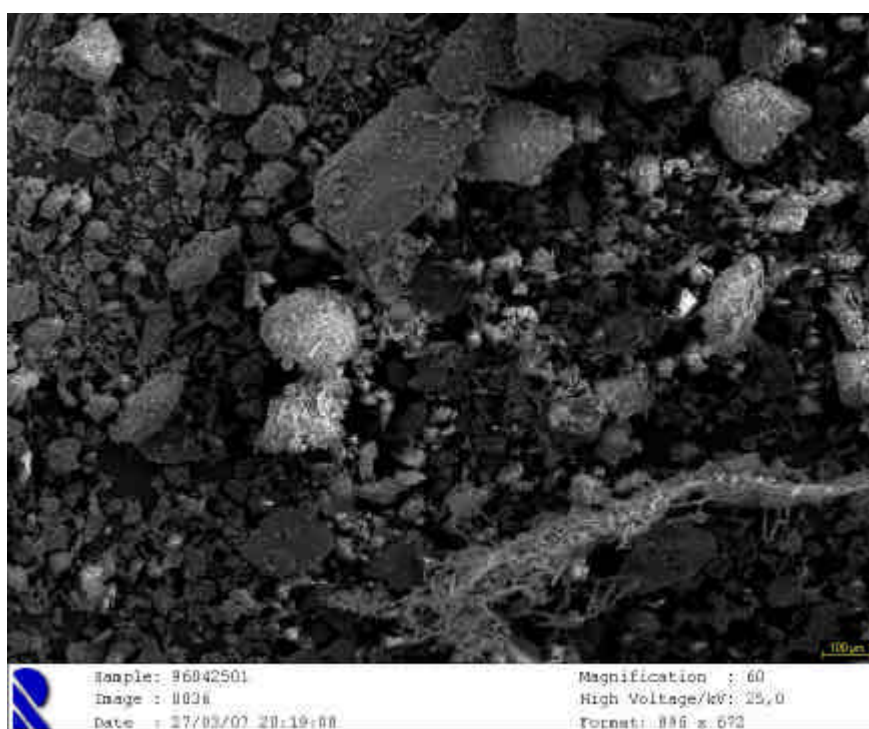


Figura 8.42. Fotografía 0036. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 0-10 cm, siglas: 96042501).



Figura 8.43. Fotografía 0037. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 0-10 cm, siglas: 96042501). Microagregado.

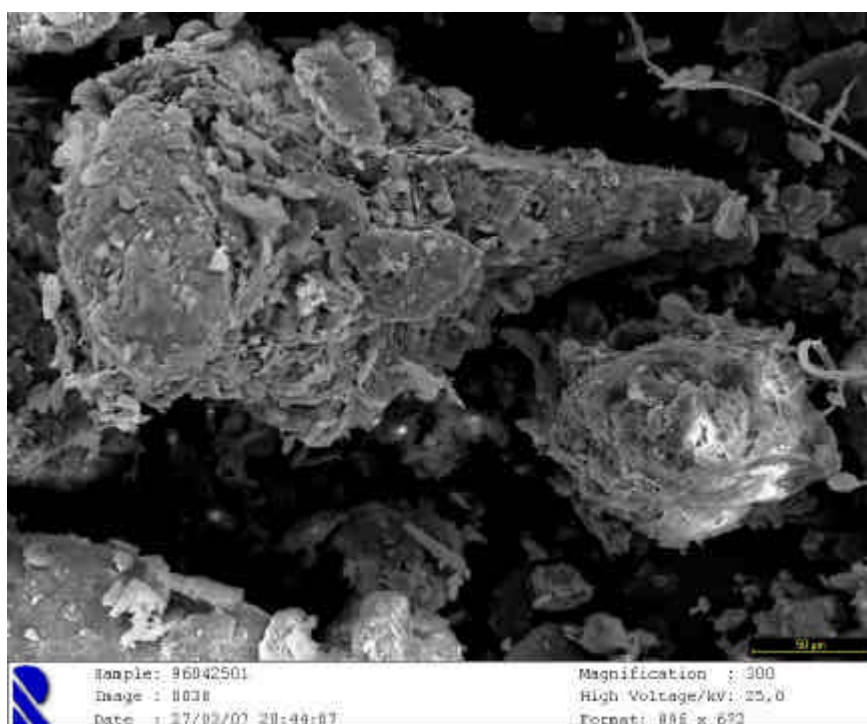


Figura 8.44. Fotografía 0038. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, C-10 cm, siglas: 96042501). Dos de las partículas del campo de la Figura 8.42.

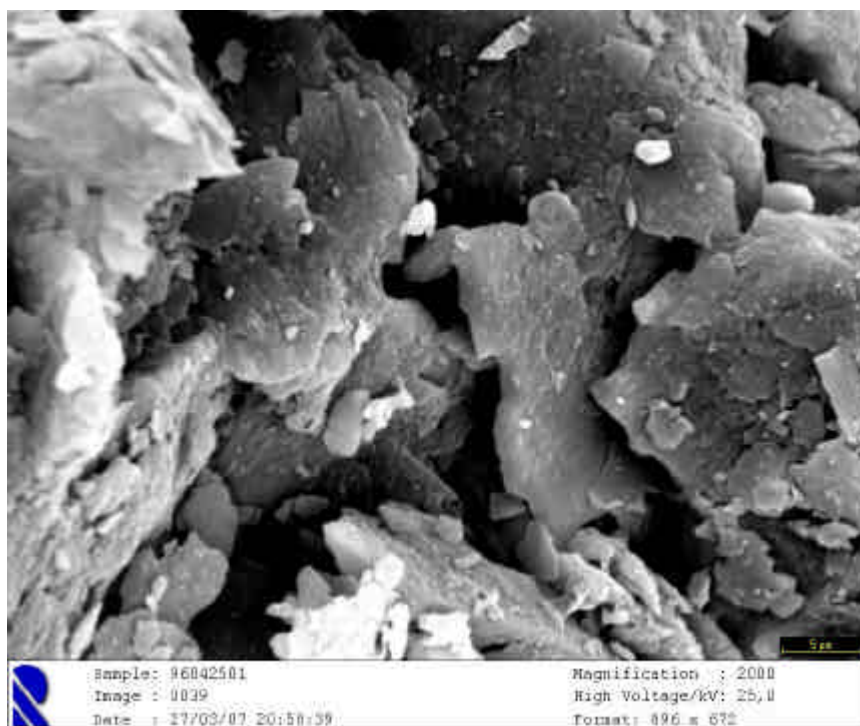


Figura 8.45. Fotografía 0039. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, C-10 cm, siglas: 96042501).
Detalle de la partícula de la izquierda de la Figura 8.44.

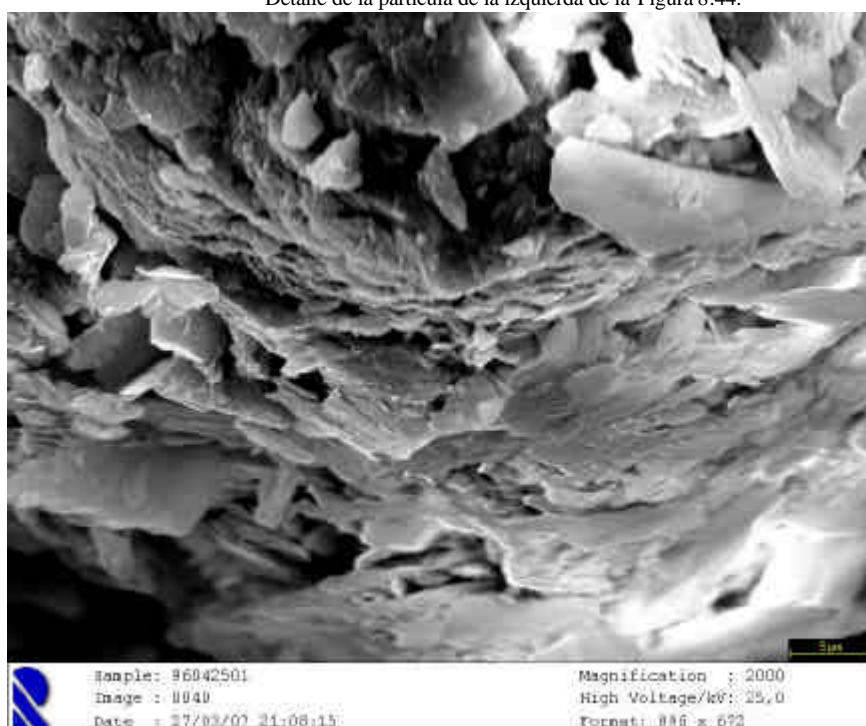


Figura 8.46. Fotografía 0040. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, C-10 cm, siglas: 96042501).
Detalle de la partícula de la derecha de la Figura 8.44.

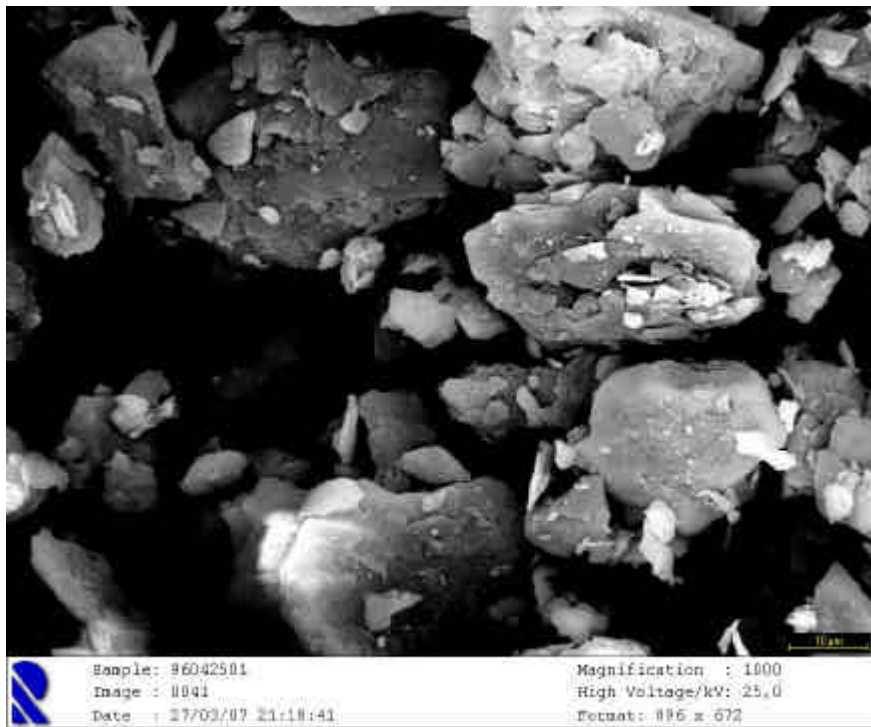


Figura 8.47. Fotografía 0041. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 0-10 cm, siglas: 96042501). Agregación por presencia de cemento (izquierda)

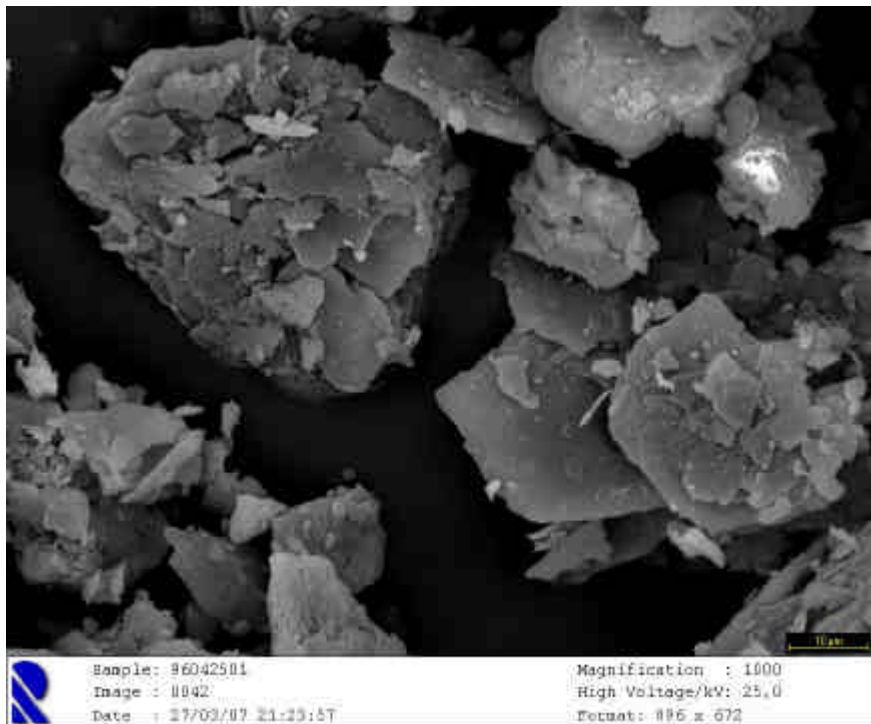


Figura 8.48. Fotografía 0042. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 0-10 cm, siglas: 96042501). Agregación por apilamiento.

8.1.6. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 50–60 cm, siglas: 96042506)

El campo de partículas a 20x de la Figura 8.48, fotografía 0043, demuestra nuevamente el carácter heterométrico de la muestra; la partícula de mayores dimensiones tiene 1300 μm , el resto una distribución de tamaños bastante homogénea hacia los tamaños menores. Llama la atención la forma pseudoesférica elipsoidal y la superficie pseudoredondeada lo que podría pensarse se debe, en una primera instancia, al tamizado, aunque también pudiera deberse a que están más cementadas y adquieren esa forma en superficie, siendo más resistentes al desmenuzamiento que supone el tamizado.

Estudiando una partícula pequeña, de unas 200 μm , (Figura 8.49, fotografía 0044), comprobamos como no presenta acusadamente la forma y superficie anterior y sí, en ambos caracteres, es mucho más irregular. Aparecen partículas dispuestas prácticamente en todas las orientaciones, aunque muchas de la superficie están orientadas planas sobre ella, y hay una fuerte heterometría en los tamaños desde limo grueso (40 μm) hasta limo muy fino (3–4 μm). Las uniones entre partículas son también variadas con modelos con uniones cara–borde y cara–cara. El grado de cementación no es muy elevado; la porosidad de este gran clúster de partículas parece importante e incluso hay poros de contorno pseudocircular que podrían deberse a desgasificación o actividad biológica. Muchas de estas partículas menores que la componen son laminares, algunos de estos poros parecen procedentes de la corrosión o alteración de las láminas de los minerales (Figura 8.50, fotografía 0045; detalle de la Figura 8.49, fotografía 0044).

Un microagregado de 1500 μm de la Figura 8.51, (fotografía 0046), presenta bastantes partículas de pequeñas dimensiones agregadas, en donde se pueden establecer una serie de unidades tridimensionales menores o clústers (de 200 μm de diámetro máximo), marcados por las líneas de los brillos en la fotografía y una especie de pared más cementada. Así los clústers se definen en este caso por unas acumulaciones de

cementos que construyen a modo de una especie de paredes de celda. En los centros y bases de estas celdas, se aprecian muchas uniones cara–cara entre partículas laminares (Figura 8.52, fotografía 0047) y en general el aspecto de la estructura es de tener un grado poco fuerte (casi todas son partículas de limo fino)

Observadas en detalle las partes cementadas de pared antes citadas (Figura 8.53, fotografía 0048), demuestran que donde este fenómeno actúa y es bien observable, se alcanza cierta densidad de acumulación de cemento y las uniones entre partículas, preferentemente laminares, es cara–cara. El grosor de estos puentes es de 30–40 μm .

Detalles de la parte interior de la celda (cluster) muestran una zona más suelta (Figura 8.54, fotografía 0049). Las partículas también preferentemente planas presentan depósitos de cemento sobre su superficie. Ya la agregación es mucho más abierta y porosa, y hay cierta orientación paralela a la superficie, aunque siguen predominando las uniones cara–cara.

En otros microagregados la muestra parece presentar una proporción mayor de partículas más gruesas y menos cementación, aunque en apariencia a pocos aumentos no se observen demasiado bien estos caracteres (Figura 8.55, fotografía 0050). La masa del suelo aparece compuesta de fragmentos minerales de tamaño 100–150 μm (tamaño arena), aunque hay alguna que supera las 300 μm , unidos entre sí por partículas más pequeñas de 3–25 μm escasamente agregadas si bien por zonas presentan puentes de cemento, a modo de retícula, tal como hemos descrito previamente. Las partículas minerales gruesas parecen equidimensionales y las pequeñas son esencialmente laminares. Una imagen de detalle de la masa de partículas menores situadas por encima de la gran partícula mineral del noroeste de la fotografía 0050 (Figura 8.56; fotografía 0051), nos ratifica la morfología laminar de éstas y que se encuentran débilmente cementadas con puentes cara–cara y borde–cara. En esta zona observada en detalle se detecta cierta anisotropía.

Respecto a la naturaleza de los cementos podemos decir algo similar a las muestras anteriores, con un espectro EDR que se expone como figura..

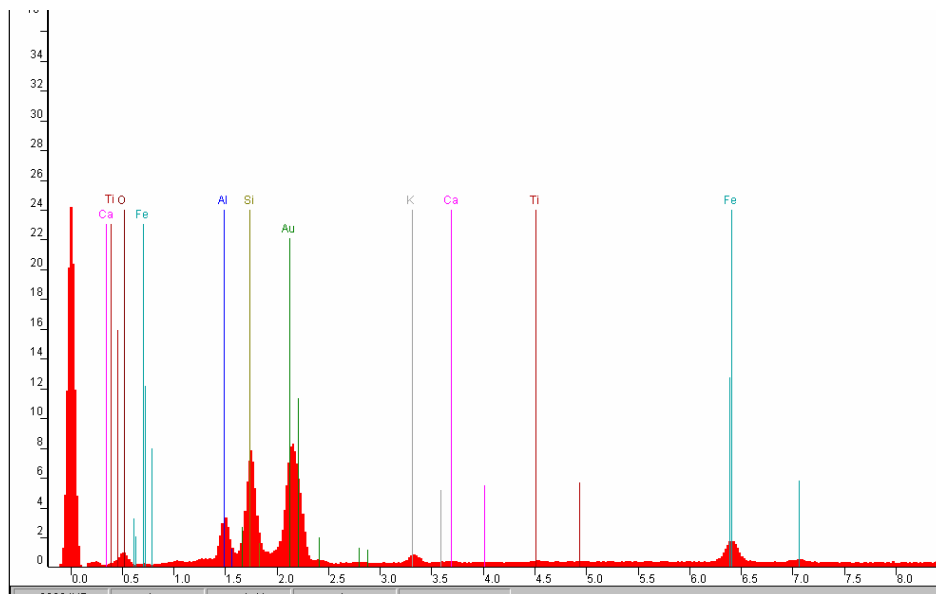


Figura EDR-33 01: Espectro EDR barrido del sondeo 33 (0-10 cm).

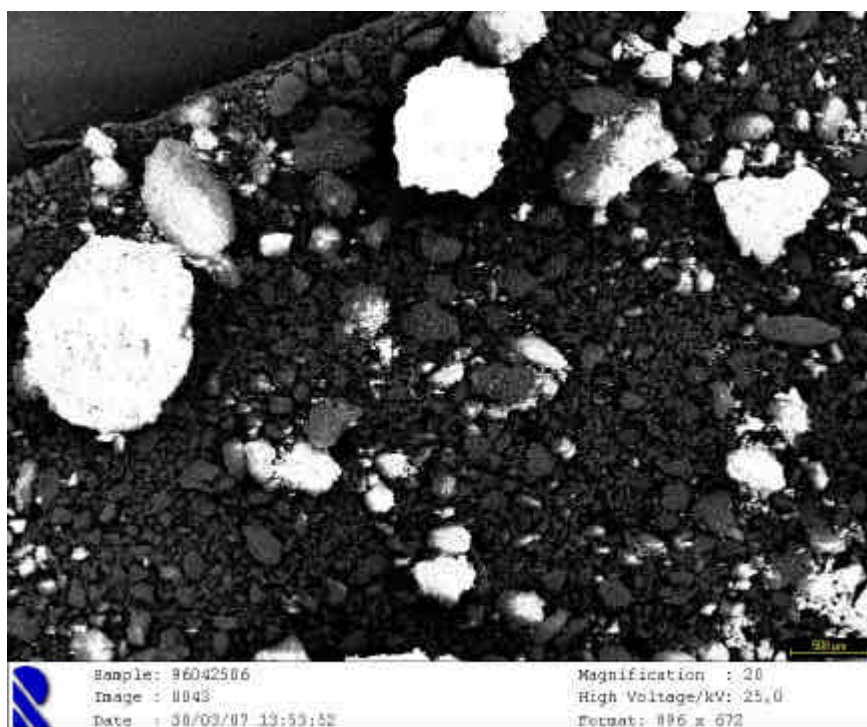


Figura 8.49. Fotografía 0043. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 50–60 cm, siglas: 96042506).
Campo de partículas.

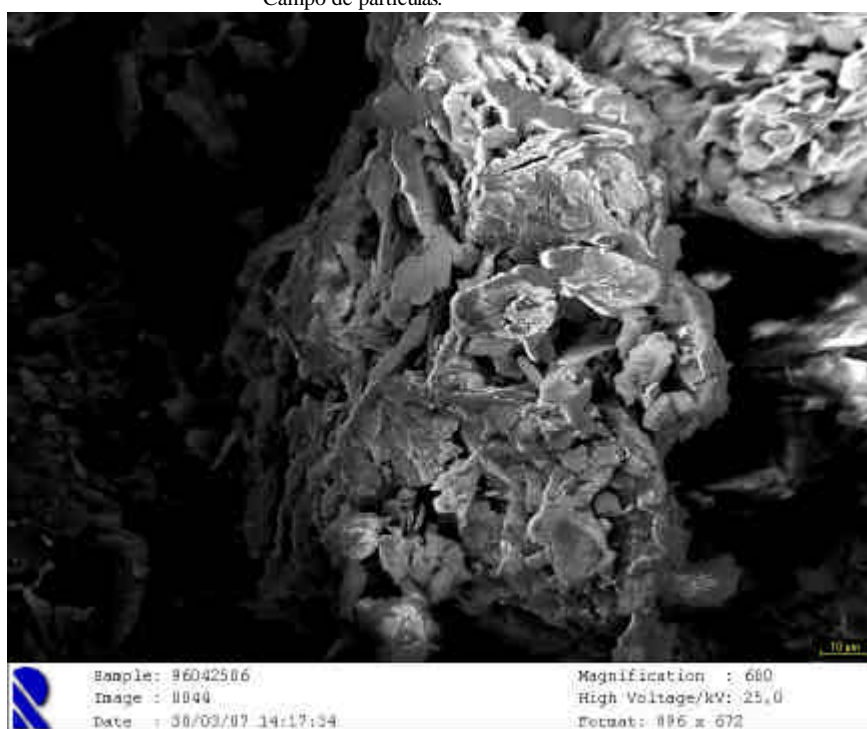


Figura 8.50. Fotografía 0044. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 50–60 cm, siglas: 96042506).
Cluster.

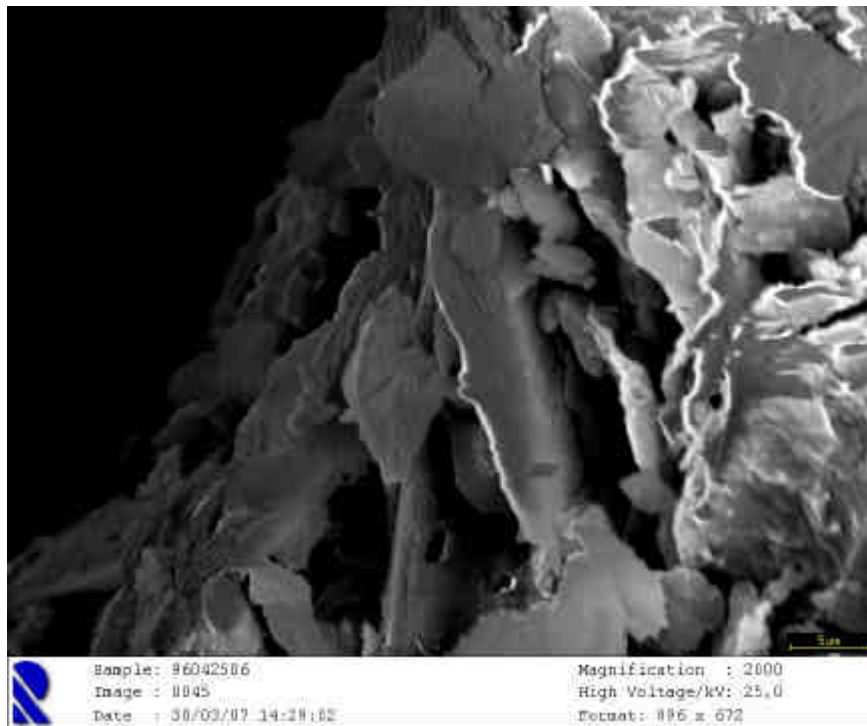


Figura 8.51. Fotografía 0045. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 50–60 cm, siglas: 96042506). Detalle del cluster de la Figura 8.50.

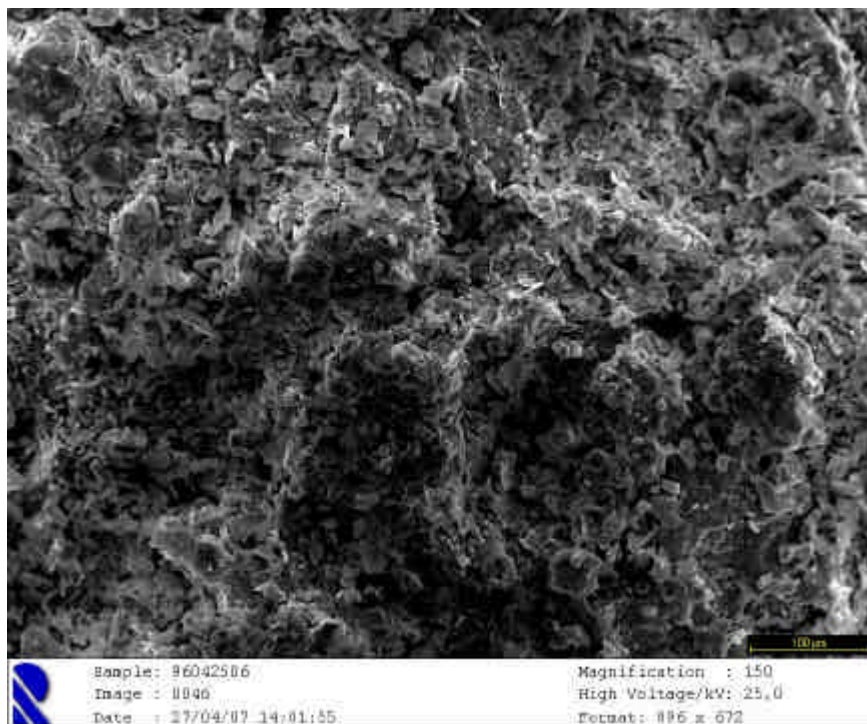


Figura 8.52. Fotografía 0046. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 50–60 cm, siglas: 96042506). Microagregado.

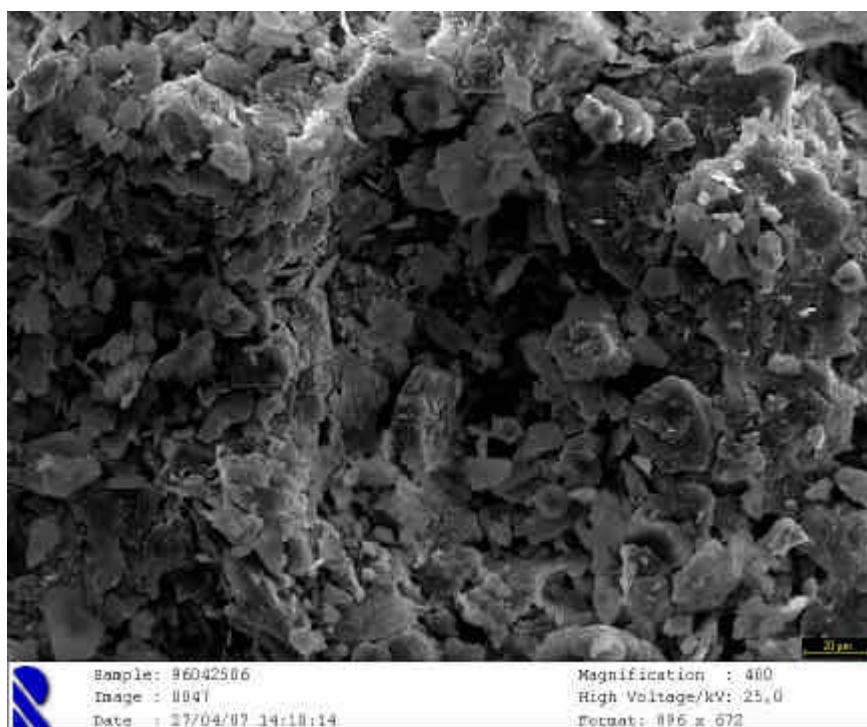


Figura 8.53. Fotografía 0047. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 50–60 cm, siglas: 96042506). Detalle del microagregado cluster de la Figura 8.53.

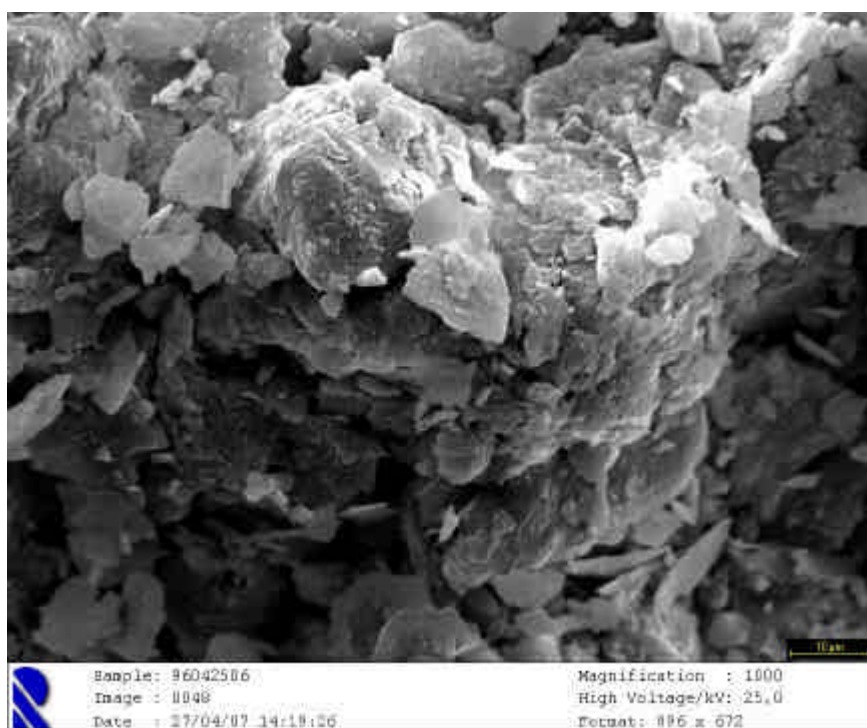


Figura 8.54. Fotografía 0048. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 50–60 cm, siglas: 96042506). Parte cementada de un cluster.



Figura 8.55. Fotografía 0049. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 50–60 cm, siglas: 96042506). Detalle de la celda interior de un cluster.

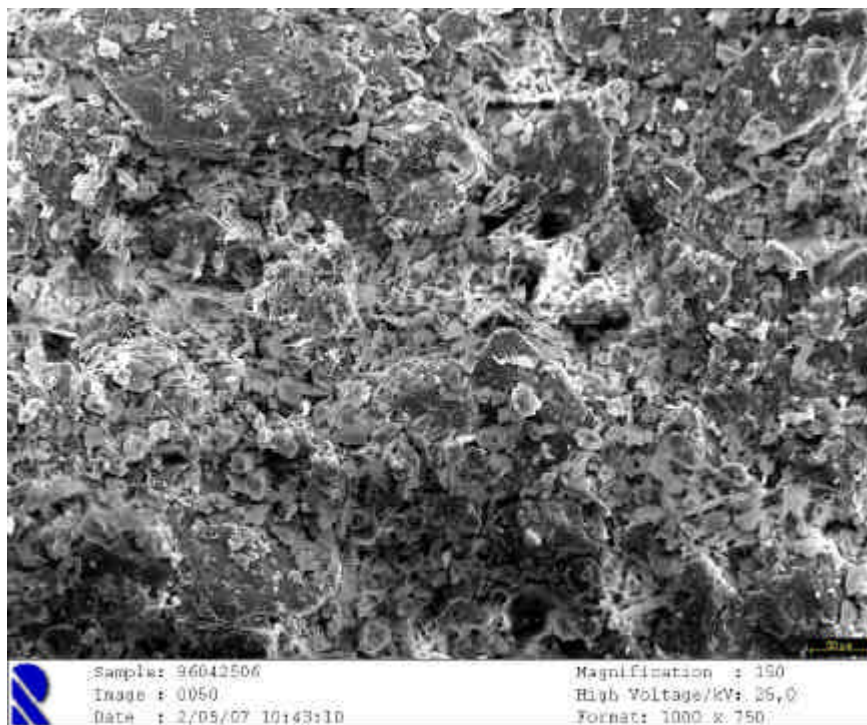


Figura 8.56. Fotografía 0050. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 50–60 cm, siglas: 96042506). Matriz.

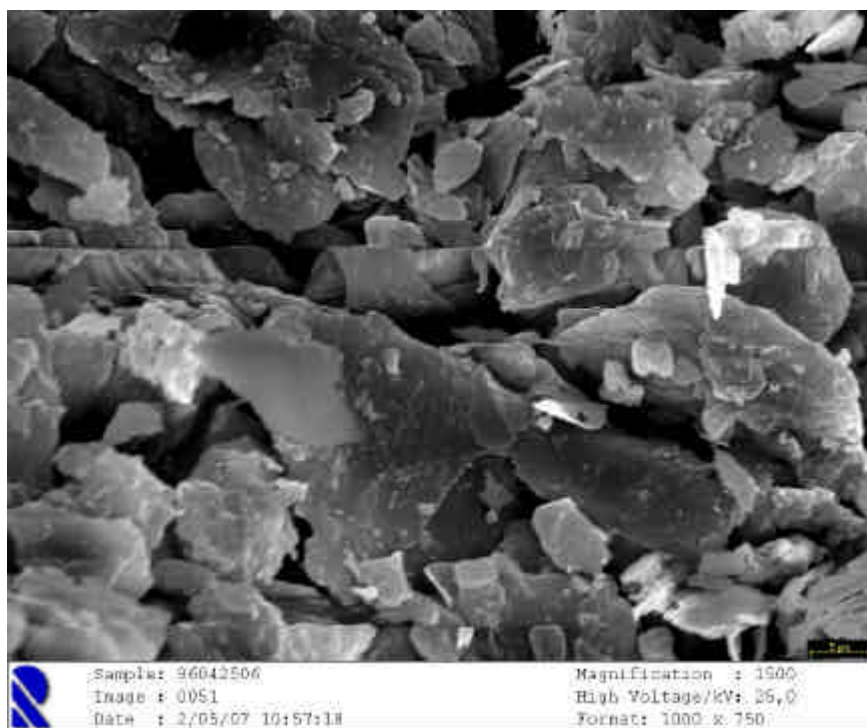


Figura 8.57. Fotografía 0049. Suelo con tratamiento puntual (sondeo 33, 50–60 cm, siglas: 96042506).
Detalle de la matriz de la Figura 8.56.

8.2. TAMAÑO DE POROS Y PARTÍCULAS

Realizadas las medidas con la utilidad apropiada del programa ScanVision, de estimación de distancias, en ambos casos hemos obtenido el diámetro máximo. Se han investigado en cada muestra diversos campos correspondientes a otras tantas fotografías, en donde se ha procurado medir un total de más de 100 casos, superando generalmente los 200 y alcanzando en alguno los 550. La ampliación de las imágenes seleccionadas también ha sido distinta, oscilando desde 30 hasta 2000; al efecto de obtener unos resultados representativos de la totalidad de la muestra y poco dependientes de la escala.

8.2.1 Diámetro máximo de poros

Las distintas medidas se recogen en las Tablas 8.2.1 a 8.2.6 y las Figuras 8.2.1 a 8.2.6.

El sondeo Z, suelo natural, presenta en la capa más superficial poros con un diámetro máximo medio algo superior a los 5 μm (5.35 μm) correspondiente, por tanto, a la clase de los poros finos, aptos como almacén de agua útil para las plantas. Este tamaño además es idóneo biológicamente para la implantación de microorganismos tales como bacterias. Sin embargo, el rango de poros analizados oscila entre 0.87 y 22.84 μm , por lo que en los tamaños menores de 1 μm , no podrán implantarse los microorganismos y a tamaños superiores a las 10 μm (aprox.) ya el agua no sería considerada útil para las plantas. A pesar de ello la observación de la gráfica de distribución de frecuencias demuestra que la inmensa mayoría de los poros estudiados están entre 1 y 10 μm y que las limitaciones expuestas de lo que podemos denominar fertilidades hidrológica y biológica, representan pocos casos. Este comportamiento es lógico al tratarse del horizonte A de un suelo natural.

Considerando ahora el tamaño de los poros en las partes más profundas (40–50 cm) del sondeo Z, comprobamos cómo la forma de la distribución de frecuencias es parecida a la anterior. La media de tamaño es algo superior y próxima a los 8 μm (8.07) también se ha incrementado el valor mínimo (2.49 μm) y el máximo (31.26 μm); aunque seguimos hablando de una mayoría de poros dentro del campo de los poros finos, como decíamos aptos de almacén de agua útil para las plantas y asiento de poblaciones de bacterias. Las diferencias con el caso anterior, como ya comentamos al observar en la tabla 8.0 y trataremos de demostrar en un apartado posterior de correlaciones, creemos se deben a la presencia de mayores cantidades de cementos de forma de hierro libre y carbonatos, que deben configurar una estructura con un espacio poral de algún mayor tamaño.

El sondeo 5 reitera los comportamientos anteriores con una distribución de frecuencias que presenta una cola hacia la derecha con un valor máximo de 27.18 μm y un tamaño mínimo de 0.84 μm , la media es de 7.17 μm , y como en los casos previos, la mayor frecuencia de poros está en los tamaños por debajo de las 10 μm . No obstante este es el caso donde los poros mayores de 10 μm están mejor representados. La mayor cantidad de poros de diámetro superior a los 10 μm podría deberse al tratamiento en línea lo cual se comprueba con las observaciones de fábrica, pues ésta, efectivamente, es más isotrópica, más desordenada y con huecos de mayor tamaño entre las partículas.

La parte profunda del sondeo 5, menos afectada —o nada— por el tratamiento, tiene una disminución de la media (5.70 μm) así como del rango (0.71 μm a 21.75 μm); nos encontramos como en los casos anteriores dentro de los poros finos, así mismo la forma de la curva es parecida. A diferencia de los otros sondeos en este caso el tamaño de poro disminuye con la profundidad, lo que creemos sea debido al tratamiento aplicado. La fábrica en este caso ha mejorado desde la zona superficial, como pudimos comprobar en el apartado anterior de las microfábricas ilustrado con fotografías.

El sondeo 33 en su parte superficial se destaca respecto a los anteriores por la distribución de frecuencias y valores característicos de los tamaños de poro. Así es el que presenta la media más baja (3.67 μm) y el rango más estrecho (0.41 μm a 10.68 μm). Los contenidos de arcilla y cementos edáficos no son los de mayores magnitudes, y la estructura no es la más favorable a la retención de agua (tabla 8.0), sin embargo demostró diferencias y una mejor estructura que el resto.

La parte profunda del sondeo 33 reitera los comportamientos anteriores. La media crece hasta 5.88 μm , y el rango se amplía desde 0.88 hasta 24.19 μm . La mayoría de los datos computados se encuentran entre 1 y 10 μm ; que califican el suelo de fértil para plantas y microorganismos.

Ciertamente hemos hallado un cierto parecido entre todas los casos expuestos (Figura 8.21 a 8.23) lo que ha aconsejado realizar las medias por horizontes superficiales profundos y todas las muestras (Fig. 8.2.4). Comprobamos en primer lugar, la similitud de las medidas entre las partes someras y las situadas en profundidad, con un leve aumento en las últimas. Creemos que el tamaño de poro se incrementa porque los agentes cementantes se incrementan también.

Por otra parte (y es un carácter general de todos los casos estudiados) los coeficientes de variación superan el 50%, lo que nos habla de una población de medidas muy extendida en valores, y de una relativamente escasa representatividad de la media calculada. Otras estadísticas como el sesgo o la curtosis (ésta no se muestra) nos vuelven a indicar el alejamiento desde una distribución normal. Se trataría de una cercana a logarítmico-normal (Fig. 8.25) aunque no corresponde estrictamente con ella.

Tabla 8.2.1: Medida del diámetro máximo de poro. Sondeo Z. 0-10 cm. Muestra: 96053001

n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x
1	7.84	51	4.20	101	8.01	151	2.05
2	6.33	52	15.91	102	5.92	152	3.91
3	5.02	53	1.86	103	6.77	153	1.31
4	2.84	54	2.48	104	4.73		
5	1.61	55	8.96	105	11.81		
6	7.30	56	3.46	106	3.60		
7	4.75	57	1.72	107	7.07		
8	3.70	58	7.64	108	1.88		
9	4.77	59	5.55	109	5.17		
10	3.49	60	4.07	110	3.04		
11	5.34	61	4.16	111	3.92		
12	3.26	62	10.77	112	0.87		
13	3.42	63	8.40	113	2.96		
14	3.94	64	3.88	114	1.97		
15	3.17	65	7.78	115	2.22		
16	9.66	66	9.86	116	4.13		
17	6.31	67	2.75	117	3.85		
18	9.61	68	5.29	118	7.55		
19	3.70	69	3.37	119	15.73		
20	4.48	70	1.72	120	6.35		
21	5.52	71	2.09	121	4.45		
22	5.85	72	4.35	122	4.34		
23	5.50	73	2.77	123	5.57		
24	4.63	74	6.57	124	1.94		
25	3.33	75	2.10	125	10.64		
26	4.46	76	3.58	126	10.58		
27	6.13	77	1.79	127	5.46		
28	10.36	78	8.87	128	2.97		
29	7.88	79	10.28	129	3.81		
30	4.22	80	8.33	130	4.58		
31	5.17	81	10.24	131	3.53		
32	9.08	82	2.02	132	2.71		
33	8.41	83	2.37	133	2.15		
34	4.96	84	7.82	134	2.98		
35	3.70	85	4.03	135	7.59		
36	5.98	86	9.97	136	7.94		
37	2.63	87	2.51	137	0.97		
38	6.62	88	1.13	138	4.64		
39	4.16	89	1.49	139	3.45		
40	15.22	90	22.84	140	1.13		
41	7.95	91	7.59	141	1.42		
42	5.94	92	4.79	142	2.15		
43	6.62	93	2.77	143	5.44		
44	6.42	94	20.92	144	5.67		
45	2.77	95	7.84	145	3.98		
46	5.17	96	3.62	146	2.72		
47	4.48	97	2.46	147	6.64		
48	4.13	98	7.63	148	4.36		
49	2.06	99	5.27	149	5.14		
50	5.79	100	4.92	150	2.36		

Medidas realizadas en 3 campos a 800x, x, 2000x

Tabla 8.2.2: Medida del diámetro máximo de poro. Sondeo Z. 40-50 cm. Muestra: 96053005

n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x
1	5.26	51	4.36	101	3.31
2	6.85	52	5.27	102	6.89
3	3.58	53	6.96	103	4.50
4	6.31	54	3.99	104	5.64
5	7.98	55	4.53	105	4.73
6	7.78	56	3.75	106	5.52
7	9.46	57	4.09	107	5.58
8	11.31	58	9.31	108	6.10
9	12.25	59	12.70	109	5.95
10	4.93	60	9.39	110	13.34
11	7.83	61	5.64	111	7.08
12	10.51	62	6.83	112	6.17
13	8.22	63	4.99	113	7.27
14	8.92	64	3.94	114	23.05
15	4.46	65	4.23	115	19.28
16	4.14	66	3.51	116	20.82
17	8.02	67	10.38	117	9.41
18	7.86	68	11.73	118	3.51
19	5.92	69	3.78	119	3.34
20	5.50	70	11.46	120	5.72
21	12.00	71	11.14	121	3.03
22	5.77	72	17.74	122	8.37
23	3.03	73	12.76	123	7.52
24	5.89	74	15.70	124	28.11
25	7.17	75	24.93	125	12.84
26	5.81	76	8.27	126	14.82
27	8.53	77	4.18	127	31.26
28	3.14	78	2.49	128	14.70
29	15.84	79	5.47	129	10.13
30	7.50	80	4.15	130	9.23
31	3.26	81	7.46	131	13.39
32	4.90	82	9.36	132	5.98
33	16.77	83	5.38	133	7.26
34	7.15	84	8.24	134	5.58
35	7.92	85	5.50	135	4.44
36	3.11	86	19.76	136	6.96
37	6.62	87	5.67	137	4.42
38	5.17	88	12.45	138	4.13
39	6.89	89	7.27	139	8.69
40	9.25	90	6.48	140	11.29
41	5.64	91	3.36	141	10.92
42	6.81	92	17.84	142	8.11
43	8.40	93	11.66	143	5.13
44	10.11	94	3.69		
45	2.63	95	8.08		
46	2.84	96	9.29		
47	3.32	97	10.88		
48	5.80	98	3.05		
49	7.54	99	3.49		
50	4.57	100	4.15		

Medidas realizadas en 2 campos a 600X, 800X

Tabla 8.2.3: Medida del diámetro máximo de poro. Sondeo 5. 0-10 cm. Muestra: 97013001

n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x
1	9.70	51	11.03	101	5.80	151	5.61	201	6.86	251	6.24
2	2.92	52	27.18	102	10.71	152	5.64	202	4.28	252	4.59
3	0.84	53	8.33	103	4.99	153	5.46	203	15.99	253	3.59
4	0.91	54	20.49	104	2.47	154	5.02	204	7.86	254	3.55
5	1.23	55	12.45	105	2.99	155	3.67	205	5.01	255	5.69
6	1.83	56	12.81	106	2.71	156	7.96	206	8.03	256	6.31
7	5.09	57	9.09	107	6.12	157	3.17	207	4.68	257	6.49
8	5.23	58	6.81	108	5.91	158	2.76	208	9.37	258	5.23
9	2.97	59	13.37	109	1.85	159	3.06	209	4.61	259	3.98
10	4.63	60	4.93	110	12.80	160	2.61	210	5.97	260	4.98
11	5.52	61	10.98	111	2.87	161	3.35	211	5.62		
12	2.78	62	9.88	112	4.60	162	4.08	212	4.07		
13	6.98	63	7.52	113	2.61	163	5.38	213	6.04		
14	4.91	64	12.29	114	9.61	164	3.15	214	6.66		
15	2.92	65	10.52	115	6.61	165	5.20	215	8.52		
16	2.15	66	5.90	116	6.34	166	6.47	216	4.63		
17	20.49	67	6.19	117	3.43	167	11.79	217	5.93		
18	17.27	68	3.23	118	3.13	168	15.39	218	10.46		
19	8.62	69	19.76	119	3.86	169	16.53	219	8.29		
20	9.03	70	12.53	120	3.08	170	4.95	220	9.72		
21	9.93	71	14.91	121	3.86	171	3.23	221	4.34		
22	8.51	72	9.01	122	7.80	172	5.62	222	3.31		
23	13.40	73	4.91	123	5.33	173	9.77	223	4.89		
24	25.44	74	6.19	124	3.39	174	1.27	224	7.50		
25	17.74	75	6.66	125	3.08	175	14.14	225	2.54		
26	12.48	76	5.15	126	3.35	176	6.44	226	7.77		
27	11.19	77	14.70	127	5.72	177	16.83	227	2.83		
28	11.88	78	3.70	128	4.23	178	12.36	228	1.82		
29	6.41	79	6.29	129	4.41	179	5.67	229	7.77		
30	13.24	80	6.43	130	6.81	180	3.18	230	6.54		
31	6.96	81	7.28	131	3.79	181	4.58	231	11.92		
32	11.09	82	15.75	132	3.45	182	6.68	232	12.94		
33	7.57	83	6.16	133	2.91	183	5.62	233	8.01		
34	8.56	84	4.11	134	2.24	184	3.98	234	4.71		
35	12.50	85	6.29	135	8.51	185	5.05	235	2.79		
36	3.59	86	4.16	136	6.93	186	8.37	236	3.75		
37	10.02	87	12.32	137	3.86	187	7.16	237	5.31		
38	6.53	88	8.45	138	2.40	188	2.72	238	5.18		
39	9.55	89	12.73	139	4.44	189	8.04	239	11.11		
40	17.31	90	9.47	140	7.73	190	4.99	240	8.19		
41	8.89	91	12.86	141	3.14	191	3.01	241	6.26		
42	4.72	92	14.71	142	4.30	192	6.81	242	3.74		
43	6.36	93	7.43	143	4.13	193	4.78	243	2.42		
44	10.46	94	6.52	144	2.65	194	11.46	244	2.11		
45	4.91	95	20.51	145	2.87	195	3.06	245	4.59		
46	10.59	96	9.01	146	4.11	196	3.04	246	4.85		
47	22.33	97	8.91	147	3.91	197	2.71	247	5.16		
48	9.13	98	18.95	148	5.16	198	3.17	248	10.15		
49	15.29	99	5.84	149	5.54	199	4.17	249	7.72		
50	12.69	100	7.58	150	7.24	200	8.72	250	5.79		

Medidas realizadas en 5 campos a 400X, 600X, 800X, 1000X y 2000X

Tabla 8.2.4: Medida del diámetro máximo de poro. Sondeo 5. 50-60 cm. Muestra: 97013006

n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x
1	21.75	51	8.00	101	6.48	151	5.39	201	1.95
2	9.13	52	8.86	102	9.50	152	6.08	202	1.72
3	11.78	53	9.54	103	4.92	153	2.98	203	1.09
4	10.58	54	12.63	104	11.91	154	5.78	204	3.20
5	11.88	55	6.46	105	6.83	155	2.78	205	2.30
6	3.35	56	9.23	106	11.25	156	2.96	206	9.34
7	5.07	57	7.10	107	7.86	157	5.76	207	3.98
8	13.16	58	7.69	108	6.55	158	4.32	208	5.68
9	2.42	59	6.31	109	3.64	159	1.13	209	4.27
10	6.61	60	6.88	110	4.41	160	1.54	210	7.06
11	12.55	61	11.31	111	9.10	161	2.49	211	4.92
12	17.86	62	9.27	112	6.89	162	1.52	212	7.28
13	14.28	63	9.42	113	3.43	163	3.94	213	4.60
14	7.69	64	4.61	114	2.57	164	3.03	214	6.13
15	17.21	65	3.51	115	4.49	165	7.39	215	5.70
16	10.66	66	5.50	116	2.39	166	6.60	216	4.49
17	7.32	67	5.94	117	5.50	167	4.44	217	5.75
18	11.38	68	4.14	118	4.48	168	3.08	218	10.77
19	6.23	69	4.00	119	17.81	169	2.66	219	5.26
20	5.42	70	5.37	120	7.65	170	6.01	220	1.21
21	3.89	71	12.46	121	2.26	171	2.46	221	2.52
22	6.27	72	7.75	122	10.29	172	4.58	222	4.17
23	8.91	73	5.55	123	11.71	173	3.38	223	3.17
24	15.96	74	6.34	124	9.46	174	10.41	224	2.91
25	6.65	75	6.58	125	2.04	175	5.30	225	1.78
26	4.04	76	7.10	126	2.49	176	9.69	226	1.31
27	3.69	77	10.50	127	3.36	177	5.46	227	1.56
28	4.67	78	7.62	128	4.43	178	5.34	228	3.02
29	6.26	79	5.72	129	4.08	179	2.18	229	1.22
30	7.94	80	4.24	130	3.20	180	6.65	230	4.29
31	6.72	81	2.39	131	8.67	181	7.58	231	1.57
32	9.36	82	2.83	132	5.14	182	8.77	232	2.85
33	6.17	83	2.27	133	3.86	183	1.88	233	1.36
34	5.92	84	2.99	134	9.85	184	2.75	234	0.96
35	11.88	85	1.75	135	4.48	185	4.88	235	0.81
36	9.11	86	2.03	136	4.39	186	4.79	236	3.31
37	4.68	87	7.71	137	4.73	187	3.15	237	1.05
38	5.14	88	8.76	138	4.05	188	1.48	238	1.59
39	9.81	89	9.61	139	7.57	189	1.10	239	2.58
40	5.81	90	3.48	140	10.28	190	1.71	240	1.67
41	5.66	91	4.68	141	7.76	191	1.88	241	0.94
42	6.69	92	4.63	142	1.85	192	1.25	242	1.06
43	4.98	93	5.05	143	4.06	193	3.53	243	2.23
44	11.47	94	4.85	144	2.98	194	6.78	244	0.71
45	4.35	95	5.67	145	5.67	195	5.24	245	1.74
46	5.79	96	7.36	146	4.44	196	3.71		
47	5.26	97	8.88	147	3.57	197	0.98		
48	6.34	98	3.67	148	2.98	198	5.45		
49	9.71	99	4.46	149	4.21	199	3.32		
50	8.97	100	5.53	150	6.29	200	8.93		

Medidas realizadas en 5 campos a 400X, 500X, 1000X y 2000X (2)

Tabla 8.2.5: Medida del diámetro máximo de poro. Sondeo 33. 0-10 cm. Muestra: 96042501

n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x
1	4.95	51	4.06	101	0.93	151	3.19	201	1.85
2	5.42	52	7.30	102	0.99	152	4.47	202	1.10
3	4.23	53	8.30	103	1.42	153	1.54	203	5.05
4	2.72	54	9.88	104	2.27	154	2.67	204	2.10
5	2.62	55	4.10	105	3.22	155	1.13	205	1.79
6	4.64	56	7.16	106	6.07	156	4.49	206	2.33
7	6.15	57	9.61	107	7.88	157	2.18	207	3.58
8	2.51	58	9.11	108	3.43	158	5.10	208	1.60
9	3.00	59	5.25	109	1.06	159	1.33	209	4.02
10	5.23	60	6.15	110	1.88	160	1.94	210	1.66
11	3.35	61	3.53	111	1.61	161	2.06	211	1.60
12	6.65	62	3.69	112	1.05	162	2.86	212	2.39
13	1.43	63	9.25	113	1.01	163	6.03	213	6.95
14	10.14	64	3.89	114	0.63	164	1.38	214	3.69
15	7.85	65	3.78	115	1.49	165	1.57	215	1.93
16	9.74	66	5.35	116	6.68	166	3.56	216	1.85
17	3.21	67	6.21	117	4.93	167	2.20	217	2.96
18	4.13	68	3.48	118	1.81	168	3.48	218	1.06
19	2.72	69	4.18	119	0.96	169	3.01	219	1.60
20	8.47	70	4.10	120	3.00	170	4.00	220	1.88
21	9.37	71	5.71	121	1.49	171	2.06	221	2.46
22	4.19	72	4.22	122	1.87	172	1.15		
23	3.48	73	4.22	123	2.92	173	1.12		
24	2.87	74	6.56	124	0.41	174	7.43		
25	10.68	75	6.06	125	0.74	175	7.46		
26	8.27	76	5.71	126	0.96	176	4.07		
27	8.61	77	6.42	127	0.65	177	2.53		
28	7.88	78	8.46	128	0.48	178	4.40		
29	5.68	79	5.66	129	1.86	179	1.48		
30	7.15	80	7.43	130	2.87	180	1.93		
31	2.65	81	4.35	131	1.48	181	1.36		
32	2.03	82	6.50	132	0.75	182	4.73		
33	1.72	83	6.38	133	3.23	183	1.63		
34	2.96	84	9.27	134	2.73	184	1.50		
35	7.32	85	9.45	135	2.05	185	1.53		
36	5.21	86	3.93	136	1.79	186	2.48		
37	3.82	87	1.99	137	1.70	187	2.19		
38	6.40	88	5.31	138	2.93	188	2.97		
39	2.87	89	1.48	139	1.91	189	4.06		
40	2.72	90	0.86	140	1.11	190	4.79		
41	3.35	91	5.26	141	1.23	191	3.40		
42	1.65	92	3.19	142	1.02	192	2.46		
43	4.06	93	6.05	143	1.42	193	3.27		
44	3.42	94	1.65	144	1.79	194	3.21		
45	2.23	95	3.34	145	3.80	195	2.10		
46	2.57	96	1.64	146	4.46	196	1.83		
47	2.46	97	2.42	147	2.88	197	3.24		
48	1.98	98	0.87	148	5.10	198	2.11		
49	8.22	99	2.48	149	2.52	199	2.00		
50	3.43	100	3.18	150	3.36	200	4.13		

Medidas realizadas en 6 campos a 300X, 500X, 1000X (2), 2000X (2)

Tabla 8.2.6: Medida del diámetro máximo de poro. Sondeo 33. 50-60 cm. Muestra: 96042506

n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x
1	8.53	51	4.64	101	9.65	151	3.14	201	3.58	251	6.68	301	2.73
2	6.37	52	14.21	102	11.60	152	5.29	202	5.84	252	7.28	302	5.44
3	5.26	53	4.73	103	8.94	153	3.05	203	4.35	253	7.23	303	3.26
4	14.18	54	5.80	104	4.27	154	5.05	204	6.50	254	1.30	304	3.09
5	2.54	55	10.26	105	18.17	155	16.44	205	4.25	255	2.94	305	5.51
6	4.76	56	23.87	106	12.14	156	11.01	206	2.22	256	2.10	306	4.70
7	3.67	57	8.41	107	7.18	157	8.00	207	7.01	257	3.78	307	9.23
8	5.51	58	4.86	108	6.60	158	5.05	208	7.75	258	1.05	308	5.22
9	1.83	59	10.79	109	6.65	159	4.40	209	5.95	259	2.43	309	7.26
10	2.90	60	6.54	110	9.15	160	4.69	210	6.21	260	2.06	310	3.15
11	1.83	61	4.48	111	8.51	161	3.60	211	6.12	261	1.98	311	3.78
12	5.52	62	8.00	112	4.37	162	3.72	212	6.12	262	3.45	312	2.31
13	7.25	63	9.72	113	2.65	163	6.52	213	7.81	263	2.40	313	3.01
14	5.58	64	3.63	114	3.03	164	4.69	214	4.79	264	2.20	314	7.16
15	3.21	65	6.15	115	3.03	165	9.27	215	7.70	265	2.15	315	1.82
16	6.55	66	3.13	116	10.48	166	5.88	216	3.65	266	2.39	316	1.99
17	5.66	67	9.61	117	4.96	167	6.47	217	4.64	267	0.96	317	1.11
18	4.31	68	13.35	118	4.18	168	5.88	218	2.49	268	3.39	318	5.02
19	4.83	69	7.83	119	6.80	169	5.48	219	3.52	269	0.88	319	3.70
20	5.54	70	11.70	120	14.25	170	5.24	220	2.35	270	1.62		
21	7.57	71	4.78	121	11.87	171	3.72	221	3.58	271	1.31		
22	8.31	72	7.06	122	4.57	172	6.58	222	2.39	272	4.90		
23	7.41	73	2.27	123	4.71	173	5.97	223	4.44	273	3.81		
24	5.41	74	12.39	124	6.13	174	7.43	224	3.82	274	8.00		
25	3.59	75	5.77	125	13.77	175	5.44	225	2.70	275	10.09		
26	2.91	76	7.91	126	11.95	176	5.67	226	5.79	276	5.13		
27	2.79	77	5.63	127	7.44	177	5.44	227	3.62	277	13.35		
28	7.54	78	8.96	128	10.68	178	6.75	228	7.42	278	7.67		
29	7.59	79	20.53	129	6.11	179	5.89	229	8.59	279	11.24		
30	7.02	80	10.46	130	4.96	180	4.32	230	4.24	280	1.91		
31	1.89	81	18.13	131	5.94	181	10.48	231	4.74	281	3.12		
32	2.85	82	7.75	132	4.37	182	8.21	232	1.70	282	5.67		
33	3.96	83	8.88	133	2.18	183	8.88	233	5.47	283	2.21		
34	2.21	84	9.77	134	8.09	184	9.22	234	2.49	284	1.69		
35	1.76	85	4.70	135	6.52	185	2.26	235	3.46	285	6.16		
36	6.77	86	6.94	136	10.74	186	9.04	236	7.27	286	5.92		
37	5.96	87	24.19	137	8.00	187	4.26	237	6.36	287	7.23		
38	9.37	88	12.45	138	7.62	188	5.61	238	2.01	288	10.36		
39	6.70	89	8.40	139	8.21	189	5.78	239	2.83	289	8.03		
40	4.23	90	10.24	140	9.66	190	7.44	240	7.24	290	6.61		
41	4.77	91	12.19	141	10.34	191	4.27	241	8.57	291	5.09		
42	6.97	92	21.12	142	8.45	192	3.46	242	6.35	292	2.35		
43	4.04	93	13.52	143	5.45	193	5.18	243	4.06	293	2.87		
44	8.44	94	8.00	144	6.06	194	9.17	244	7.14	294	5.20		
45	5.95	95	6.88	145	4.93	195	12.00	245	4.68	295	4.13		
46	10.30	96	11.53	146	5.37	196	13.32	246	4.60	296	1.51		
47	2.05	97	3.09	147	5.55	197	9.10	247	2.37	297	2.45		
48	4.52	98	11.09	148	4.40	198	5.86	248	3.26	298	2.14		
49	5.67	99	6.58	149	7.83	199	8.34	249	3.70	299	3.74		
50	11.01	100	9.48	150	4.71	200	8.37	250	11.18	300	6.09		

Medidas realizadas en 5 campos a 400X, 600X, 1000X, 1500X, 2000X

8.2.2 Diámetro máximo de partículas

El estudio de medidas realizado se recoge en las tablas 8.2.7 a 8.2.12 y las Figuras 8.2.6 a 8.2.10. La primera cuestión a exponer es que las partículas medidas son las constitutivas de los clusters o pequeños agregados, nunca las de la totalidad de la muestra o de los campos generales. Se ha seguido este criterio buscando las relaciones con la estimación de poros, la constitución de la fábrica y, en suma, la retención de agua.

Comenzando por la muestra natural (Z), en su parte superficial (0-10 cm) comprobamos que el valor de la media del diámetro máximo ($8.12 \mu\text{m}$) permite calificar a las partículas en el rango del limo fino ($2-20 \mu\text{m}$); si bien abarcan desde la arcilla (límite mínimo, $1.37 \mu\text{m}$) a la arena fina (límite máximo $74.25 \mu\text{m}$). Se deduciría de este resultado que los agregados que persisten tras tamizar a 2 mm (menores de 2 mm) están conformados internamente por la fracción limo, aunque la fracción granulométrica mayoritaria (de acuerdo con el análisis textural) sea la arena. Como después veremos a pesar de sus menores contenidos, la arcilla colabora a explicar entre otros la humedad medida en la muestra.

La distribución de partículas obtenida se aleja de una población “normal”; comenzando por el coeficiente de variación, que supera el 90%. Lo cual es algo lógico en los suelos, cuya distribución de partículas se asemeja más a un continuo que a una distribución alrededor de un valor determinado.

Tabla 8.2.7: Medida del diámetro máximo de partícula. Sondeo Z. 0-10 cm. Muestra: 96053001

n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x
1	29.65	51	12.81	101	30.35	151	74.25	201	10.49
2	11.86	52	3.66	102	17.05	152	29.52	202	4.80
3	34.47	53	5.97	103	20.37	153	47.35	203	2.62
4	10.16	54	3.72	104	9.31	154	29.94	204	3.43
5	18.92	55	4.13	105	12.48	155	17.74	205	3.22
6	13.75	56	6.94	106	8.29	156	19.95	206	5.82
7	13.70	57	6.83	107	4.88	157	14.92	207	3.28
8	18.93	58	7.95	108	17.12	158	3.14	208	1.79
9	17.89	59	2.93	109	8.00	159	4.35	209	1.66
10	13.28	60	8.33	110	9.08	160	3.50	210	1.37
11	11.20	61	3.92	111	8.09	161	5.13	211	1.93
12	8.68	62	2.99	112	9.58	162	4.30	212	5.31
13	5.46	63	2.55	113	4.52	163	5.57	213	4.19
14	12.04	64	3.16	114	8.44	164	3.59	214	4.86
15	11.77	65	6.89	115	4.98	165	4.85	215	1.78
16	10.06	66	6.27	116	4.47	166	5.34	216	2.80
17	10.80	67	2.94	117	6.29	167	5.34	217	16.83
18	6.68	68	5.38	118	3.59	168	2.15	218	3.88
19	8.43	69	10.05	119	4.63	169	3.27	219	3.37
20	15.02	70	8.52	120	4.11	170	3.08	220	3.61
21	13.01	71	3.62	121	19.54	171	5.15	221	5.66
22	16.66	72	4.92	122	3.59	172	2.58	222	5.24
23	20.62	73	4.96	123	3.58	173	3.93	223	6.38
24	6.20	74	3.72	124	3.58	174	13.55	224	6.26
25	17.76	75	4.20	125	2.84	175	9.45	225	4.26
26	8.19	76	25.39	126	9.75	176	6.96	226	3.95
27	10.11	77	4.13	127	8.98	177	12.23	227	1.88
28	12.25	78	2.48	128	3.40	178	8.90	228	1.37
29	9.85	79	7.08	129	3.20	179	8.76	229	1.83
30	8.09	80	4.16	130	2.96	180	20.42	230	1.91
31	4.89	81	2.09	131	6.45	181	7.23	231	1.71
32	10.77	82	6.09	132	2.59	182	8.56	232	5.78
33	9.75	83	8.32	133	10.81	183	4.62	233	4.62
34	5.71	84	5.82	134	5.45	184	2.60	234	3.00
35	11.29	85	10.52	135	3.64	185	11.75	235	3.92
36	10.23	86	6.00	136	29.32	186	6.99	236	8.04
37	5.98	87	2.50	137	12.37	187	10.33	237	10.65
38	4.14	88	2.46	138	6.38	188	7.08	238	13.82
39	3.72	89	3.99	139	14.06	189	2.66	239	4.16
40	8.26	90	19.60	140	9.14	190	3.11	240	2.23
41	5.51	91	12.25	141	4.21	191	7.14	241	4.71
42	3.54	92	9.17	142	8.82	192	5.78	242	2.99
43	7.45	93	6.01	143	3.91	193	4.00	243	5.63
44	5.67	94	9.90	144	5.60	194	7.87	244	4.92
45	4.03	95	5.40	145	15.62	195	8.72	245	3.89
46	2.48	96	11.54	146	17.49	196	7.32	246	2.28
47	5.30	97	3.51	147	14.92	197	3.58	247	1.50
48	6.80	98	3.46	148	7.66	198	6.82	248	2.26
49	7.85	99	4.47	149	6.01	199	3.06	249	2.98
50	5.44	100	4.65	150	6.87	200	6.68		

Medidas realizadas en 2 campos a 800X, 2000X

Tabla 8.2.8: Medida del diámetro máximo de partícula. Sondeo Z. 40-50 cm. Muestra: 96053005

n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x
1	31.50	51	3.17	101	4.61	151	20.82	201	8.41	251	4.99
2	25.86	52	1.90	102	2.69	152	13.23	202	4.35	252	6.60
3	18.79	53	1.66	103	3.58	153	6.63	203	10.30	253	31.59
4	15.21	54	15.42	104	8.88	154	13.00	204	46.96	254	14.68
5	24.46	55	9.56	105	16.53	155	26.02	205	24.65	255	10.13
6	22.33	56	13.61	106	1.87	156	10.42	206	7.27	256	6.15
7	16.52	57	16.75	107	9.16	157	17.56	207	28.11	257	9.26
8	17.24	58	2.63	108	4.89	158	11.16	208	36.52	258	6.48
9	19.10	59	4.35	109	2.63	159	9.74	209	14.07	259	4.78
10	10.94	60	8.14	110	17.28	160	14.16	210	8.27	260	9.57
11	6.63	61	8.87	111	8.28	161	9.61	211	11.17		
12	5.55	62	19.32	112	3.75	162	6.10	212	13.51		
13	10.90	63	2.05	113	5.37	163	11.83	213	11.04		
14	5.79	64	1.45	114	2.63	164	4.52	214	5.58		
15	5.77	65	1.72	115	4.70	165	12.75	215	6.15		
16	6.28	66	4.83	116	7.50	166	4.04	216	10.28		
17	2.82	67	4.89	117	6.20	167	3.94	217	11.19		
18	3.10	68	10.81	118	23.55	168	14.36	218	15.13		
19	6.65	69	2.69	119	20.82	169	23.78	219	7.57		
20	3.29	70	9.85	120	4.83	170	4.93	220	7.63		
21	3.66	71	3.17	121	2.66	171	20.87	221	6.89		
22	4.75	72	4.81	122	7.98	172	15.62	222	4.99		
23	3.44	73	2.77	123	1.86	173	6.92	223	10.81		
24	4.06	74	0.65	124	3.23	174	7.40	224	5.63		
25	5.55	75	0.34	125	4.20	175	19.89	225	12.20		
26	6.54	76	0.69	126	3.37	176	5.97	226	6.09		
27	3.89	77	0.90	127	5.41	177	31.19	227	9.74		
28	4.10	78	0.90	128	3.17	178	7.17	228	9.16		
29	7.09	79	3.85	129	1.63	179	4.36	229	5.87		
30	5.55	80	3.14	130	1.55	180	9.73	230	5.96		
31	4.40	81	3.75	131	1.24	181	11.28	231	8.25		
32	2.54	82	4.18	132	4.40	182	12.62	232	13.69		
33	9.57	83	4.05	133	3.05	183	5.25	233	7.69		
34	8.12	84	1.39	134	3.16	184	12.32	234	39.36		
35	4.44	85	0.77	135	15.37	185	18.62	235	28.95		
36	7.69	86	7.27	136	17.54	186	11.29	236	22.45		
37	6.20	87	1.12	137	9.05	187	10.18	237	17.85		
38	3.92	88	6.15	138	2.96	188	6.03	238	7.59		
39	2.95	89	2.95	139	4.10	189	2.86	239	3.92		
40	14.30	90	4.62	140	12.88	190	4.36	240	6.61		
41	2.94	91	11.42	141	1.79	191	7.27	241	15.83		
42	5.67	92	4.03	142	2.14	192	8.42	242	52.47		
43	2.95	93	5.01	143	4.83	193	5.06	243	3.21		
44	8.05	94	5.34	144	4.98	194	18.43	244	8.24		
45	10.21	95	8.90	145	4.40	195	10.82	245	4.36		
46	14.79	96	10.74	146	4.40	196	7.22	246	5.75		
47	4.47	97	7.96	147	7.18	197	10.50	247	8.13		
48	7.10	98	2.94	148	1.88	198	13.84	248	8.27		
49	7.36	99	2.97	149	6.57	199	5.06	249	5.38		
50	2.74	100	3.46	150	14.43	200	4.23	250	5.52		

Medidas realizadas en 2 campos a 600X, 800X

Tabla 8.2.9: Medida del diámetro máximo de partícula. Sondeo 5. 0-10 cm. Muestra: 97013001

n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x
1	59.92	51	5.11	101	18.93	151	14.25	201	12.48	251	7.20	301	7.03
2	11.14	52	6.68	102	32.22	152	4.87	202	7.58	252	7.69	302	13.55
3	7.17	53	2.73	103	29.72	153	5.94	203	10.03	253	6.49	303	10.86
4	3.70	54	3.18	104	24.00	154	5.73	204	10.30	254	6.52	304	20.89
5	13.74	55	4.41	105	11.01	155	7.47	205	10.69	255	5.72	305	28.23
6	15.72	56	4.96	106	11.85	156	8.49	206	8.10	256	6.14	306	11.84
7	6.48	57	1.88	107	8.52	157	9.59	207	7.72	257	4.78	307	10.21
8	14.94	58	6.35	108	7.42	158	5.80	208	5.67	258	6.75	308	8.63
9	9.23	59	1.65	109	6.67	159	6.31	209	8.84	259	5.71	309	12.65
10	24.03	60	1.99	110	6.25	160	27.49	210	9.11	260	4.37	310	6.82
11	12.66	61	3.98	111	12.72	161	10.86	211	10.96	261	6.74	311	8.51
12	13.54	62	2.54	112	5.00	162	28.89	212	3.68	262	0.55	312	15.21
13	16.37	63	2.42	113	9.00	163	12.39	213	7.81	263	12.86	313	9.11
14	9.28	64	2.52	114	7.15	164	10.90	214	4.54	264	8.12	314	11.31
15	14.81	65	3.43	115	6.85	165	6.72	215	7.73	265	10.52	315	9.52
16	20.52	66	3.65	116	15.31	166	4.47	216	4.79	266	6.75	316	6.89
17	13.03	67	2.70	117	4.84	167	6.72	217	7.97	267	19.86	317	17.31
18	14.95	68	2.79	118	2.29	168	7.52	218	6.29	268	16.46	318	63.92
19	7.10	69	3.86	119	4.98	169	8.45	219	7.85	269	10.47	319	8.11
20	9.68	70	2.78	120	3.81	170	2.98	220	9.07	270	6.84	320	42.47
21	6.84	71	6.76	121	11.18	171	6.56	221	9.02	271	7.32	321	15.17
22	5.85	72	5.10	122	7.47	172	5.24	222	12.15	272	12.45	322	8.19
23	4.75	73	11.75	123	5.07	173	16.12	223	10.35	273	27.45	323	6.49
24	6.80	74	17.65	124	6.95	174	21.14	224	5.44	274	30.48	324	9.71
25	13.36	75	8.98	125	4.89	175	6.50	225	5.23	275	16.40	325	8.82
26	8.30	76	16.56	126	7.92	176	3.72	226	6.11	276	33.68	326	4.10
27	4.79	77	6.79	127	3.83	177	23.18	227	19.10	277	15.46	327	12.65
28	5.97	78	5.45	128	4.76	178	7.42	228	9.45	278	15.71	328	12.48
29	9.72	79	11.47	129	13.18	179	4.49	229	7.59	279	13.52	329	8.11
30	6.14	80	5.92	130	10.65	180	6.46	230	5.61	280	18.12	330	9.94
31	7.65	81	5.32	131	10.14	181	4.80	231	14.59	281	13.78	331	9.03
32	10.29	82	4.99	132	4.91	182	4.29	232	22.90	282	17.31	332	20.62
33	4.12	83	5.15	133	10.12	183	9.85	233	16.19	283	19.96	333	24.31
34	5.08	84	3.12	134	12.42	184	5.82	234	15.49	284	8.91	334	17.52
35	23.03	85	4.37	135	19.56	185	7.60	235	15.10	285	13.87	335	16.79
36	6.55	86	2.07	136	11.29	186	4.28	236	22.61	286	11.33	336	14.33
37	7.25	87	7.87	137	5.55	187	3.86	237	11.22	287	15.16	337	29.95
38	4.31	88	2.66	138	4.25	188	4.19	238	19.76	288	28.55	338	6.12
39	3.73	89	6.46	139	3.95	189	5.93	239	13.30	289	38.71	339	5.81
40	4.44	90	3.50	140	10.62	190	24.83	240	34.60	290	57.93	340	11.02
41	4.19	91	4.86	141	11.43	191	23.18	241	13.41	291	13.53	341	7.66
42	10.82	92	5.90	142	5.47	192	20.35	242	10.85	292	17.95	342	37.64
43	17.30	93	13.39	143	7.17	193	24.00	243	11.77	293	8.01	343	10.65
44	19.61	94	6.73	144	11.44	194	17.46	244	18.57	294	18.22	344	12.82
45	7.75	95	5.64	145	9.75	195	9.04	245	12.41	295	13.90	345	15.77
46	12.44	96	6.73	146	32.81	196	17.87	246	14.12	296	17.68	346	12.23
47	22.46	97	8.59	147	36.74	197	7.41	247	7.61	297	20.54	347	18.35
48	17.32	98	9.63	148	19.05	198	6.98	248	6.25	298	8.94	348	14.12
49	9.73	99	5.33	149	8.02	199	19.76	249	12.20	299	67.62		
50	6.67	100	11.47	150	7.84	200	18.31	250	13.40	300	14.94		

Medidas realizadas en 5 campos a 400X, 600X, 800X, 1000X y 2000X

Tabla 8.2.10: Medida del diámetro máximo de partícula. Sondeo 5. 50-60 cm. Muestra: 97013006

n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x
1	23.38	51	20.59	101	5.07	151	12.71	201	16.65	251	6.16
2	24.77	52	12.45	102	8.47	152	11.10	202	6.31	252	7.69
3	18.78	53	11.31	103	4.92	153	14.54	203	9.66	253	6.96
4	16.90	54	8.86	104	6.08	154	13.14	204	18.05	254	8.37
5	16.43	55	7.69	105	5.74	155	11.95	205	9.50	255	7.60
6	22.86	56	7.50	106	12.42	156	10.28	206	8.27	256	9.58
7	16.77	57	11.85	107	13.21	157	16.06	207	7.88	257	15.76
8	32.45	58	19.37	108	11.24	158	12.40	208	9.50	258	11.01
9	48.37	59	16.59	109	13.58	159	8.19	209	11.58	259	13.65
10	19.85	60	6.86	110	16.00	160	4.01	210	15.76	260	8.57
11	23.12	61	13.65	111	10.04	161	11.53	211	22.10	261	11.49
12	28.20	62	14.08	112	6.69	162	12.37	212	11.77	262	11.50
13	22.67	63	8.92	113	14.53	163	10.34	213	8.19	263	10.83
14	16.42	64	10.90	114	16.67	164	16.73	214	8.05	264	12.63
15	10.90	65	19.39	115	14.52	165	8.75	215	6.49	265	6.14
16	27.34	66	12.88	116	10.72	166	16.92	216	8.81	266	8.43
17	15.35	67	12.10	117	21.75	167	19.13	217	9.38	267	10.37
18	17.97	68	15.43	118	41.21	168	15.53	218	19.81	268	10.27
19	8.33	69	4.54	119	26.11	169	21.61	219	8.25	269	6.35
20	6.46	70	2.65	120	15.50	170	17.62	220	4.35	270	2.47
21	9.22	71	2.65	121	10.15	171	10.45	221	6.23	271	2.56
22	13.40	72	3.11	122	12.88	172	7.49	222	10.44	272	8.23
23	4.95	73	17.07	123	6.40	173	10.81	223	4.86	273	2.55
24	9.80	74	14.10	124	3.84	174	6.46	224	11.97	274	3.47
25	19.59	75	10.58	125	5.05	175	8.55	225	5.94	275	4.33
26	11.06	76	24.14	126	3.55	176	8.86	226	4.92	276	3.74
27	19.79	77	14.28	127	4.73	177	7.18	227	4.18	277	6.22
28	13.32	78	37.91	128	3.21	178	18.46	228	7.62	278	4.57
29	5.40	79	14.13	129	4.75	179	15.63	229	6.11	279	16.41
30	4.10	80	10.65	130	8.12	180	4.79	230	9.39	280	2.81
31	4.70	81	20.08	131	5.74	181	9.73	231	6.23	281	2.14
32	6.42	82	7.10	132	3.15	182	5.78	232	7.88	282	3.33
33	4.85	83	11.44	133	8.74	183	10.52	233	7.62	283	2.96
34	8.57	84	11.91	134	5.81	184	6.58	234	7.60	284	1.63
35	5.74	85	22.66	135	6.96	185	12.01	235	6.81	285	1.10
36	4.62	86	15.90	136	11.33	186	4.00	236	9.48	286	4.44
37	5.53	87	11.78	137	12.45	187	8.51	237	15.19	287	2.71
38	12.95	88	8.18	138	6.17	188	7.64	238	9.42	288	1.81
39	10.98	89	7.38	139	7.05	189	5.54	239	7.44	289	5.61
40	3.48	90	64.42	140	21.26	190	14.62	240	11.71	290	5.79
41	4.92	91	13.23	141	15.46	191	9.54	241	10.52	291	3.75
42	4.73	92	16.04	142	9.05	192	21.37	242	7.26	292	3.61
43	9.40	93	9.63	143	21.84	193	9.01	243	9.56	293	2.04
44	5.07	94	10.92	144	22.40	194	6.91	244	17.49	294	7.76
45	3.21	95	18.80	145	7.51	195	3.31	245	10.71	295	15.50
46	3.58	96	11.75	146	12.25	196	6.47	246	15.30	296	5.30
47	3.11	97	17.61	147	8.71	197	6.81	247	13.40	297	5.44
48	5.32	98	8.63	148	10.90	198	9.89	248	3.92	298	9.09
49	18.78	99	5.37	149	25.96	199	16.10	249	3.51	299	5.03
50	23.95	100	5.67	150	15.74	200	9.85	250	3.94	300	5.62

Medidas realizadas en 5 campos a 400X, 500X, 1000X y 2000X (2)

Tabla 8.2.11a: Medida del diámetro máximo de partícula. Sondeo 33. 0-10 cm. Muestra: 96042501

n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x
1	55.76	51	8.29	101	16.27	151	8.72	201	6.65	251	4.31
2	51.53	52	14.31	102	14.27	152	5.12	202	13.19	252	4.33
3	9.35	53	9.00	103	4.04	153	8.66	203	6.65	253	10.95
4	16.61	54	14.11	104	2.59	154	27.41	204	11.67	254	8.78
5	11.96	55	13.95	105	6.38	155	11.94	205	4.44	255	10.35
6	13.44	56	10.15	106	8.85	156	25.65	206	5.68	256	13.15
7	8.65	57	6.15	107	7.71	157	21.71	207	2.96	257	5.94
8	11.26	58	6.15	108	6.48	158	9.03	208	5.67	258	5.46
9	8.12	59	34.88	109	37.75	159	14.48	209	3.70	259	5.10
10	11.07	60	19.80	110	30.04	160	19.05	210	8.64	260	3.26
11	16.33	61	14.93	111	20.50	161	14.10	211	9.06	261	3.69
12	8.45	62	10.29	112	40.09	162	10.16	212	2.47	262	1.60
13	9.44	63	16.25	113	24.78	163	7.10	213	2.71	263	3.11
14	9.03	64	7.39	114	21.69	164	9.84	214	3.55	264	6.27
15	7.30	65	26.43	115	24.25	165	5.26	215	4.04	265	2.09
16	14.02	66	17.49	116	22.81	166	4.35	216	6.52	266	2.15
17	12.01	67	21.50	117	16.27	167	6.86	217	5.85	267	2.10
18	14.45	68	11.16	118	13.88	168	6.27	218	9.65	268	2.18
19	4.68	69	16.91	119	17.87	169	5.07	219	7.73	269	2.18
20	7.96	70	13.39	120	21.71	170	6.86	220	4.19	270	1.92
21	6.63	71	13.88	121	9.32	171	4.19	221	6.82	271	1.67
22	8.06	72	7.08	122	14.31	172	2.75	222	9.99	272	1.66
23	11.34	73	18.05	123	19.99	173	5.05	223	24.58	273	2.36
24	9.92	74	10.66	124	8.42	174	2.66	224	35.56	274	4.54
25	8.42	75	13.93	125	10.35	175	6.46	225	16.39	275	3.08
26	14.60	76	6.06	126	13.32	176	4.75	226	30.90	276	2.04
27	8.12	77	12.77	127	18.53	177	5.17	227	34.09	277	1.13
28	3.28	78	15.44	128	11.42	178	7.48	228	39.87	278	5.19
29	7.92	79	13.53	129	7.48	179	4.78	229	19.93	279	5.26
30	5.14	80	27.27	130	3.52	180	3.55	230	14.75	280	4.53
31	5.14	81	11.49	131	4.98	181	3.69	231	6.01	281	4.85
32	4.59	82	8.25	132	8.14	182	3.30	232	27.33	282	2.43
33	8.20	83	11.16	133	4.18	183	5.83	233	6.79	283	2.20
34	6.26	84	9.00	134	11.57	184	5.67	234	5.19	284	15.69
35	8.30	85	6.88	135	4.62	185	5.62	235	2.53	285	6.40
36	6.83	86	2.75	136	6.63	186	5.67	236	7.34	286	10.68
37	6.61	87	17.40	137	4.23	187	5.32	237	7.75	287	10.35
38	21.11	88	3.71	138	3.48	188	5.61	238	6.54	288	6.41
39	29.67	89	6.96	139	9.61	189	4.13	239	4.81	289	7.38
40	25.47	90	8.24	140	21.33	190	7.15	240	4.06	290	6.36
41	21.17	91	7.30	141	10.28	191	5.50	241	10.29	291	9.03
42	7.53	92	12.17	142	9.87	192	3.11	242	8.31	292	7.81
43	3.50	93	7.30	143	11.66	193	4.44	243	8.53	293	10.53
44	15.67	94	6.15	144	11.53	194	4.19	244	5.77	294	4.71
45	23.09	95	9.68	145	9.60	195	4.04	245	3.12	295	5.69
46	8.46	96	4.36	146	10.28	196	6.27	246	2.35	296	3.93
47	17.98	97	5.14	147	11.38	197	5.21	247	5.87	297	4.06
48	9.35	98	4.36	148	6.42	198	3.66	248	4.75	298	2.72
49	15.37	99	11.96	149	9.91	199	8.15	249	3.62	299	4.44
50	7.78	100	12.63	150	9.85	200	28.93	250	9.22	300	4.31

Medidas realizadas en 6 campos a 300X, 500X, 1000X (2), 2000X (2)

Tabla 8.2.11b: Medida del diámetro máximo de partícula. Sondeo 33. 0-10 cm. Muestra: 96042501

n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x
301	5.30	351	8.21	401	5.94	451	5.17	501	3.91
302	11.75	352	3.89	402	8.81	452	5.23	502	8.50
303	15.52	353	2.70	403	5.21	453	3.65	503	5.08
304	8.09	354	2.29	404	6.88	454	2.55	504	6.42
305	8.12	355	2.61	405	1.11	455	12.18	505	6.29
306	13.06	356	10.61	406	4.75	456	3.99	506	7.89
307	17.42	357	8.06	407	3.04	457	4.39	507	8.28
308	4.11	358	5.18	408	1.23	458	5.09	508	9.76
309	4.20	359	9.32	409	2.60	459	3.11	509	6.18
310	5.46	360	7.01	410	2.15	460	3.21	510	9.56
311	18.88	361	5.88	411	1.10	461	3.75	511	6.71
312	8.91	362	16.53	412	0.96	462	2.68	512	3.64
313	10.96	363	24.25	413	2.61	463	11.90	513	3.38
314	6.73	364	3.89	414	3.58	464	5.78	514	3.64
315	21.47	365	7.07	415	17.91	465	3.72	515	2.61
316	7.96	366	2.44	416	11.47	466	3.30	516	2.20
317	5.12	367	3.31	417	11.69	467	6.48	517	4.89
318	7.26	368	13.81	418	4.15	468	3.02	518	4.46
319	5.67	369	3.72	419	5.70	469	2.04	519	3.93
320	25.79	370	9.35	420	4.25	470	4.34	520	2.19
321	18.56	371	9.85	421	7.08	471	5.12	521	5.92
322	4.63	372	7.98	422	3.90	472	2.66	522	3.96
323	13.23	373	0.28	423	4.79	473	0.94	523	19.93
324	4.87	374	9.34	424	5.12	474	1.48	524	3.01
325	9.89	375	8.59	425	8.02	475	1.70	525	1.48
326	3.41	376	4.92	426	3.83	476	1.85	526	2.85
327	4.70	377	5.31	427	4.41	477	2.26	527	0.65
328	2.86	378	3.10	428	2.81	478	2.53	528	2.12
329	5.36	379	17.91	429	5.58	479	4.27	529	1.16
330	3.14	380	8.24	430	9.12	480	1.53	530	0.84
331	6.58	381	35.27	431	5.34	481	1.96	531	2.09
332	1.67	382	3.27	432	13.11	482	2.09	532	1.91
333	1.76	383	7.04	433	4.30	483	3.27	533	2.92
334	3.32	384	5.29	434	3.82	484	6.69	534	1.97
335	3.22	385	3.05	435	14.16	485	8.52	535	2.79
336	4.33	386	3.36	436	4.38	486	9.69	536	2.65
337	3.81	387	4.48	437	4.31	487	7.61	537	1.71
338	2.22	388	2.00	438	3.87	488	23.05	538	1.59
339	5.24	389	5.79	439	5.50	489	9.57	539	1.85
340	5.15	390	7.22	440	3.19	490	7.95	540	2.05
341	6.60	391	5.55	441	5.62	491	4.92	541	1.05
342	10.20	392	6.61	442	9.15	492	7.85	542	2.14
343	33.24	393	3.63	443	2.57	493	13.10	543	3.33
344	8.19	394	10.55	444	3.02	494	2.63	544	1.61
345	8.46	395	6.65	445	3.31	495	5.00	545	3.50
346	6.67	396	31.04	446	2.08	496	2.30	546	4.74
347	8.23	397	5.71	447	3.67	497	6.41	547	2.15
348	4.38	398	5.49	448	5.35	498	2.91	548	4.55
349	4.24	399	5.56	449	4.19	499	3.94	549	16.71
350	33.43	400	6.53	450	3.09	500	4.18	550	3.50

Medidas realizadas en 6 campos a 300X, 500X, 1000X (2), 2000X (2)

Tabla 8.2.12.a: Medida del diámetro máximo de partícula. Sondeo 33. 50-60 cm. Muestra: 96042506

n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x
1	29.66	51	8.98	101	11.67	151	4.50	201	1.70	251	5.78
2	16.38	52	11.77	102	12.01	152	12.61	202	2.72	252	19.50
3	15.95	53	10.23	103	5.23	153	14.19	203	4.64	253	16.53
4	16.00	54	11.01	104	4.14	154	4.01	204	6.31	254	10.98
5	15.69	55	12.09	105	24.64	155	4.12	205	4.38	255	10.82
6	18.86	56	6.91	106	21.53	156	5.69	206	3.23	256	11.22
7	13.44	57	7.34	107	13.83	157	5.59	207	6.53	257	21.66
8	32.35	58	4.69	108	24.85	158	2.84	208	5.12	258	8.81
9	16.31	59	5.97	109	11.18	159	3.60	209	6.18	259	5.83
10	6.47	60	8.14	110	17.16	160	3.60	210	2.89	260	3.36
11	7.49	61	5.09	111	12.17	161	3.69	211	11.00	261	2.72
12	8.94	62	3.59	112	12.00	162	7.92	212	15.08	262	6.00
13	17.21	63	3.74	113	18.46	163	3.72	213	7.27	263	2.10
14	28.81	64	12.13	114	3.59	164	3.45	214	7.05	264	3.18
15	14.04	65	12.67	115	4.97	165	3.82	215	3.46	265	6.03
16	12.46	66	9.34	116	27.13	166	12.43	216	6.60	266	9.05
17	11.97	67	12.46	117	27.51	167	11.39	217	8.25	267	8.62
18	30.90	68	10.61	118	19.02	168	13.46	218	9.87	268	19.21
19	14.36	69	12.79	119	9.54	169	5.97	219	10.52	269	10.18
20	14.77	70	10.24	120	7.70	170	8.03	220	5.67	270	9.66
21	12.14	71	9.23	121	7.61	171	8.65	221	6.54	271	20.97
22	52.07	72	14.61	122	7.01	172	4.89	222	9.10	272	5.46
23	10.46	73	4.69	123	7.41	173	8.39	223	10.60	273	9.37
24	33.22	74	5.38	124	5.92	174	7.54	224	4.52	274	6.21
25	21.07	75	5.57	125	5.98	175	2.94	225	8.40	275	3.82
26	16.99	76	4.40	126	5.90	176	4.58	226	9.92	276	3.27
27	14.19	77	24.92	127	10.81	177	3.09	227	7.01	277	3.72
28	19.81	78	14.50	128	13.76	178	3.70	228	6.27	278	5.67
29	12.40	79	15.66	129	2.43	179	6.81	229	10.44	279	5.82
30	18.87	80	16.23	130	5.30	180	6.85	230	9.92	280	3.59
31	9.34	81	8.31	131	6.69	181	3.19	231	4.37	281	2.71
32	11.42	82	3.44	132	3.61	182	2.35	232	4.95	282	5.23
33	7.79	83	6.11	133	6.92	183	4.87	233	4.02	283	4.58
34	8.97	84	11.39	134	15.69	184	1.52	234	5.07	284	12.20
35	11.09	85	10.32	135	7.61	185	1.98	235	7.17	285	9.32
36	7.69	86	21.33	136	2.57	186	3.16	236	5.60	286	12.77
37	11.64	87	17.49	137	2.40	187	2.51	237	3.36	287	4.11
38	24.52	88	8.07	138	6.44	188	1.63	238	4.08	288	12.62
39	15.52	89	16.74	139	7.31	189	1.73	239	2.48	289	8.14
40	12.98	90	25.23	140	12.58	190	1.05	240	4.71	290	3.43
41	15.44	91	21.54	141	13.46	191	2.50	241	5.02	291	4.71
42	19.55	92	16.06	142	16.74	192	2.87	242	7.87	292	24.32
43	6.53	93	23.47	143	6.72	193	1.47	243	8.66	293	17.72
44	5.55	94	12.55	144	24.99	194	1.61	244	13.52	294	6.20
45	9.25	95	13.94	145	5.26	195	2.04	245	15.58	295	10.15
46	5.31	96	15.10	146	21.52	196	4.68	246	6.63	296	24.54
47	16.94	97	11.28	147	26.70	197	3.52	247	7.21	297	29.36
48	11.87	98	13.05	148	13.23	198	1.28	248	18.01	298	10.18
49	6.77	99	8.46	149	11.57	199	1.79	249	8.13	299	11.30
50	16.06	100	7.84	150	7.00	200	4.43	250	5.79	300	33.05

Medidas realizadas en 5 campos a 400X, 600X, 1000X, 1500X, 2000X

Tabla 8.2.12.b: Medida del diámetro máximo de partícula. Sondeo 33. 0-10 cm. Muestra: 96042501

n	Dmá x	n	Dmá x	n	Dmá x
301	13.49	351	5.47	401	4.40
302	12.18	352	3.63	402	4.46
303	8.85	353	4.72	403	7.97
304	7.43	354	11.49	404	5.34
305	6.39	355	7.02	405	13.96
306	8.56	356	7.20	406	14.01
307	10.90	357	12.20	407	4.99
308	7.74	358	13.60	408	5.50
309	15.22	359	12.98	409	17.15
310	16.61	360	9.14	410	12.22
311	7.63	361	14.20	411	7.59
312	3.31	362	14.36	412	15.76
313	5.83	363	8.83	413	6.60
314	6.23	364	11.70	414	3.21
315	9.96	365	8.62	415	2.16
316	7.76	366	11.18	416	1.07
317	13.00	367	6.75	417	1.43
318	5.46	368	9.44	418	0.72
319	6.68	369	15.69	419	4.53
320	14.48	370	13.18	420	2.44
321	6.10	371	4.31		
322	3.58	372	8.61		
323	16.64	373	4.58		
324	7.48	374	5.54		
325	11.77	375	5.80		
326	6.80	376	9.26		
327	5.45	377	6.49		
328	8.09	378	4.13		
329	18.99	379	5.02		
330	15.51	380	2.77		
331	4.72	381	4.06		
332	19.41	382	2.10		
333	5.60	383	9.33		
334	3.31	384	4.44		
335	3.21	385	8.55		
336	12.31	386	2.61		
337	5.25	387	3.08		
338	8.81	388	1.28		
339	12.11	389	11.57		
340	10.22	390	14.60		
341	15.24	391	4.39		
342	24.60	392	6.44		
343	4.15	393	2.85		
344	3.13	394	1.13		
345	2.03	395	2.78		
346	6.03	396	2.03		
347	7.76	397	2.98		
348	11.22	398	5.36		
349	4.72	399	6.72		
350	9.21	400	3.50		

Medidas realizadas en 5 campos a 400X, 600X, 1000X, 1500X, 2000X

8.3. FUNCIONALIDAD ENTRE VARIABLES DE LA FÁBRICA Y LA HUMEDAD

Comenzamos realizando las correlaciones lineales entre todas las variables compositivas y texturales que influyen en la fábrica del suelo (% carbonato cálcico, % carbono orgánico, % hierro libre, % arcilla, % limo), las medidas realizadas con microscopio electrónico de barrido (diámetros de poros y partículas, en micrómetros) y el contenido de humedad medido (L/m^3).

Con dichas correlaciones se ha construido la matriz de correlación (en realidad la mitad de la misma) (Tabla 8.3.1.), recogiendo la ecuación, el r^2 y el p valor.

Teniendo en cuenta el pequeño número de muestras estudiado (por exigencias de la técnica de microscopía electrónica) muy pocas correlaciones han resultado significativas y las que lo son no superan el 5%. No obstante, podemos analizar las tendencias planteadas que ayudarán a comprender el problema que tratamos de resolver.

Comenzando por la humedad su dependencia con variables individuales (correlaciones simples) es exclusivamente del contenido de limo y arcilla, creciendo con ambos. Algo explicable pues las fracciones más finas del suelo, como más activas, retienen más agua. La correlación es más significativa (acercándose al 5%) en el caso de la arcilla.

Las variables de fábrica medidas, diámetros de poros y partículas, no muestran correlación, creemos por el parecido del tipo de fábrica entre todos los casos que hemos analizado y sin duda, el escaso número de casos. Sin embargo, el signo de los coeficientes señala que la humedad crece con el tamaño de poro y disminuye con el de partículas. En otras palabras, en el rango de tamaños de poro analizado, los poros

mayores retendrían más agua; las muestras con partículas de menor talla, presentaría los valores mayores de humedad.

En cuanto a los agentes cementantes, carbonato cálcico y hierro favorecen que el suelo presente más humedad; carbono orgánico, menos. El último hecho bien pudiera deberse a un efecto indirecto. Las zonas someras son las que más carbono orgánico presentan, estas partes simultáneamente son las que menos agua tienen (Tabla 8.0) al estar más secas.

Las variables de fábrica, diámetro máximo medio de poros y partículas, sólo muestran relaciones significativas con el carbono orgánico; en ambos casos disminuyendo con el incremento del porcentaje de éste.

La cementación promovida por el humus haría que la fábrica tuviese poros de menor talla. Este efecto es similar a lo que ocurre con el resto de agentes cementantes (carbonato cálcico y hierro) si bien en este caso la funcionalidad no resulta estadísticamente significativa. Desde el punto de vista edáfico resulta un hecho perfectamente justificable: Si la fábrica está más cementada los huecos son de menor tamaño.

La explicación de la disminución de la talla de las partículas con el incremento del carbono orgánico es más compleja; toda vez que los dos agentes cementantes restantes, sexquióxidos y carbonato cálcico, manifiestan la tendencia contraria, por otra parte lógica, pues si las partículas individuales se van agregando merced a los puentes de cemento, y configuran partículas de mayor talla.

El resto de correlaciones simples interesantes, son aquellas que nos indican relaciones entre componentes o fracciones granulométricas. Así parece que cuando el material se cementa relativamente más, lo hace en todas las componentes/agentes cementantes: carbono orgánico, carbonato cálcico, y hierro libre (correlaciones

positivas). Lo mismo se puede decir de las fracciones granulométricas estudiadas: la arcilla y el limo ejercen tendencias positivas paralelas: suelos más arcillosos son a su vez más limosos. Siendo la arena, la que gobierna la textura del medio; o al menos así se puede interpretar: Cuando aumenta el contenido de arena disminuyen paralelamente arcilla y limo y viceversa cuando decrece el contenido de arena, crece el de las otras dos fracciones.

El análisis de correlaciones múltiples (cálculos de los hiperplanos de regresión), se ha realizado como máximo con cuatro variables, como independientes; debido al número de casos manejados. Se ha probado todas las combinaciones posibles, combinando como viables dependientes contenido de humedad u diámetros de poros y partículas.

Como en las correlaciones sencillas, las significaciones son casi siempre bajas (Tabla.xx.) y en una inmensa mayoría no alcanzan valores aceptables; a pesar de los valores de R encontrados, que alcanzan y superan fácilmente 0.900 y en algunos casos llegan a ser 0.998.

Para nuestro estudio resulta sumamente interesante que sea la humedad la variable dependiente que más casos significativos o cercanos a significativos acopia, tanto con tres como con cuatro variables independientes. Le siguen el diámetro de poros y el de partículas.

La ecuación más significativa de las obtenidas (Tabla xx) nos indica que el contenido de humedad puede predecirse con una confianza de más del 98% a partir del contenido de arcilla (%), diámetro de poro (SEM, μm) y el contenido de hierro libre (%) (en ese orden, además).

Con el porcentaje de arcilla y el tamaño de poro crece la humedad, que disminuye con las proporciones de sesquióxidos libres. La interpretación no resulta fácil aunque podemos proponer que la arcilla es una fase activa responsable de la fijación del agua; y el tamaño de poro, en los rangos explorados (entre 1 y 25 μm), favorece así mismo la retención de agua (la humedad crece con el tamaño de poro en todas las ecuaciones ensayadas).

Por su parte, el hierro, al cementar la fábrica (tal como hemos podido observar), reduce los contenidos de humedad. Cuando se considera en la ecuación (Tabla xx8) el diámetro de partículas conjuntamente al de poros y el contenido de sesquióxidos, frente a la humedad, el signo del coeficiente del hierro cambia (valores de significación p valor mayor del 95%), lo que nos está indicando la necesidad de realizar un análisis multivariante factorial.

Otros hechos que podemos destacar de las ecuaciones con la humedad como variable “y”, es que el tamaño de las partículas que constituyen los agregados, a medida que decrece conduce a unos mayores contenidos de humedad, pues son más activas superficialmente dichas partículas. No obstante, esto solo sucede si las estudiamos conjuntamente a diámetros de poros y hierro libre (con o sin contenidos de arcilla), diámetro de poros y carbonato cálcico, diámetros de poros y arcilla o carbonato cálcico y arcilla. En cambio, si el diámetro de las partículas se considera junto al hierro y al carbono orgánico (con o sin arcilla) su coeficiente resulta positivo, lo que indica que la humedad crecería con él. Insistimos en la necesidad futura de unos análisis de componentes principales.

El resto de los agentes estructuradores y cementantes se comportarían de la siguiente manera frente a la humedad: las proporciones de arcilla incrementan la humedad en todos los casos; y participan en muchas de las ecuaciones encontradas como significativas o cercanas a significativas. El carbono orgánico presenta en más

casos un coeficiente negativo (ya se discutió en las correlaciones simples) y en dos positivo. El carbonato cálcico crece a la par que la medida de humedad en todas las situaciones.

Pasando al diámetro de poros, (un parámetro definidor de la fábrica), comprobamos cómo depende del diámetro de partícula, creciendo con él; lo que no es extraño pues estos poros medidos son la mayoría, generados por los huecos que dejan las partículas individuales al agregarse y unirse unas a otras (entendemos que así se llamarían intersticiales). Curioso es el comportamiento de la arcilla que condiciona mayores tamaños de poro (coeficientes positivos), posiblemente al favorecer la estructuración, al revés de los agentes cementantes carbono orgánico, hierro, carbonato cálcico que se correlacionan negativamente y podemos pensar que contribuyen a “cerrar” la estructura y hacerla más masiva y menos porosa, relativamente.

Finalmente, el tamaño de las partículas individuales que componen los microagregados, clusters y se hallan como tales en el material estudiado —que recordemos eran del rango del limo— presenta funcionalidad positiva y significativa con el tamaño de poro y el hierro libre y negativo con la humedad.

Tabla xx. Análisis de correlaciones múltiples

Ecuación	R ²	R	p-Valor
Hum= -150,2953 + 20,0564*AcT + 24,1588*Po - 130,9567*Fe	0,9871	0,9935	0,0194
Hm = 114,628 + 25,2161*Po - 29,7815*Pa + 74,8215*Fe	0,9677	0,9837	0,0480
Hum= -145,0370 + 24,2757*Po - 128,2711*Fe + 19,8585*AcT -12,0249*CO	0,9960	0,9980	0,0906
Hum= -137,6899 + 25,2805*Po - 3,2240*Pa - 127,9815*Fe + 20,5701*AcT	0,9944	0,9972	0,1118
Hum= -337,4090 - 145,1371*Fe - 300,2528*CO + 84,5920*Pa	0,9239	0,9612	0,1119
Hum= -24,363 + 3,92511*LT	0,4745	0,6888	0,1302
Hm = 119,516 + 24,8577*Po - 20,3623*Pa + 12,6107*CCa	0,8616	0,9282	0,2003
Hm = 58,2262 + 14,4376*Po - 15,2761*Pa + 6,41915*AcT	0,8508	0,9224	0,2152

$\text{Hum} = -186,091 + 39,8146 \cdot \text{CO} + 38,8373 \cdot \% \text{CCa} + 15,6775 \cdot \% \text{AcT}$	0,8307	0,9114	0,2429
$\text{Hum} = -298,7450 - 127,5034 \cdot \text{Fe} + 4,3021 \cdot \text{AcT} - 240,9557 \cdot \text{CO} + 68,1167 \cdot \text{Pa}$	0,9693	0,9845	0,2600
$\text{Hum} = -61,8499 - 5,82802 \cdot \text{Pa} + 25,7402 \cdot \% \text{CCa} + 13,2332 \cdot \% \text{AcT}$	0,8142	0,9023	0,2653
$\text{Pa} = 3,87902 + 0,82667 \cdot \text{Po} - 0,0320278 \cdot \text{Hm} + 2,47873 \cdot \text{Fe}$	0,9706	0,9852	0,0438
$\text{Pa} = 18,5719 - 5,06163 \cdot \text{CO} - 0,337134 \cdot \% \text{AcT} - 1,64024 \cdot \% \text{CCa}$	0,7991	0,8939	0,2857
$\text{Pa} = 6,30353 + 0,98509 \cdot \text{Po} - 0,0360499 \cdot \text{Hm} + 0,427125 \cdot \text{CCa}$	0,7921	0,8900	0,2950
$\text{Po} = -4,29427 + 1,16174 \cdot \text{Pa} + 0,0381096 \cdot \text{Hm} - 2,91801 \cdot \text{Fe}$	0,9724	0,9861	0,0411
$\text{Po} = -3,6789 + 0,758006 \cdot \text{Pa} + 0,0338637 \cdot \text{Hm} - 0,495621 \cdot \text{CCa}$	0,8934	0,9452	0,1555
$\text{Po} = -5,11145 + 0,516675 \cdot \text{Pa} - 0,970133 \cdot \text{CCa} + 0,524172 \cdot \text{Arc}$	0,8661	0,9306	0,1940
$\text{Po} = 2,01272 + 0,38227 \cdot \text{Pa} + 0,0225861 \cdot \text{Hm} - 2,72433 \cdot \text{CO}$	0,8558	0,9251	0,2083

8.4 RESULTADOS RELEVANTES OBTENIDOS CON EL ESTUDIO DE MICROSCOPIO ELECTRÓNICO DE BARRIDO.

Las muestras estudiadas fueron seis correspondientes a tres sondeos con tratamientos distintos donde la humedad media presentaba valores contrastantes; además del caso del suelo natural, se estudiaron muestras superficiales y profundas en cada sondeo. Concretamente los puntos fueron el sondeo de referencia 5, tratamiento en línea y con valores de retención de agua relativamente bajos en una de sus muestras; el sondeo de referencia 33, con tratamiento puntual, con uno de los mayores valores de humedad, y el sondeo natural de referencia con Z y con valores de humedad relativamente bajos.

Las muestras estudiadas fueron las fracciones <2 mm, tras el proceso de tamizado, como material que puede relacionarse más estrechamente con el proceso de retención de agua

Como consecuencia de la similitud de componentes, propiedades, evolución edáfica y clasificación de los suelos, la fábrica ultramicroscópica tiene un cierto parecido entre todas las muestras, lo que nos permitirá descubrirla como un todo unitario, marcando luego las diferencias detectadas según los casos diferentes.

El material estudiado hay que descubrirlo primeramente como un conjunto de partículas de distintos tamaños, que oscilan desde la fracción limo fino (2 -20 μm), en este caso siendo fundamentalmente monominerálicas, muchas de ellas de forma laminar (filosilicatos); hasta tamaños cercanos a los 1000 μm o incluso más. Estas grandes partículas ya pueden considerarse microagregados y su fábrica interna ofrecerá datos interesantes, que pasamos a descubrir.



9. CONCLUSIONES

A partir del estudio realizado, y como resumen del mismo, pueden extraerse las siguientes conclusiones:

1. Los suelos estudiados son Kastanozems cálcicos con perfil tipo Ahk, Ck y Cambisoles háplicos con perfil Ap, Bw, C (a veces Ck).
2. Entre las propiedades analíticas destacan texturas franco arenosas (más de 50% de arena). Los contenidos de carbono orgánico son bajos (por debajo del 1%) salvo para el Kastanozem.
3. La sonda de neutrones ha resultado un instrumento de medida de la humedad de nuestros suelos que proporciona medidas fiables: El mejor sistema de calibración es por capas (incluyendo la capa arable). Sondeos relativamente próximos (del orden del metro) presentan lecturas equiparables.
4. La humedad de nuestros suelos en régimen semiárido dista de presentar una función de distribución normal.
5. Los tratamientos de mecanización del suelo estudiados proporcionan cada uno diferentes contenidos de agua, y oscilan por término medio, para el período de seguimiento, entre los 11.5–17.6 L/m² para el etapa de recarga (Enero–Diciembre), y los 5.9–11.2 L/m² para el período estival (Agosto). Estas pérdidas en el curso del año fluctúan entre 5.6–6.4 L/m², y se deben exclusivamente a evapotranspiración.
6. El análisis comparativo de la humedad según los tratamientos de mecanización del suelo permite clasificarlos en tres grupos que, ordenados de mayor a menor eficiencia, son:

Grupo I (humedad media anual de 13.6 L/m²). Incluye los tratamientos: Laboreo agrícola (LBA), Arado con vertedera (AAV), Ripado más acaballonado (RAB), Ahoyado con barrena helicoidal (ABH), Ahoyado manual (AMN).

Grupo II (media anual de 11.5 L/m²). Incluye los tratamientos: Subsolado lineal (SSL), Ahoyado con retroexcavadora con cazo grande (ARCG), Ahoyado con pico mecánico (APM).

Grupo III (media anual de 10 L/m²). Incluye los tratamientos: Subsolado con tractor todo terreno de alta estabilidad (TTAE), Ahoyado con retroexcavadora con cazo pequeño (ARCP), Ahoyado mecanizado (AMC).

Además de estos tres grupos existen dos tratamientos con pautas de comportamiento diferente: el suelo natural (SN) presenta un comportamiento ambivalente, presentando una eficiencia media en los meses de recarga (Grupo II), mientras que en el período estival entraría a formar parte del Grupo I; el tratamiento Ahoyado con retroexcavadora con cazo pequeño dotado de microcuencas (ARCPM) asimila su comportamiento al Grupo I durante los meses Julio, Agosto y Septiembre.

7. El estudio con microscopio electrónico de barrido, apoyado con microanálisis, permite afirmar que la fábrica más frecuente del suelo es un caso de “laminar, esquelética tamaño limo cementado”. La fracción granulométrica limo, con no ser la mayoritaria, es la que la justifica, organizándose en microagregados de unas 1000 μm que se jerarquizan en “*clusters*” de unas 30–50 μm , donde los cementos de oxihidróxidos de hierro, carbonato cálcico, materia orgánica y hasta el papel agregador de la arcilla quedan manifiestos.

8. La fábrica de la zona superficial del suelo sometido al proceso de mecanización en línea, ha sufrido una isotropización relativa con respecto al suelo natural o al del tratamiento puntual.

9. La fábrica establecida con microscopio electrónico de barrido ha permitido plantear su estudio cuantitativo con la medida (así mismo en microscopio electrónico de barrido) del tamaño de las partículas minerales constituyentes, y el tamaño de poro. La partícula media tienen un diámetro de 9.42 μm (rango de limo fino), y el poro medio es 6.00 μm (poros finos) apto para la retención de agua útil para las plantas.

10. De acuerdo a un análisis de correlaciones múltiples, la humedad de las muestras es función de los parámetros de fábrica, tamaño de poro (funcionalidad positiva), tamaño de partícula (negativa), proporción de arcilla (positiva), proporción de carbonato cálcico equivalente (positiva), hierro libre (variable) y proporción de carbono orgánico (variable). Podemos hablar, por tanto, de una dependencia entre la humedad del suelo y su estructura.

10. REFERENCIAS BIBLIOGRÁFICAS

- Aguiar, M.R. y Sala, O.E. 1999. Patch structure, dynamics and implications for the functioning of arid ecosystems. *TREE* 14 (7) 273-277 pp.
- Albertson, J.D. Montaldo, N. 2003. . Temporal dynamics of soil moisture variability: I Theoretical basis. *Water Resour Res* 39 (10) 1247.
- Amer, S. A., Keefer, T. O., Weltz, M. A., Goodrich, D. C., and Bach, L. B., 1994. Soil Moisture Sensors for Continuous Monitoring. *Water Resour. Bull.*, 30(1): 69-83.
- Archibold, O.W.; Acton, C.; Ripley, E.A. 2000 Effect of site preparation on soil properties and vegetation cover, and the growth and survival of white spruce (*Picea glauca*) seedlings, in Saskatchewan. *Forest Ecology and Management* 131 127-141.
- Arya, L. M., Richter, J. C., and Paris, J. F., 1983. Estimating Profile Water Storage from Surface Zone Soil Moisture Measurements Under Bare Field Conditions. *Water Resour. Res.*, 19(2): 403-412.
- Axelsson, S. R. J., Klemedtsson, L., Robertson, K., and Rosswall, T., 1990. Remote Sensing Techniques for Monitoring Soil Moisture and Denitrification Activity of Arable Land. *Proceedings of the International Symposium on Remote Sensing, Bangkok, Thailand*, 465-477.
- Beecham, R., 1995. Patterns of Spatial and Temporal Variability of Factors Affecting Nutrient Export from Chaffey Dam Catchment. In: Binning, P., Bridgeman, H., and Williams, B. (Eds.), *Proceedings of MODSIM 95 International Congress in Modelling and Simulation*, Newcastle, 183-187.
- Belnap, J. 2002. Nitrogen fixation in biological soil crusts from southeast Utah, USA.. *Biol. Fertil. Soils*, 35, 128-135.

- Bennett, A. F., 1992. *Inverse Methods in Physical Oceanography*. Cambridge University Press, New York, 346pp.
- Bernard, R., Vauclin, M., and Vidal-Madjar, D., 1981. Possible Use of Active Microwave Remote Sensing Data for Prediction of Regional Evaporation by Numerical Simulation of Soil Water Movement in the Unsaturated Zone. *Water Resour. Res.*, 17(6): 1603-1610.
- Bernard, R., Soares, J. V., and Vidal-Madjar, D., 1986. Differential Bare Field Drainage Properties from Airborne Microwave Observations. *Water Resour. Res.*, 22(6): 869-875.
- Betts, A. K., Ball, J. H., Baljaars, A. C. M., Miller, M. J., and Viterbo, P., 1994. Coupling Between Land-Surface, Boundary-Layer Parameterizations and Rainfall on Local and Regional Scales: Lessons from the Wet Summer of 1993. *Fifth Conf. on Global Change Studies: American Meteor. Soc.*, Nashville, 174 -181.
- Beven, K. J., and Fisher, J., 1996. Chapter 1: Remote Sensing and Scaling in Hydrology. In: Stewart, J. B., Engman, E. T., Feddes, R. A., and Kerr, Y. (Eds.), *Scaling up in Hydrology Using Remote Sensing*, John Wiley and Sons, New York, 1-18.
- Billings, S.A.;M Schaeffer, S.M.; Evans, R.D. 2003. Nitrogen fixation by biological soil crusts and heterotrophic bacteria in an intact Mojave Desert ecosystem with elevated CO₂ and added soil carbon. *Soil Biology and Biochemistry*,. 35, (5) 643-649.
- Bird, S.B.; Herrick, J.E. Wander, M.M. Wright, S.F. 2002. Spatial heterogeneity of aggregate stability and soil carbon in semi-arid rangeland. *Environmental Pollution*, 116, 445-455.
- Biswas, B. C., and Dasgupta S. K., 1979. Estimation of Soil Moisture at Deeper Depth from Surface Layer Data. *Mausam*, 30(4): 511-516.

- Blanchard, B. J., McFarland, M. J., Schmutge, T. J., and Rhoades, E., 1981. Estimation of Soil Moisture With API Algorithms and Microwave Emission. *Water Resour. Bull.*, 17(5): 767-774.
- Bolognani, O., and Altese, E., 1994. The Use of a Theoretical Surface Scattering Model for Retrieving Soil Moisture From ERS-1 SAR Data. M. Sc. Thesis, University of Gent, Belgium, 185pp.
- Bolognani, O., Mancini, M., and Rosso, R., 1996. Soil Moisture Profiles from Multifrequency Radar Data at Basin Scale. *Meccanica*, 31(1): 59-72.
- Buolñ, S.W. 1965. Present soil-forming factors and processes in arid and semiarid regions., *Soil Scie*, 99, 45-49.
- Burt, T.P.; Butcher, D.P. 1985. Topographic controls of soil moisture distributions. *Journal of Soil Science*, 36, 469-486.
- Brendecke, J.W. Axelson, R.D.; Pepper, I.L. 1993. Soil microbial activity as an indicator of soil fertility: Long-term effects of municipal sewage sludge on an arid soil. *Soil Biology and biochemistry*, 25 (6) 751-758.
- Bruckler, L., Witono, H., and Stengel, P., 1988. Near Surface Soil Moisture Estimation from Microwave Measurements. *Remote Sens. Environ.*, 26: 101-121.
- Bruckler, L., and Witono, H., 1989. Use of Remotely Sensed Soil Moisture Content as Boundary Conditions in Soil-Atmosphere Water Transport Modeling: 2. Estimating Soil Water Balance. *Water Resour. Res.*, 25(12): 2437-2447.
- Bcutts M.B.; Payne, TJ, Kristensen M. Madsen H. 2004. An evaluation of the impact of model structure on hydrological modeling uncertainty for streamflow simulation. *J Hidrol.* 298 2242-66.

- Buschiazzo, D.E.; Hevia, G.G.; Hepper, E.N.; Urioste, A.; Bono, A.A. Babinec, F. 1002. Organic C, N and P in size fractions of virgin and cultivated soils of the semi-arid pampa of Argentina. *Journal of Arid Environments*, 48, 501-508.
- Camillo, P. J., and Schmutge, T. J., 1983. Estimating Soil Moisture Storage in the Root Zone from Surface Measurements. *Soil Sci.*, 135(4): 245-264.
- Campo, A. D.; Navarro, R.M.; Aguilera, An. And González, E. 2006. Effect of tree shelter design on water condensation and run-off and its potential benefit for reforestation establishment in semiarid climates. *Forest Ecology and Management* 235, 107-115.
- Cantón, Y.; Domingo, F.; Solé-Benet, A. Puigdefábregas, J. 2002. Influence of soil-surface types on the overall runoff of the Tabernas badlands (south east Spain): field data and model approaches. *Hydrological processes*, 16, 2621-2643.
- Cantón, Y.; Solé-Benet, A.; Domingo, F. 2004. Temporal and spatial pattern of soil moisture in semiarid badlands of SE Spain. *Journal of Hydrology*, 285, 199-214.
- Capehart, W. J., and Carlson, T. N., 1997. Decoupling of Surface and Near-Surface Soil Water Content: A Remote Sensing Perspective. *Water Resour. Res.*, 33(6): 1383-1395.
- Chapman, H.O. 1982. Cation exchange Capacity. *Methods of soils analysis. Part. 2. Agronomy* n° 9. Pág. 891-901.
- Chepil, W.S. 1954. Factors that influence clod structure and erodibility of soil by wind: III. Calcium carbonate and decomposed organic matter. *Soil Sci.* 77, 473-480.
- Chepil W.S. 1955. Factors that influence clod structure and erodibility of soil by wind: IV. Sand, silt and clay. *Soil Sci*, 80, 155-162.

- Daley, R., 1991. Atmospheric Data Analysis. Cambridge University Press, New York, 577pp.
- Dalton, F. N., and van Genuchten, M. T., 1986. The Time-Domain Reflectometry Method for Measuring Soil Water Content and Salinity. *Geoderma*. 38: 237-250.
- Díaz, E. And Roldán, A. 2000. Effects of reforestation techniques on the nutrient content, photosynthetic rate and stomatal conductance of *Pinus halepensis* seedlings under semiarid conditions. *Land degradation & Development* 11: 475-486.
- Dobson, M. C., Ulaby, F. T., Hallikainen, M. T., and El-Rayes, M. A., 1985. Microwave Dielectric Behaviour of Wet Soil - Part II: Dielectric Mixing Models. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens*, GE-23 (1): 35-46.
- Dobson, M. C., and Ulaby, F. T., 1986a. Active Microwave Soil Moisture Research. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, GE-24(1): 23-36.
- Dregne, H.E. 1976. Soil of Arid Regions. *Developments of Soil Science*. Elsevier Scientific Publishing Company. New York. 237 pp.
- Dregne, H.,E. 1983. Deserrtification of arid lands. En: Bishay, A.; McGinnies, W.G. Eds. *Adavances in desert and arid land technology and development*. Harwood. N.Y. 228 pp.
- D' Urso, G., Giacomelli, A., Mancini, M., and Troch, P. A., 1994. The SESAR'93 Experience on Soil Dielectric Behaviour from ERS-I Satellite. In: De Troch, F. P., Su, Z. and Troch P. A. (Eds.), *Proceedings of the first workshop on data collection and data analysis issues for spatial and temporal soil moisture mapping from ERS-1 and JERS-1 SAR data and macroscale hydrologic modelling (EV5V-CT94-0446)*. Institute for Agricultural Hydraulics, University of Naples, Italy, 1-13.

- Engman, E. T., 1990. Progress in Microwave Remote Sensing of Soil Moisture. *Canadian J. Rem. Sens.*, 16(3): 6-14.
- Engman, E. T., 1991. Application of Microwave Remote Sensing of Soil Moisture for Water Resources and Agriculture. *Rem. Sens. Environ.*, 35: 213-226.
- Engman, E. T., 1992. Soil Moisture Needs in Earth Sciences. In: *Proc. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, 477-479.
- Engman, E. T., and Chauhan, N., 1995. Status of Microwave Soil Moisture Measurements with Remote Sensing. *Remote Sens. Environ.*, 51(1): 189-198.
- Entekhabi, D., Nakamura, H., and Njoku, E. G., 1993. Retrieval of Soil Moisture by Combined Remote Sensing and Modeling. In: Choudhury, B. J., Kerr, Y. H., Njoku, E. G., and Pampaloni, P. (Eds.), *ESA/NASA International Workshop on Passive Microwave Remote Sensing Research Related to Land-Atmosphere Interactions*, St. Lary, France, 485-498.
- Entekhabi, D. Rodríguez Iturbe, I. 1994. Analytical framework for the characterization of the space-time variability of soil moisture. *Adv. Water Resour* 17: 35-45.
- Entekhabi, D., Nakamura, H., and Njoku, E. G., 1994. Solving the Inverse Problem for Soil Moisture and Temperature Profiles by Sequential Assimilation of Multifrequency Remotely Sensed Observations. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 32(2): 438-448.
- Famiglietti, J. S., and Wood, E. F., 1994a. Multiscale Modeling of Spatially Variable Water and Energy Balance Processes. *Water Resour. Res.*, 30(11): 3061-3078.
- F.A.O. 2001. Soil carbon sequestration for improved land management. *World Soil Resource Reports* 96. 62 pág.

- F.A.O. 2006. Evaluación de los Recursos Forestales Mundiales 2005. Hacia la ordenación forestal sostenible. Estudio FAO: Montes. Report 147.
- Fast, J. D., and McCorcle, M. D., 1991. The Effect of Heterogenous Soil Moisture on a Summer Baroclinic Circulation in the Central United States. *Mon. Wea. Rev.*, 119: 2140-2167.
- Feddes, R. A., Menenti, M., Kabat, P., and Bastiaanssen, W. G. M., 1993. Is Large-Scale Inverse Modelling of Unsaturated Flow with Areal Average Evaporation and Surface Soil Moisture as Estimated from Remote Sensing Feasible? *J. Hydrol.*, 143: 125-152.
- Fernald-Cross, A.F.; Schlesinger, W.H., 2001. Biological and geochemical controls on phosphorus fractions in semiarid soil. *Biogeochemistry*, 52, 155-172.
- Fraser, E.C.; Landhäuser, and Lieffers, V.J. 2003. The effects of mechanical site preparation and subsequent wildfire on trembling aspen (*Populus tremuloides* Michx.) regeneration in central Alberta, Canadá. *New Forests*, 25: 67-81.
- Garner, W. Y Steinberger, Y. 1989. A proposed mechanism for the formation of "Fertile Islands" in the desert ecosystem. *Journal of Arid Environments* 16: 257-262.
- Georgakakos, K. P., and Baumer, O. W., 1996. Measurement and Utilization of On-Site Soil Moisture Data. *J. Hydrol.*, 184: 131-152.
- Giacomelli, A., Bacchiega, U., Troch, P. A., and Mancini, M., 1995. Evaluation of Surface Soil Moisture Distribution by Means of SAR Remote Sensing Techniques and Conceptual Hydrological Modelling. *J. Hydrol.*, 166: 445-459.
- Gile, L.H. Grossman, R.B. 1968. Morphology of the argilic horizon in desert soil of southern New Mexico. *Soil Sci.* 106, 6-15.

- Gile, L.H. Hawley, J.W., 1972. The prediction of soil occurrence in certain deserts regions of the southwester United States. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.*, 36, 119-124.
- Grayson, R. B., and Western, A. W., 1998. Towards Areal Estimation of Soil Water Content From Point Measurements: Time and Space Stability of Mean Response. *J. Hydrol.*, 207: 68-82.
- Grimaldi, C., Grimaldi, M., and Vauclin, M., 1994. The Effect of the Chemical Composition of a Ferrallitic Soil on Neutron Probe Calibration. *Soil Technology*, 7: 233-247.
- Grismer, M. E., Bali, K. M., and Robinson, F. E., 1995. Field-Scale Neutron Probe Calibration and Variance Analysis for Clay Soil. *Journal of Irrigation and Drainage Engineering*, 121 (5): 354-362.
- Grove, A.,T. 1977. The geography of semi-arid lands. *Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B*, 278, 457-75.
- Hallikainen, M. T., Ulaby, F. T., Dobson, M. C., El-Rayes, M. A., and Wu, L. K., 1985. Microwave Dielectric Behaviour of Wet Soil, Part I: Empirical Models and Experimental Observations. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, GE-23 (1): 25-34.
- Hamdi-Aissa, B.; Valles, V.; Aventurier, A. Ribolzi, O. 2004. Soils and brine geochemistry and minerabgy of hyperarid desert playa, ouargla basin, Algerian Sahara. *Arid Land Research and Management*, 18 (2) 103-126.
- Heimovaara, T. J., 1994. Frequency Domain Analysis of Time Domain Reflectometry Waveforms: 1. Measurement of the Complex Dielectric Permittivity of Soils. *Water Resour. Res.*, 30(2): 189-199.
- Holtan, H. N., Stiltner, G. J., Henson, W. H., and Lopez, N. C., 1975. USDAHL-74 Revised Model of Watershed Hydrology. *Tech. Bull. No. 1518*, USDA Agricultural Research Service. US

- Hossain, F.; Emmannouil, N. Anagnostou. 2004. Assessment of current passivemicrowave and infra-red bases satellite rainfall remote sensing for flood prediction. *J. Geophys Res* 109. Doi. 10. 1029/2003JD003986
- Hossain, F.; Emmannouil, N. Anagnostou. 2005. Numerical investigation of the impact of uncertainties in satellite rainfall estimation and land surface model parameters on simulation of soil moisture. *Advances in Water Resources*, 28, 1336-1350.
- Houser, P. R., 1996. Remote-Sensing Soil Moisture Using Four-Dimensional Data Assimilation. Ph.D. Thesis, The University of Arizona, USA, 391pp.
- Houser, P. R., Shuttleworth, W. J., Famiglietti, J. S., Gupta, H. V., Syed, K. H., and Goodrich, D. C., 1998. Integration of Soil Moisture Remote Sensing and Hydrologic Modeling Using Data Assimilation. *Water Resour. Res.*, 34 (12): 3405-3420.
- Houser PR. Shuttleworth WJ, Famiglietti JS, Gupta HV, Syed KH, Goodrich DC. 1998. Integration of soil moisture remote sensing and hydrologic modeling using data assimilation. *Water Rsour Res* , 34 (12) 3405-20.
- Hu, C.X. ; Liu, Y.D. Song, L.R.; Zhang, D.K. 2002. Effect of desrt soil algae on the stabilization of sine sands. *Journal of Applied Phycology*, 14 (4) 281-292.
- Jackson, R. D., Idso, S. B., and Reginato, R. J., 1976. Calculation of Evaporation Rates During the Transition From Energy-Limiting to Soil-Limiting Phases Using Albedo Data. *Water Resour. Res.*, 12(1): 23-26.
- Jackson, T. J., 1980. Profile Soil Moisture from Surface Measurements. *J. Irrigation Drainage Div.*, Proc. ASCE, 106(IR2): 81-92.

- Jackson, T. J., Schmugge, T. J., Nicks, A. D., Coleman, G. A., and Engman, E. T., 1981. Soil Moisture Updating and Microwave Remote Sensing for Hydrological Simulation. *Hydrological Sciences Bulletin*, 26(3): 305-319.
- Jackson, T. J., 1982. Survey of Applications of Passive Microwave Remote Sensing for Soil Moisture in the USSR. *EOS Transactions of the American Geophysical Union*, 63(19): 497-499.
- Jackson, T. J., Schmugge, T.J., and Wang, J. R., 1982. Passive Microwave Sensing of Soil Moisture Under Vegetation Canopies. *Water Resour. Res.*, 18(4): 1137-1142.
- Jackson, T. J., Hawley, M. E., and O'Neill, P. E., 1987. Preplanting Soil Moisture Using Passive Microwave Sensors. *Water Resources Bulletin*, 23(1): 11-19.
- Jackson, T. J., and Schmugge, T. J., 1989. Passive Microwave Remote Sensing System for Soil Moisture: Some Supporting Research. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 27: 225-235.
- Jackson, T. J., 1993. III Measuring Surface Soil Moisture Using Passive Microwave Remote Sensing. *Hydrol. Processes*, 7: 139-152.
- Jackson, T. J., Schmugge, T. J., and Engman, E. T., 1996. Remote Sensing Applications to Hydrology: Soil Moisture. *Hydrological Sciences Journal*, 41(4): 517-530.
- Karlsson, A. 1996. Initial seedling emergence of hairy birch and silver birch on abandoned fields following different site preparation regimes. *New Forests*, 11: 93-123.
- Khresat, S.A. Rawajfih, Z. Mohammad, M. 1998. Morphological, physical and chemical properties of selected soil in the arid region in north-western Jordan. *Journal of Arid Environments*, 40, 15-25.

- Kilsby, C.G. 2001. Water Resources Influence of Climate Change in Europe. Editor, Fonal Report.
- Kirkby, M. J., 1985. Chapter 3: Hillslope Hydrology, In: Anderson, M. G., and Burt, T. P. (Eds.), Hydrological Forecasting, John Wiley and Sons, New York, 37-75.
- Kite, G. W., and Pietroniro, A., 1996. Remote Sensing Applications in Hydrological Modelling. Hydrological Sciences Journal, 41(4): 563-591.
- Kondratyev, K. Y., Melentyev, V. V., Rabinovich, Y. I., and Shulgina, E. M., 1977. Passive Microwave Remote Sensing of Soil Moisture. In: 11th Symposium on Remote Sensing of the Environment, Environ. Res. Inst. of Mich., Ann Arbor, 1641-1661.
- Kostov, K. G., and Jackson, T. J., 1993. Estimating Profile Soil Moisture From Surface Layer Measurements - A Review. In: Proc. The International Society for Optical Engineering, Vol. 1941, Orlando, Florida, 125-136.
- Krajewski, W. F., 1987. Cokriging Radar-Rainfall and Rain Gauge Data. J. Geophys. Res., 92 (D8): 9571-9580.
- Laio, F.; Porporato, A.; Ridolfi, L.; Rodríguez Iturbe. 2001. Plants in water controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress II. Probabilistic soil moisture dynamics. Advances in Water Resources, 24, 707-723.
- Lakshmi, V., and Susskind, J., 1997. Land Surface Hydrological Processes Using Satellite Data. In: Proc. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS), Singapore, 1102-1104.
- Lakshmi, V., Wood, E. F., and Choudhury, B. J., 1997. A Soil-Canopy-Atmosphere Model for use in Satellite Microwave Remote Sensing. J. Geophys. Res., 102(06): 6911-6927.

- Lange, J.; Greenbaum, N.; Husary, S.; Ghanem, M.; Leibundgut, C.; Schick, A.P. 2003. Runoff generation from successive simulated rainfalls on a rocky, semi-arid, Mediterranean hillslope. *Hydrological Processes*, 17 (2) 279-296.
- Li, X.Y.; Liu, L.Y.; Wang, J.H. 2004. Wind tunnel simulation of aeolian sandy soil erodibility under human disturbance. *Geomorphology*, 59 (1-4) 3-11.
- Lin, D. S., Wood, E. F., Troch, P. A., Mancini, M., and Jackson, T. J., 1994a. Comparison of Remotely Sensed and Model-Simulated Soil Moisture over a Heterogeneous Watershed. *Remote Sens. Environ.*, 48: 159-171.
- Llasat, M.C.; Quintas 2004. Stationarity of Monthly rainfall series since the middle of XIX th century. Application to the case of peninsular Spain. *Natural Hazards*, 31, 613-622.
- Mc Laughlin, D. 2002. An integrated approach to hydrologic data assimilation: Interpolation, smoothing, and filtering. *Adv. Water Resour.*, 25: 1275-86.
- Mancini, M., and Troch, P., 1995. Experimental Set-up for Soil Moisture Profile Determination using Multi-frequencies Back-scattering Data. *EMSL Newsletter No. 5*.
- Mancini, M., Vandersteene, F., Troch, P. A., Bolognani, O., Terzaghi, G., D'Urso, G., and Wüthrich, M., 1995. Experimental Setup at the EMSL for the Retrieval of Soil Moisture Profiles Using Multifrequency Polarimetric Data. In: *Proc. International Geoscience and Remote Sensing Symposium (IGARSS)*, Firenze, Italy, 2023-2025.
- Marcuello, C. 2002. Country Paper: Spain. Planning and climate Change Adaptation. In *Water, Wetlands and Climate Change*, a scientific project in the IUCN. Athens Meeting.

- Martínez, F J.; López F.; Martínez, F. & Romero, A. 1995. Land use and soil-vegetation relationships in a Mediterranean ecosystems: El Ardal, Murcia. España. *Catena*. Vol. 25 (1-4).
- Martínez, FJ; Martínez, J.; López, F. Romero, A. And Belmonte, F. 1996. Evolution of vegetation and pedological characteristics in fields with different age of abandonment; A case study in Murcia. Spain. *Desertification and Land degradation in Mediterranean Environments*, J.L. Rubio & A. Calvo. Edit. 279-290.
- Mattikalli, N. M., Engman, E. T., Ahuja, L. R., and Jackson, T. J., 1998. Microwave Remote Sensing of Soil Moisture for Estimation of Profile Soil Property. *Int. J. Rem. Sens.*, 19(9): 1751-1767.
- McLaughlin, D., 1995. Recent Developments in Hydrologie Data Assimilation. *Reviews of Geophysics, Supplement*, 977-984.
- Meigs, P. 1953. World Distribution of Arid and Semiarid Monoclimates. *Review of Research on Arid Zone Hidrology. Arid Zone Programme. I. UNESCO PP.* 203-209.
- McVicar, T. R., and Jupp, D. L. B., 1998. The Current and Potential Operational Uses of Remote Sensing to Aid Decisions on Drought Exceptional Circumstances in Australia: A Review. *Agricultural Systems*, 57(3): 399-468.
- Millán, M.M. estrela, M.J.; Sáenz, M.J. Mantilla, E.; Martín, M.; Pastor, F.; Salvador, R.; Vallejo, R.; Alonso, L.; Gangoiti, G.; Ilardia, J.L.; Navarro, M.; Albizuri, A.; Artiñano, B.; Ciccioi, P.; kallos, G.; Carvalho, R.A.; Andrés, D.; Hoff, A.; Werhahn, J.; Seufert, G.; and Versino, B. 2005. "Climatic Feedbacks and Desertification: The Mediterranean Model. *Journal of Climate*, 18, 684-701.

- Milly, P. C. D., 1986. Integrated Remote Sensing Modeling of Soil Moisture: Sampling Frequency, Response Time and Accuracy of Estimates. In: Integrated Design of Hydrological Networks (Proceedings of the Budapest Symposium), IAHS Publication No. 158: 201-211.
- Navarro, R.M. Pacios, G. Y Ayuga, A.I. 2003. Informe sobre el estado de la forestación de tierras agrarias en la comunidad autónoma de Andalucía. (No publicado)
- Navarro, R.; Frangueiro, B.; de Prado, R.; Diaz, J.L.; Guzmán, R. 2004. Técnicas de conservación del suelo en forestaciones de terrenos agrícolas. En: Fernández, P.; Gonzalez, E.J.; Martínez, A.; Navarro, R. (eds.) Mantenimiento y Conservación del Suelo en Forestaciones Agrarias. Asociación Española Agricultura de Conservación/Suelos Vivos. E.T.S.I.A.M. Córdoba. Pp. 41-73.
- Navarro, R.M.; Frangueiro, B.; Ceacero, C.; Del Campo, A. De Prado, R. 2005. Establishment of *Quercus ilex* L. Subs. Ballota (Desf.) Samp. Using different weed control strategies in Southern Spain. *Ecol. Eng.* 25, 332-342.
- Newton, R. W., Black, Q. R., Makanvand, S., Blanchard, A. J., and Jean, B. R., 1982. Soil Moisture Information and Thermal Microwave Emission. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, GE-20(3): 275-281.
- Newton, R. W., Heilman, J. L., and van Bavel, C. H. M., 1983. Integrating Passive Microwave Measurements with a Soil Moisture/Heat Flow Model. *Agricultural Water Management*, 7: 379-389.
- Nikiforoff, C.C. 1937. General trends of the desert type of soil formation. *Soil Sci.* 43, 105-131.
- Njoku, E. G., and Kong, J. A., 1977. Theory for Passive Microwave Remote Sensing of Near-Surface Soil Moisture. *J. Geophys. Res.*, 82(20): 3108-3118.

- Njoku, E. G., and Entekhabi, D., 1996. Passive Microwave Remote Sensing of Soil Moisture. *J. Hydrol.*, 184: 101-129.
- Oliet, J.; Planelles, R.; López Arias, M. and Artero, F. 2002. Soil water content and water relations in planted and naturally regenerated *Pinus halepensis* Mill. Seedlings during the first year in semiarid conditions. *New Forests* 23: 31-44.
- Ortega O. R. 2004. Repoblaciones con matorral y mantenimiento de zonas áridas. Pág. 1-26. En *Curso sobre técnicas de conservación en forestación de suelos agrarios*. Editado por CIFA. Córdoba.
- Ortega P. R. 2006. Suelos y color superficial en áreas semiárida: Desierto de Tabernas. Tesis Doctoral. Universidad de Almería. 522 p.
- Ottlé, C., Vidal-Madjar, D., and Girard, G., 1989. Remote Sensing Applications to Hydrological Modeling. *J. Hydrol.*, 105: 369-384
- Ottlé, C., and Vidal-Madjar, D., 1994. Assimilation of Soil Moisture Inferred from Infrared. Remote Sensing in a Hydrological Model Over the HAPEX-MOBILHY Region. *J. Hydrol.*, 158: 241-264.
- Paniconi, C., and Wood, E. F., 1993. A Detailed Model for Simulation of Catchment Scale Subsurface Hydrologic Processes. *Water Resour. Res.*, 29(6): 1601-1620.
- Pepinski, N. R., Ulaby, F. T., and Dobson, M. C., 1995. Dielectric Properties of Soils in the 0.3-1.3 GHz Range. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, 33(3): 803-807.
- Péwé;T.L. 1974. Geologic and geomorphic processes of polar deserts. En : Smiley, T. L. Zumberge, H. Ed. *Polar deserts*. University of Arizona Press, Tucson. Arizona, pp. 33-52.

- Prevot, L., Bernard, R., Taconet, O., Vidal-Madgar D., and Thony, J. L., 1984. Evaporation from a Bare Soil Evaluated Using a Soil Water Transfer Model and Remotely Sensed Surface Soil Moisture Data. *Water Resour. Res.*, 20(2): 311-316.
- Puigdefábregas, J. 1996. El papel de la vegetación en la conservación del suelo en ambientes semiáridos. En: Lasanta-Martínez, T.; Garcia Ruiz, J.M.(Eds.) Edición y recuperación de tierras en áreas marginales. Sociedad Española de Geomorfología. Logroño, pp. 79-87.
- Pugnaire, F.I.; Haase, P.y Puigdefábregas, J. 1996. Facilitation between higher plant species in a semiarid environment. *Ecology* 77 (5) 1420-1426.
- Räisänen, J.; U. Hanson, A. Ullerstig, R. Doescher, L.P. Graham, C. Jones, H.E.M. Meier, P. Samuelsson, U. Wallen. 2004. European Climate in the later twenty-first century: Regional simulations with two driving global models and two forcing scenarios. *Climate Dynamics*, 22, 13-31.
- Ragab, R., 1995. Towards a Continuous Operational system to Estimate the Root-Zone Soil Moisture from Intermittent Remotely Sensed Surface Moisture. *J. Hydrol.*, 173: 1-25.
- Rajaram, H., and Georgakakos, K. P., 1989. Recursive Parameter Estimation of Hydrologic Models. *Water Resour. Res.*, 25(2): 281-294.
- Raju, S., Chanzy, A., Wigneron, J., Calvert, J., Kerr, Y., and Laguerre, L., 1995. Soil Moisture and Temperature Profile Effects on Microwave Emission at Low Frequencies. *Remote. Sens. Environ.*, 54: 85-97.
- Rawls, W. J., Brakensiek, D. L., and Saxton, K. E., 1982. Estimation of Soil Water Properties *Transactions of the ASAE*, 25(5): 1316-1320.

- Rodríguez-Itube, I.; Porporato, A.; Laio, F.; and Ridolfi, L. 2001. Plants in water-controlled ecosystems: active role in hydrologic processes and response to water stress I. Scope and general outline. *Advances in Water Resources* 24, 695-705.
- Romero, A. López Bermudez, F.; Thornes, J.B.; Francis, C. & Fisher, G.D. 1988. Variability of overland flow erosion rates in a semi-arid Mediterranean Environment under matorral cover. Murcia. Spain. *Catena Supplement* vol. 13, 1-11.
- Romero, A. & Belmonte, F. 2002. Erosión del suelo en ambiente semiárido extremo ajo diferentes tipos de litologías y suelos. *Rev. Aportaciones a la Geomorfología de España en el inicio del tercer milenio*. A. Pérez, J. Vargas y M.J. Machado. Vol. 1. 315-322.
- Roth, K., Schulin, R., Flühler, H., and Attinger, W., 1990. Calibration of Time Domain Reflectometry for Water Content Measurement Using a Composite Dielectric Approach. *Water Resour. Res.*, 26(10): 2267-2273.
- Ros, M.; Hernández, M.T., García, C. 2003. Soil microbial activity after restoration of a semiarid soil by organic amendments. *Soil Biology & Biochemistry*, 35 (3), 463-469.
- Rubio, J.L. 2005. Influencia sobre los ecosistemas terrestres: Riesgo de desertificación. Pág. 83-94. En: *Simposio Internacional sobre el Cambio Climático, desde la Ciencia a la Sociedad*. Edita: Presidencia de la Generalitat Valenciana 139 p.
- Rubio, J.L. and Richardson, R.J. 1990. *Strategies to Combat Desertification in Mediterranean Europe*, CEE, Luxemburgo.
- Ruibo, J.L. Calvo, A. (Eds.) 1996. *Soil degradation and desertification in Mediterranean environments*. Logroño: Geoderma Ediciones.

- Ruiz de Elvira, A. 2005. España ante el cambio climático. Lecciones sobre el medio ambiente. Pag. 51-66. En: Simposio Internacional sobre el Cambio Climático, desde la Ciencia a la Sociedad. Edita: Presidencia de la Generalitat Valenciana 139 p.
- Saha, S. K., 1995. Assesment of Regional Soil Moisture Conditions by Coupling Satellite Sensor. Data with a Soil-Plant System Heat and Moisture Balance Model. *Int. J. Rem. Sens.*, 16(5): 973-980.
- Sánchez Gómez, E.; M.J. Ortiz Beviá 2003. Seasonal Forecasts of North Atlantic 850-hPa Air Temperature Anomalis Using Singular Vectdors. *Monthly Weather Review*, 131, (12) 3061-3068.
- Schmugge, T. J., Jackson, T. J., and McKim, H. L., 1980. Survey of Methods for Soil Moisture Determination. *Water Resour. Res.*, 16(6): 961-979.
- Schmugge, T., 1985. Chapter 5: Remote Sensing of Soil Moisture, In: Anderson, M. G., and Burt, T. P. (Eds.), *Hydrological Forecasting*, John Wiley and Sons, New York, 101-124.
- Seo, D. J., 1998. Real-Time Estimation of Rainfall Fields Using Radar Rainfall and Rain Gauge Data. *J. Hydrol.*, 208: 37-52.
- Sharma, M.L. ; Gander, G.A.; Hunt, G.C. 1980. Spatial variability of infiltration in a watershed. *Journal of Hidrology*, 45, 101-122.
- Singer, M.J.; Shainberg, I. 2004. Mineral soil surface crusts and wind and water erosion. *Earth Surface Processes and Landforms*, 29 (9) 1065-1075.
- Smettan, U.; Blume, H.P. 1987. Salts in sandy desert soil, southwester Egypt. *Catena*, 14. (4) 333-343.

- Smith, M.; Compton, J.S. 2004. Origin and evolution of major salts in the Darling pans, Western Cape, South Africa. *Applied Geochemistry*, 19 (5) 645-664.
- Solé-Benet, A.; Calvo, A.; Cerdá, A.; Lázaro, R.; Pini, R.; Barbero, J. 1997. Influences of microrelief patterns and plant cover on runoff related processes in badlands from Tabernas (SE Spain). *Catena* 31, 23-38.
- Srivastava, S. K., Yograjan, N., Jayaraman, V., Nageswara Rao, P. P., and Chandrasekhar, M. G., 1997. On the Relationship Between ERS-I SAR/Backscatter and Surface/Sub-Surface Soil Moisture Variations in Vertisols. *Acta Astronautica*, 40(10): 693-699.
- Stace, H.C.T. Hubble, G.D.; Brewer, R.; Northcote, K.H.; Sleeman, J.R.; Mulcahy, M.J. 1968. A handbook of Australian soil Rellim Technical publications, Glenside, S.A. 435 pp.
- Stauffer, D. R., and Seaman, N. L., 1990. Use of Four-Dimensional Data Assimilation in a Limited-Area Mesoscale Model. Part 1: Experiments With Synoptic-Scale Data. *Monthly Weather Review*, 118: 1250-1277.
- Su, Z., Giacomelli, A., Troch, P. A., and de Troch F. P., 1994. Structure of ERS-1 and JERS-1 SAR Data and the Problem of Georeferencing. In: de Troch, F. P., Su, Z., and Troch P. A. (Eds.), *Proceedings of the first workshop on data collection and data analysis issues for spatial and temporal soil moisture mapping from ERS-1 and JERS-1 SAR data and macroscale hydrologic modelling (EV5V-CT94-0446)*. Institute for Agricultural Hydraulics, University of Naples, Italy, 25-39.
- Su, Z., Troch, P. A., de Troch, F. P., Nochtergale, L., and Cosyn, B., 1995. Preliminary Results of Soil Moisture Retrieval From ESAR (EMAC 94) and ERS-1/SAR, Part II: Soil Moisture Retrieval. In: de Troch, F. P., Troch, P. A., Su, Z., and Cosyn, B. (Eds.), *Proceedings of the second workshop on hydrological and microwave scattering modelling for spatial and temporal soil moisture mapping from ERS-1 and JERS-1 SAR data and macroscale hydrologic modeling (EV5V-CT94-0446)*. Institute

National de la Recherche

- Sunmer,G.N.; R. Romero, V. Hoimar, C. Ramis, S. Alonso, E. Zorita 2003. An estimate of the effects of climate change on the rainfall of Mediterranean Spain by the late twenty first century. *Climate Dynamics* 20, 789-805.
- Thompson, D.B.; Walker, L.R.; Landau, F.H.; Satark, L.R. 2005. The influence of elevation, shrubspecies, and biological soil crust on fertile islands in the Mojhve Desert, USA. *Journal of Arid Environments*, 61, 609-629.
- Tominaga, T.T. Cássaro, F.A.M. ; Reichardt, K; O.O.S. Bacchi,; Oliverira, J.C.M.; Timm, L.C. 2002. On the use of surface neutron-gamma gauges to estimate soil water content. *Applied Radiation and Isotopes* 57, 369-374.
- Thorntwaite, C.W. 1948. An approach toward a rational classification of climate. *Geogr. Rev.* 38, 55-94.
- Topp, G. C., Davis, J. L., and Annan, A. P., 1980. Electromagnetic Determination of Soil Water Content: Measurements in Coaxial Transmission Lines. *Water Resour. Res.*, 16(3): 574-582.
- Troch, P. A., Vandersteene, F., Su, Z., Hoeben, R., and Wuethrich, M., 1996. Estimating Microwave Observation Depth in Bare Soil Through Multi-Frequency Scatterometry. In: *Proc. Of the First EMSL User Workshop*, SAI, JRC, Ispra, Italy.
- Ulaby, F. T., Moore, R. K., and Fung, A. K., 1986. *Microwave Remote Sensing, Active and Passive; Volume III: From Theory to Applications*. Artech House, Norwood, MA, 1097pp.
- Ulaby, F. T., Dubois, P. C., and van Zyl, J., 1996. Radar Mapping of Surface Soil Moisture. *J. Hydrol.*, 184: 57-84.

- UNEP (1990) Desertification revisited. UNEP' Nairobi.
- van de Griend, A. A., and Engman, E. T., 1985. Partial Area Hydrology and Remote Sensing. *J. Hydrol.*, 81: 211-251.
- Van der Merwe, C.R.; Heystek, H. 1955. Clay minerals of South African soil groups: III. Soils of the desert and adjoining semiarid regions. *Soil Sci*, 80, 479-494.
- Van Dijk, A.I.J.M.; Bruijnzeel, L.A. 2004. Runoff and soil loss from bench terraces. 1. An event-based model of rainfall infiltration and surface runoff. *European Journal of Soil Science*, 55 (2) 299-316.
- van Oevelen, P. J., 1998. Soil Moisture Variability: A comparison Between Detailed Field Measurements and Remote Sensing Measurement Techniques. *Hydrological Sciences Journal*, 43(4): 511-520.
- Varelides, C.; Varelides, Y. And Kritikos, T. 2004. Effect of mechanical site preparation and fertilisation on early growth and survival of a black pine plantation in northern Greece. *New Forests* 30: 21-32.
- Vauchaud, G., de Silans Passerat, A., Balabanis, P., and Vauclin, M., 1985. Temporal Stability of Spatially Measured Soil Water Probability Density Function. *J. Soil Sci. Soc. Am.*, 49: 822-827.
- Vicente-Serrano, S.M. González-Hidalgo, J.C.; de Luis, M. Raventós, J. 2004. Drought patterns in the Mediterranean area: the Valencia region (eastern Spain). *Climate Research* 25, 5-15.
- Visser, S.M.; Sterk, G.; Ribolzi, O. 2004. Techniques for simultaneous quantification of wind and water erosion in semi-arid regions. *Journal of Arid Environments*, 59 (4), 699-717.

- Walker, J.P. 1999. Estimaging soil moisture profile dynamics from near-surface soil moisture measurements and standard meteorological data. Tesis Doctoral. University of Wecastle. New South Wales. Australia.
- Walker, JP., Houser, PR. 2004. Requirements of a global nerar –surface soil moisture satellite missin: accuracy, repeat time, and spatial resolution. *Adv. Water Resour.* 27, 785-801.
- Wang, J. R., and Schmugge, T. J., 1980. An Empirical Model for the Complex Dielectric Permittivity of Soils as a Function of Water Content. *IEEE Trans. Geosci. Rem. Sens.*, GE-18(4): 288-295.
- Westem, A. W., Green, T. R., and Grayson, R. B., 1997a. Hydrological Modelling of the Tarrawarra Catchment; Use of Soil Moisture Patterns. In: McDonald, A. D., and McAleer, M. (Eds.), *Proc. MODSIM 97 International Congress on Modelling and Simulation*, Hobart, Australia, 409-416.
- Westem, A W., Blöschl, G., and Grayson, R. B., 1998. Geostatistical Charachterisation of Soil Moisture Pattens in the Tarrawara Catchment. *J. Hydrol.*, 205: 20-37.
- Wigneron, J. P., Schmugge, T., Chanzy, A, Calvet, J. C., and Kerr, Y., 1998. Use of Passive Microwave Remote Sensing to Monitor Soil Moisture. *Agronomie*, 18(1): 27-43.
- Wilson, R. G., 1971. Methods of Measuring Soil Moisture. Technical Manual Series, The Secretariat, Canadian National Commission for the International Hydrological Decade, Ottawa, Canada, 20pp.
- Wood, E. F., Lin, D. S., Mancini, M., Thongs, D. J., Troch, P. A., Jackson, T. J., Famiglietti, J. S., and Engman, E. T., 1993. Intercomparisons Between Passive and Active Microwave Remote Sensing and Hydrological Modeling for Soil Moisture. *Advances in Space Research*, 13(5): 167-176.

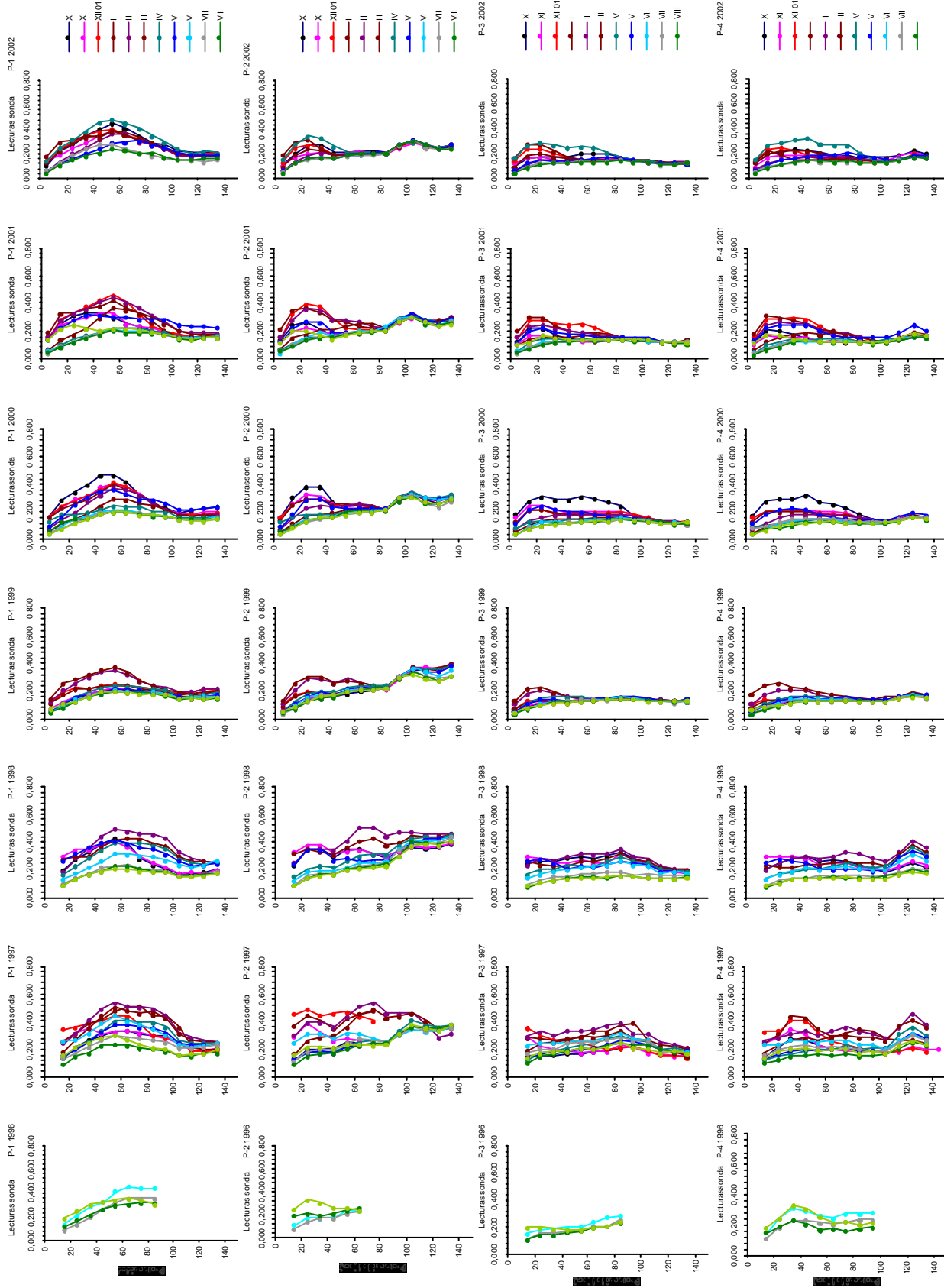
- Wüthrich, M., 1997. In-Situ measurement and Remote Sensing of Soil Moisture Using Time Domain Reflectometry, Thermal Infrared and Active Microwaves, Ph. D. Thesis, Naturwissenschaftlichen Fakultät der Universität Basel.
- Xie, G.H.; Steinberger, Y. 2002. Dynamics of the nitrogen-efficient guild and its relationship to nitrogen and carbon patterns in two desert soil ecosystems. *Arid Land Research and Management*, 16 (1) 69-81.
- Yassoglou, N.J (1997) Semi-natural environments and processes. Soil: Mediterranean soil types in a desertification context. In: Mairota, P. Thornes, JB Geeson, N (Eds), *Atlas of Mediterranean Environments in Europe: The Desertification context from MEDALUS*.
- Yassoglou, N. (2000) Soil Degradation and Desertification. En: Rubio et al, (Eds.), *KeV Notes of the Third International Congress of the European Society for Soil Conservation liMan and Soil at the Third Millennium"*. Valencia 28 de marzo- 1 de abril, pp: 133-144.
- Zegelin, S., 1996. Soil Moisture Measurement. In: *Field Measurement Techniques in Hydrology Workshop Notes*. Cooperative Research Centre for Catchment Hydrology, Corpus Christi College, Clayton, C1-C22.
- Zotova, E. N., and Geller, A. G., 1985. Soil Moisture Content Estimation by Radar Survey Data During the Sowing Campaign. *Int. J. Rem. Sens.*, 6(2): 353-364.

11. ANEXOS

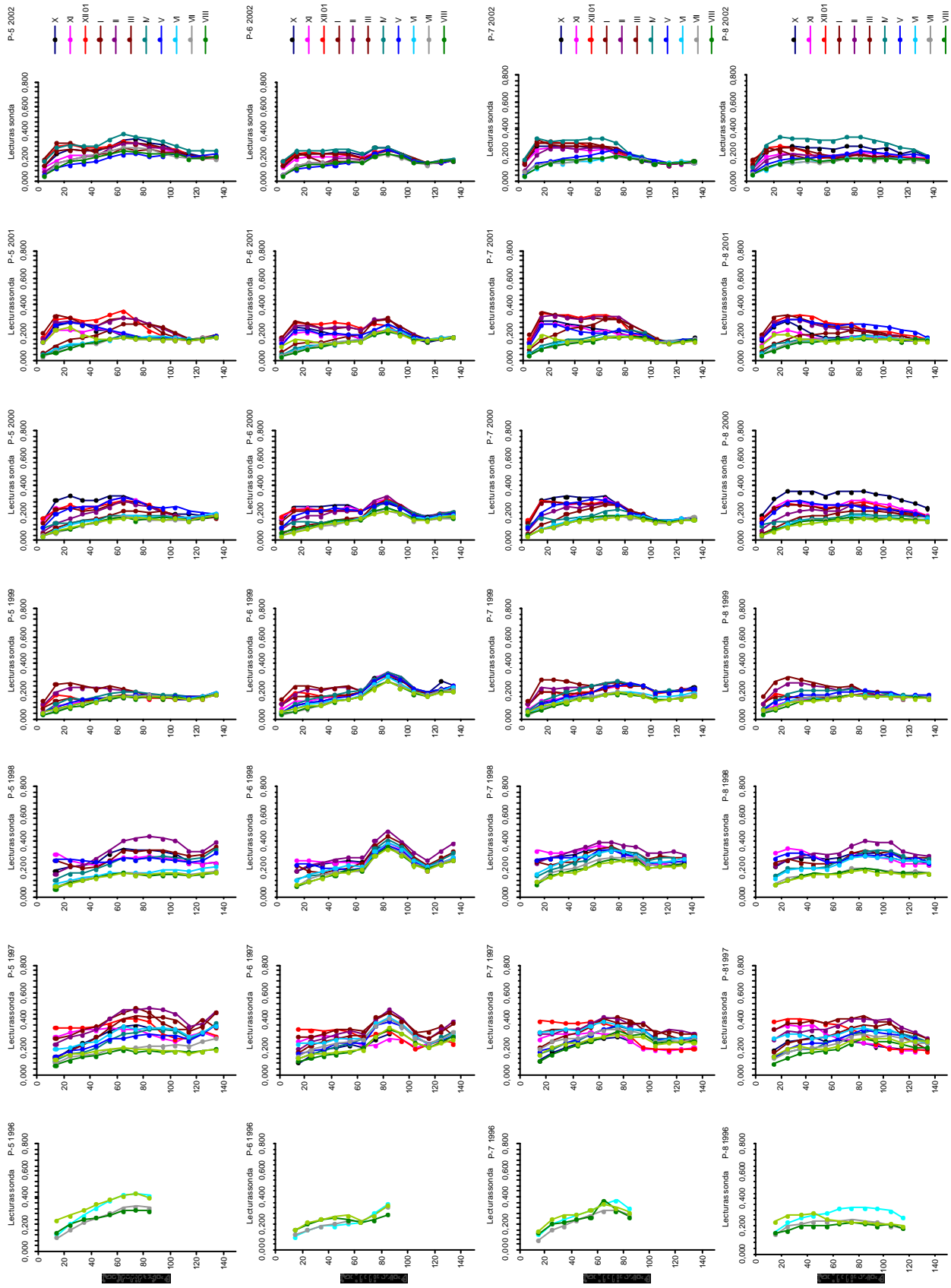
	1	2	3	4	5	6	7	8	9	10	11	12	13	14	15	16	17	18	19	20
0-10	45	45	45	45	45	45	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46
10-20	72	72	72	72	72	72	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73
20-30	72	72	72	72	72	72	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73
30-40	72	72	72	72	72	72	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73
40-50	72	72	72	72	72	72	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73
50-60	72	72	72	72	72	72	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73
60-70	72	72	72	72	72	72	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73
70-80	72	66	72	72	72	72	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73
80-90	72	64	72	72	72	72	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	73	67	73
90-100	68	64	67	72	67	67	68	73	73	73	73	67	68	67	67	73	73	67	67	73
100-110	67	64	67	67	67	67	68	73	68	73	73	67	67	67	67	73	73	67	67	73
110-120	67	64	67	67	67	67	68	73	67	73	73	67	67	67	67	73	73	67	67	73
120-130	67	64	67	67	67	66	68	68	65	67	67	67	67	67	67	68	67	67	67	67
130-140	67	64	67	67	67	66	67	68	65	67	67	67	67	67	67	67	67	67	67	66

	21	22	23	24	25	26	27	28	29	30	31	32	33	35	36	37	X	Y	Z
0-10	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46	46
10-20	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	73
20-30	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	73
30-40	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	73
40-50	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	73
50-60	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	73
60-70	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	73
70-80	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	72	73
80-90	72	72	72	66	72	72	72	72	72	72	72	72	72	71	72	72	72	72	73
90-100	72	66	72	66	66	73	66	73	73	73	67	72	72	72	54	72	72	72	68
100-110	72	66	66	66	66	66	64	73	73	73	67	72	72	72	72	72	67	66	68
110-120	72	66	66	66	66	66	64	73	73	73	67	67	67	67	72	67	66	66	68
120-130	66	66	66	65	57	65	64	67	73	73	67	67	67	67	72	67	66	66	68
130-140	66	66	66	50	56	56	64	67	67	67	67	66	66	66	72	66	65	67	67

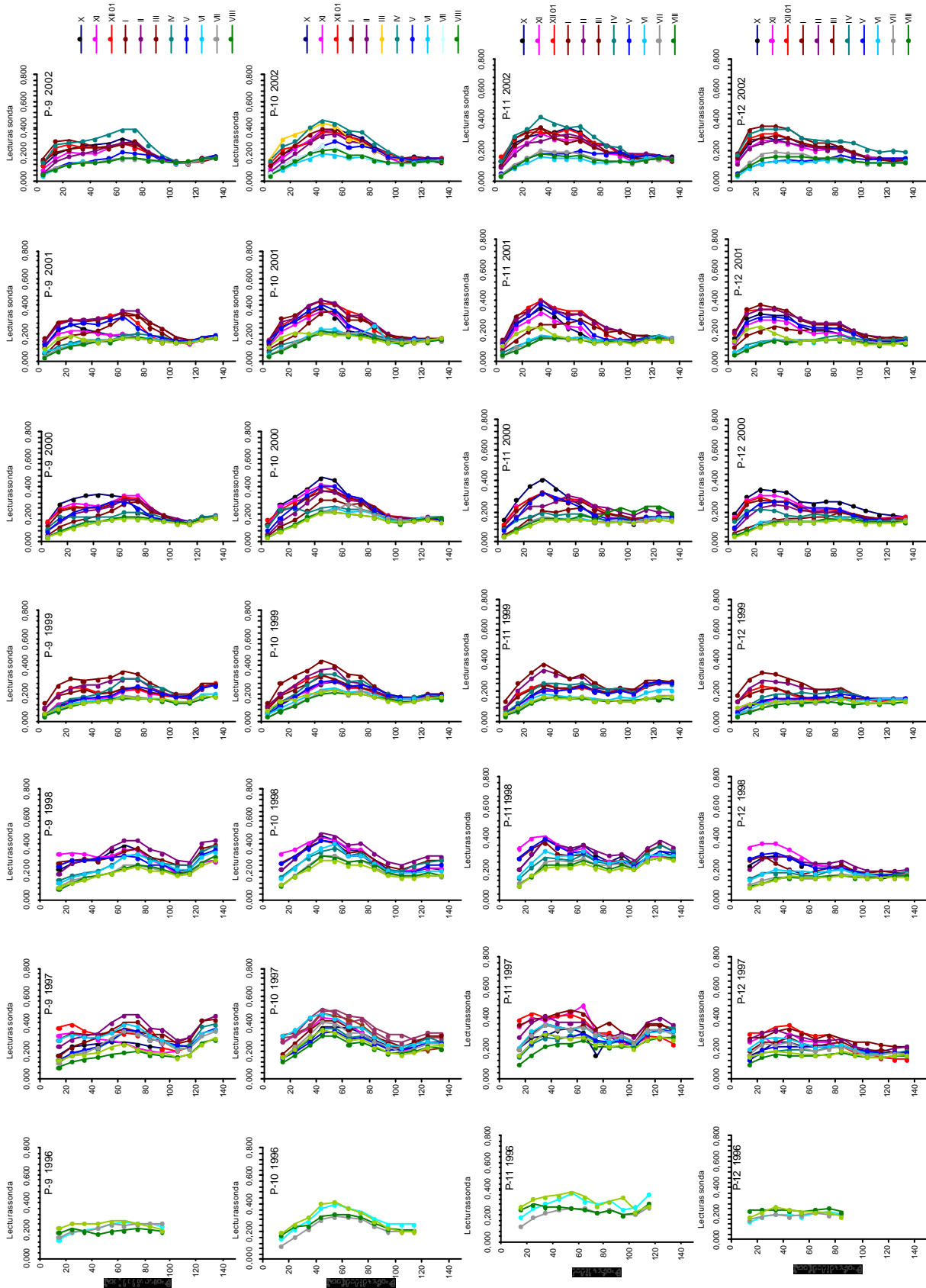
ANEXO 1



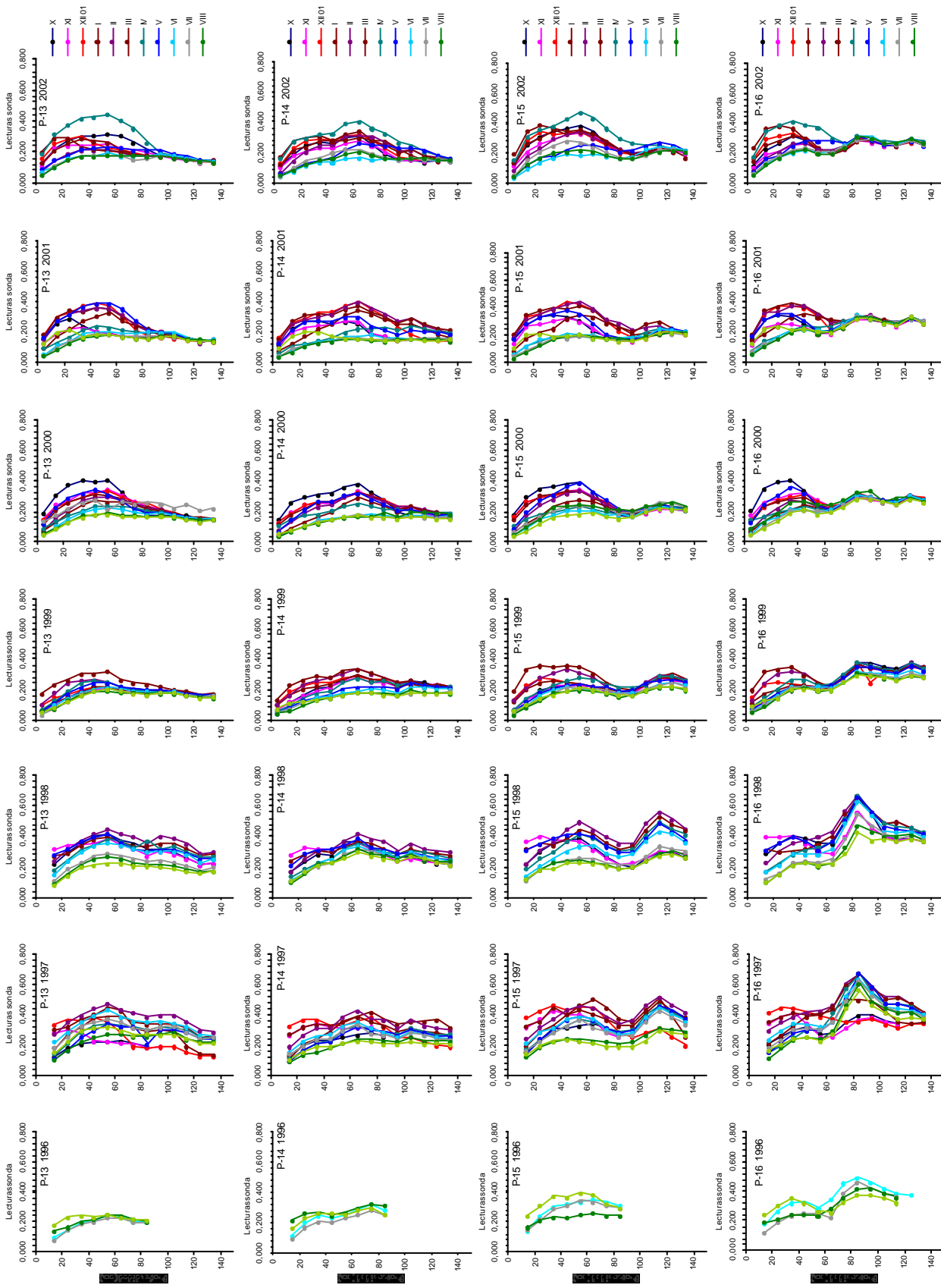
ANEXO 2



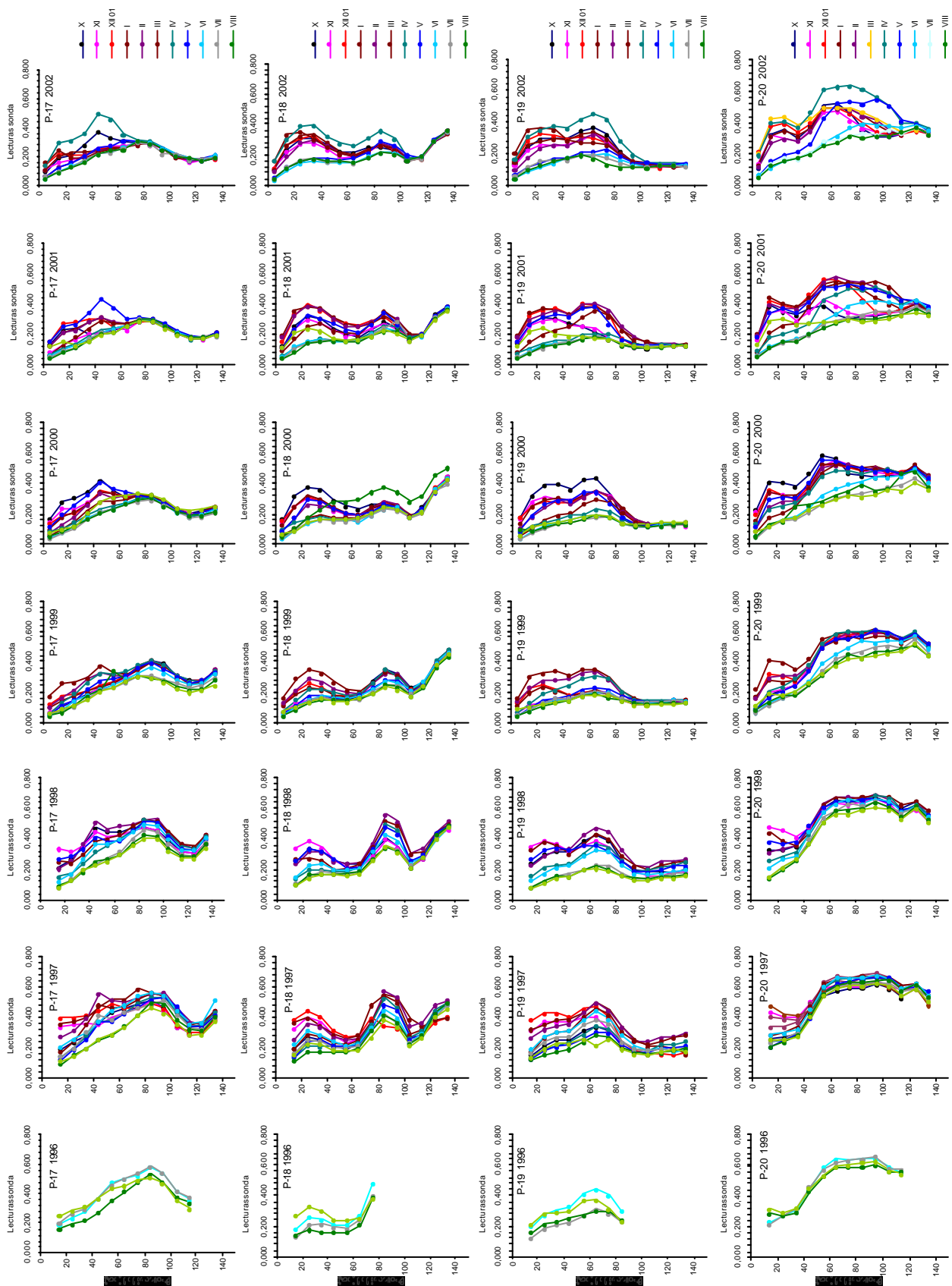
ANEXO 2



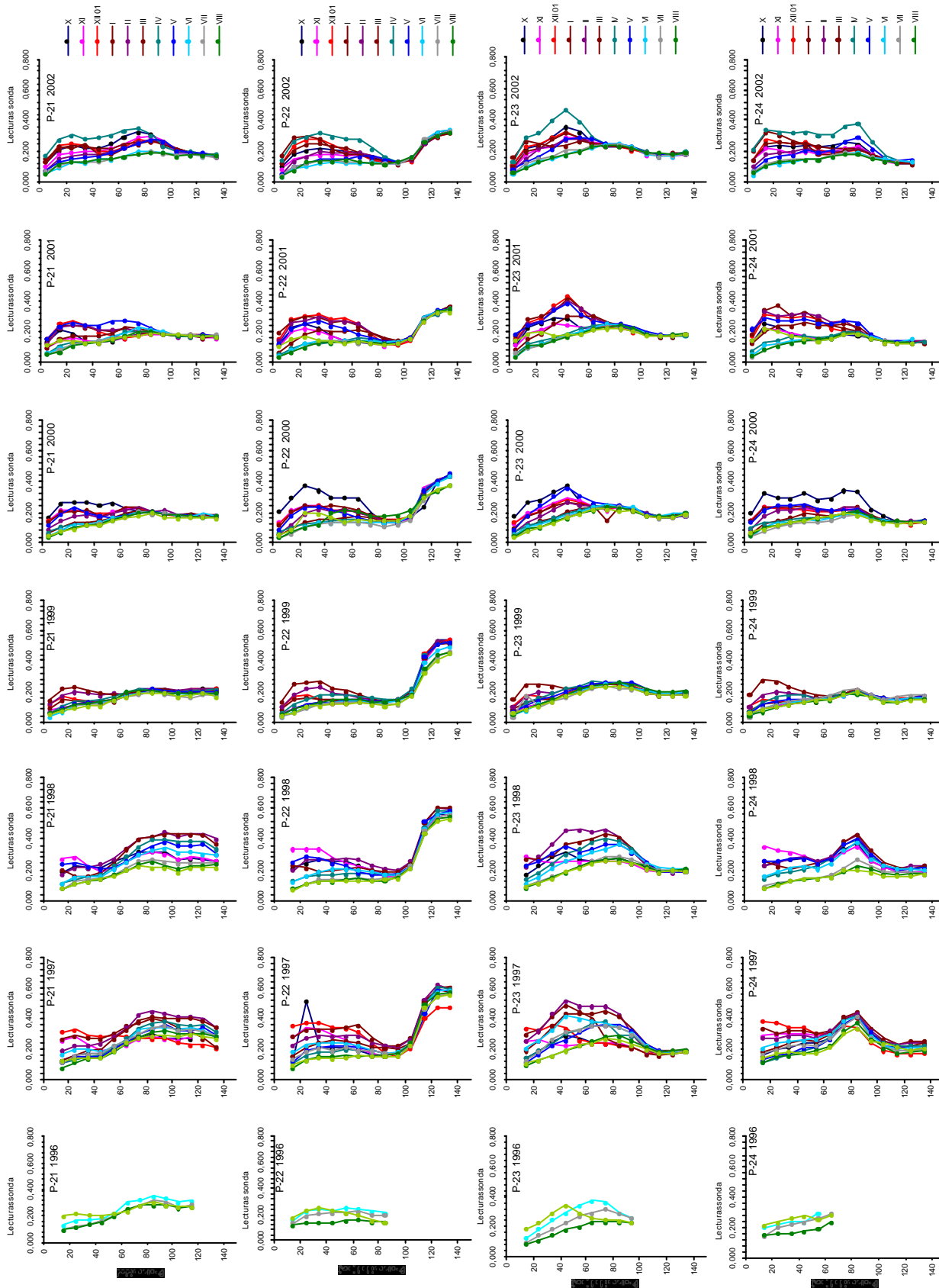
ANEXO 2



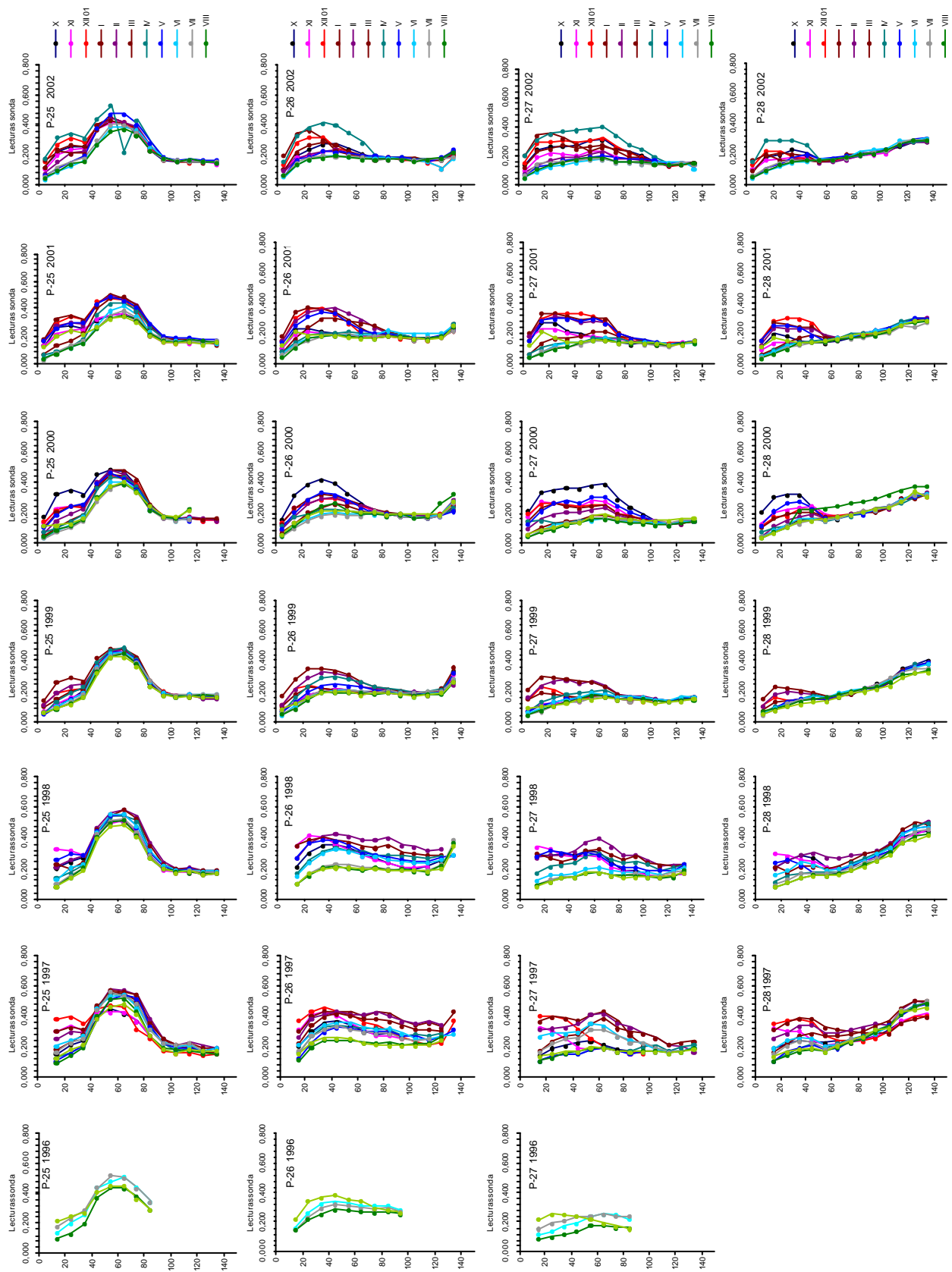
ANEXO 2



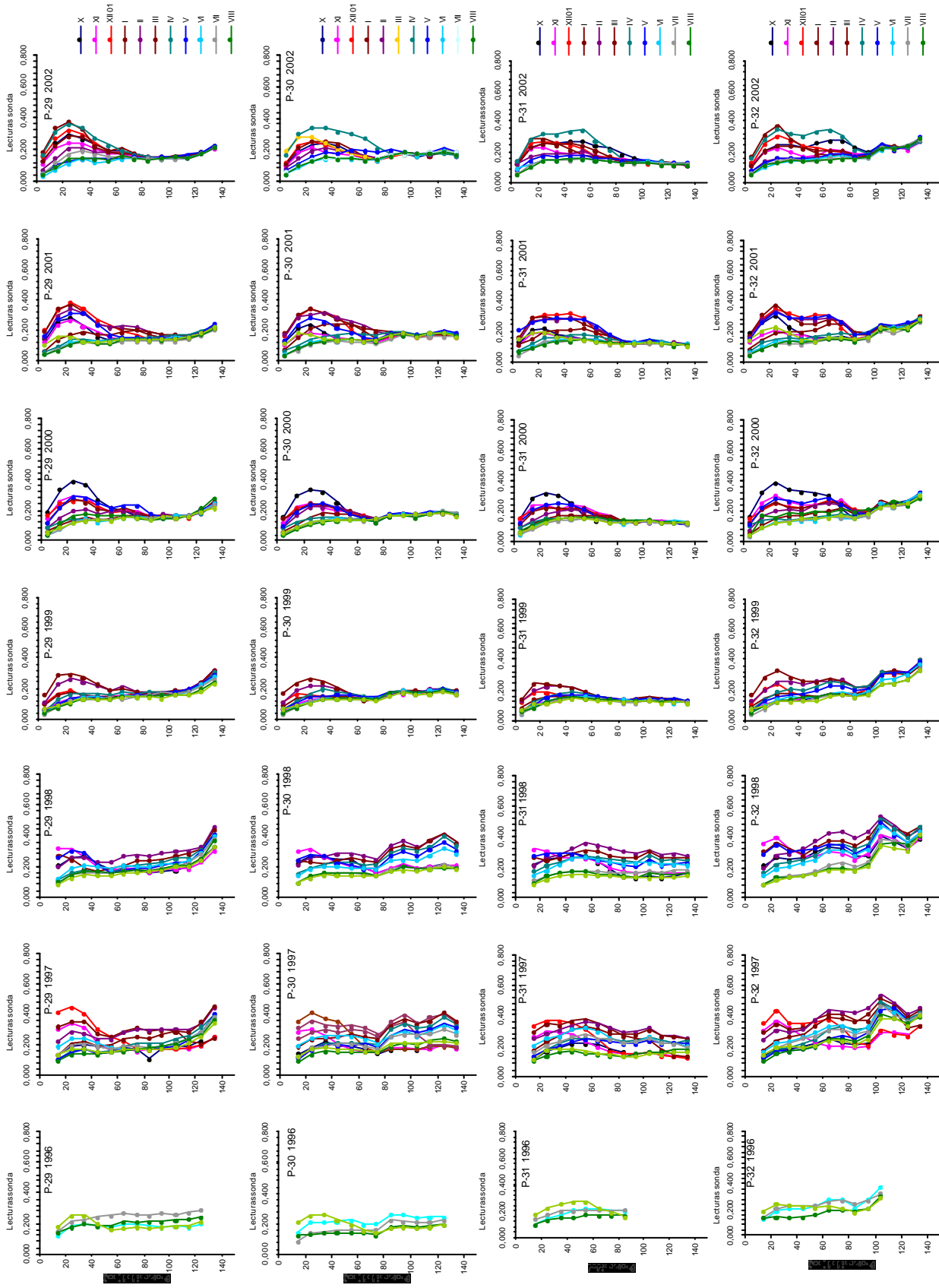
ANEXO 2



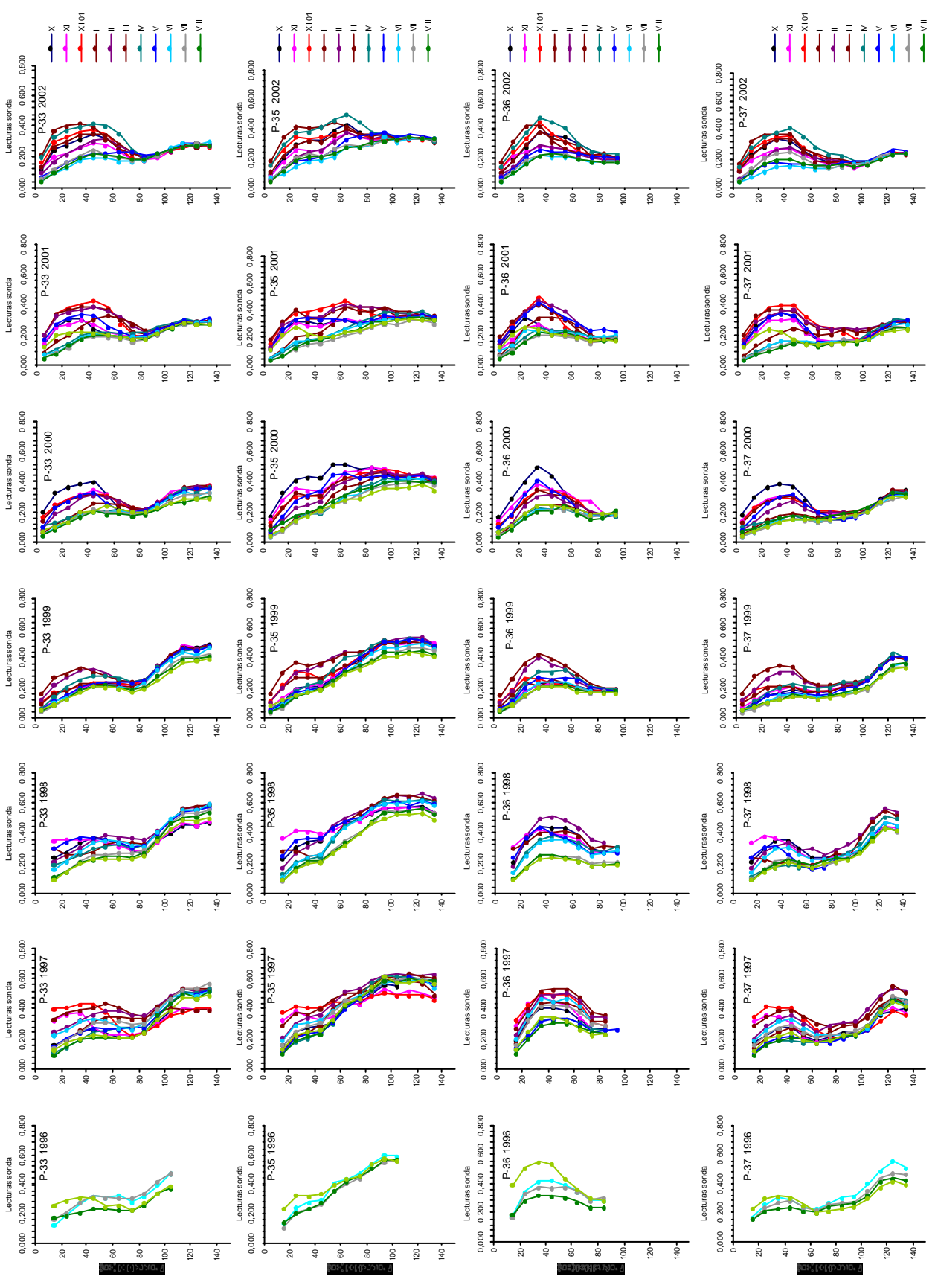
ANEXO 2

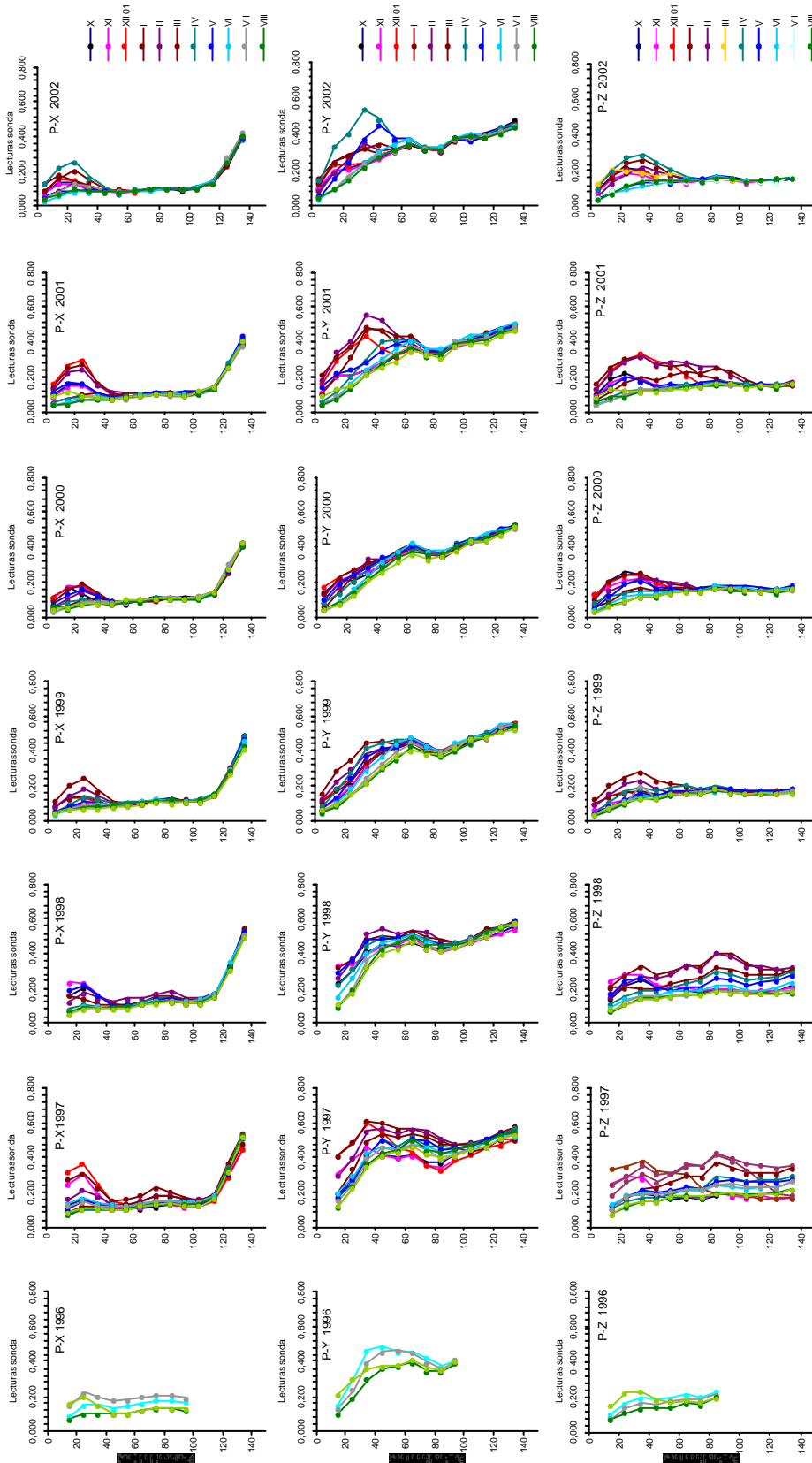


ANEXO 2

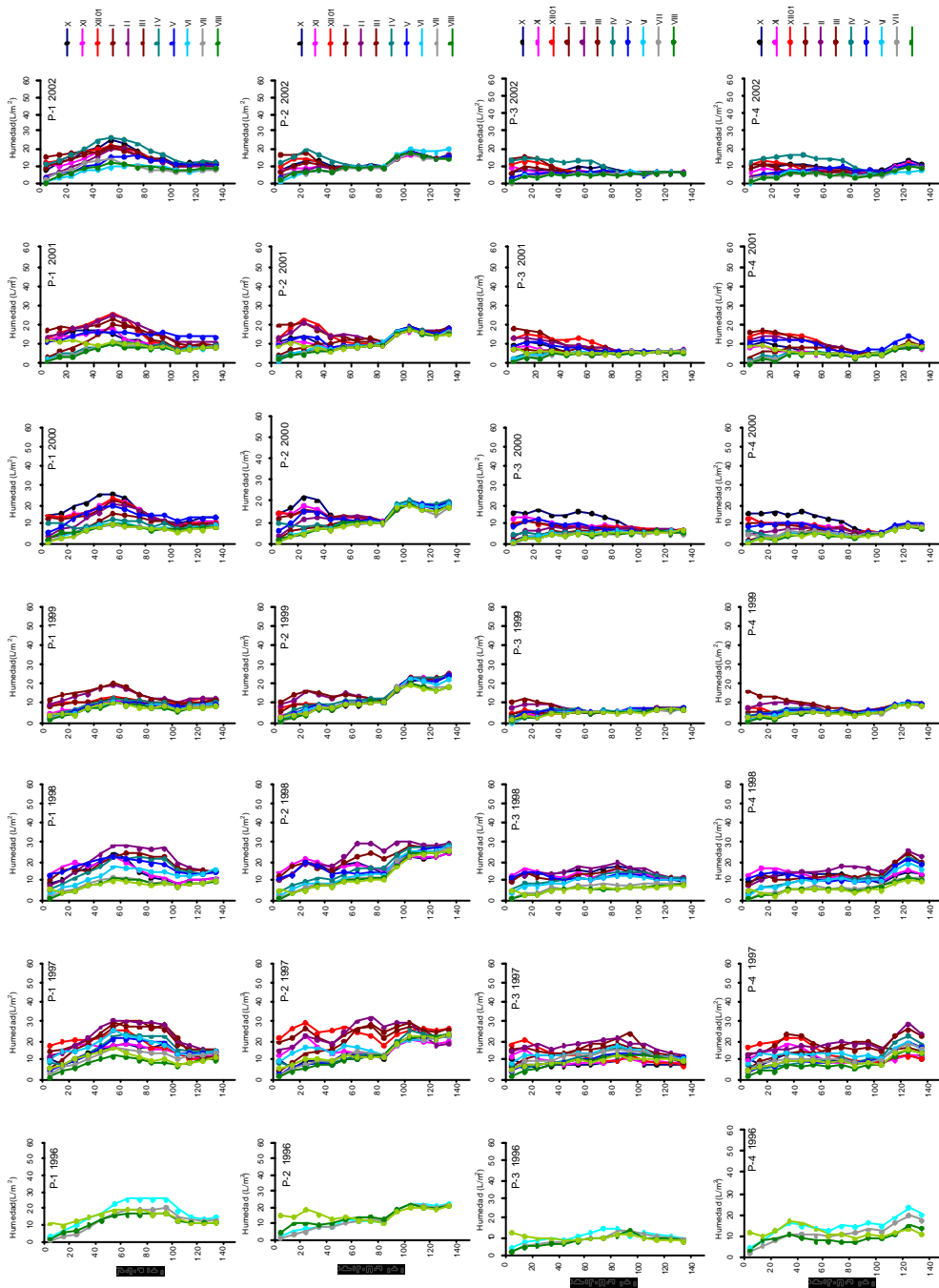


ANEXO 2

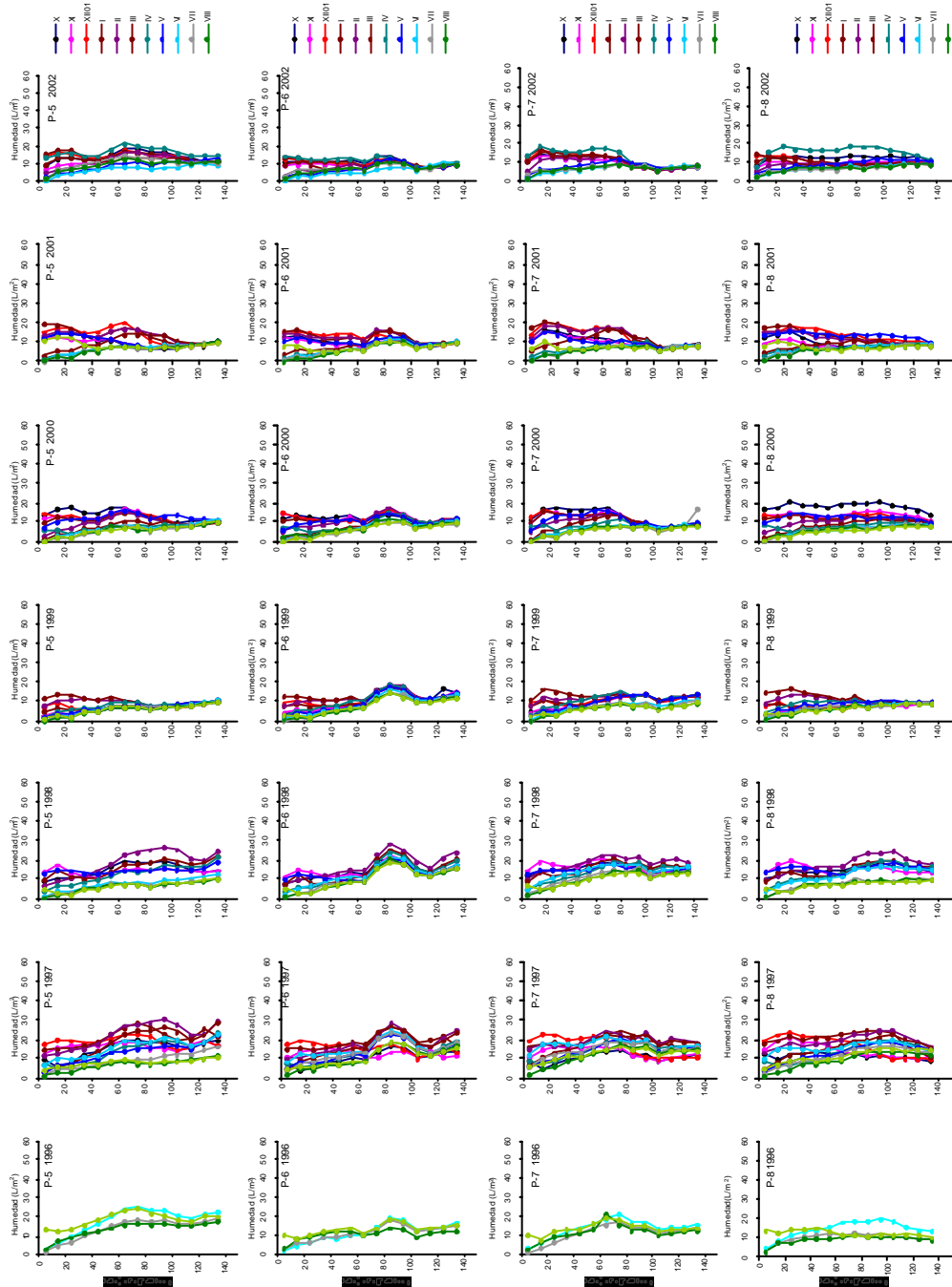




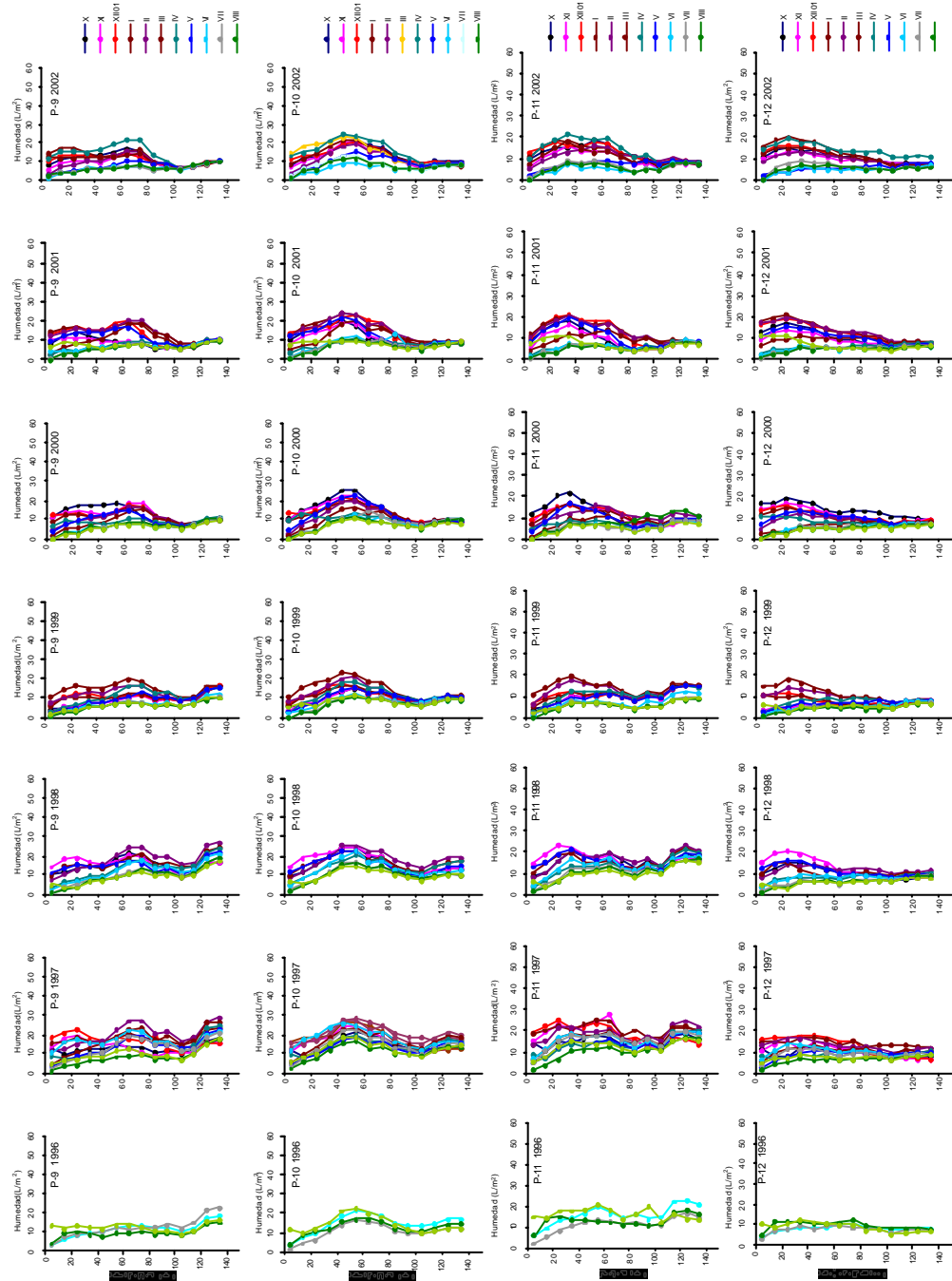
ANEXO 2



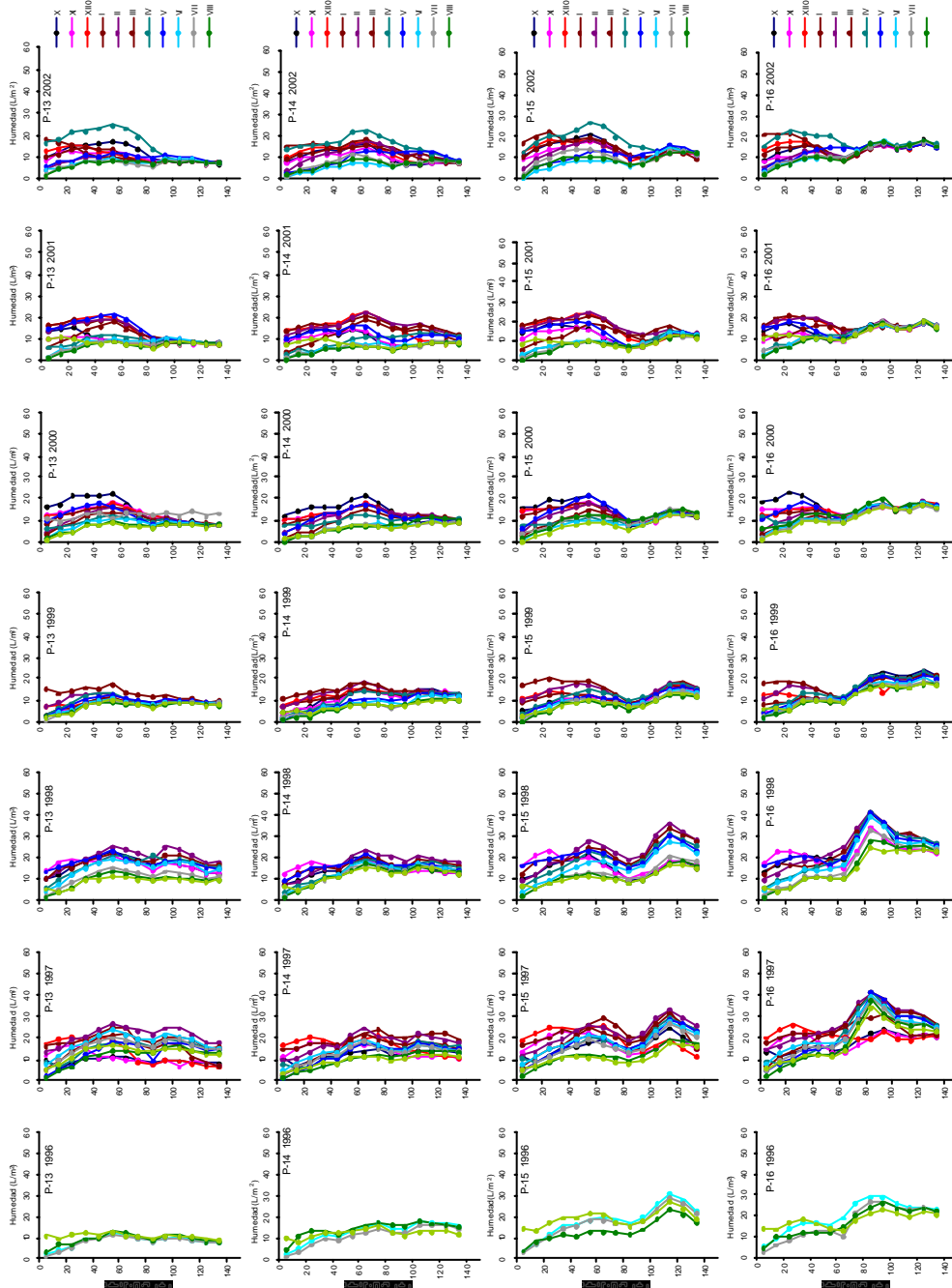
ANEXO 3

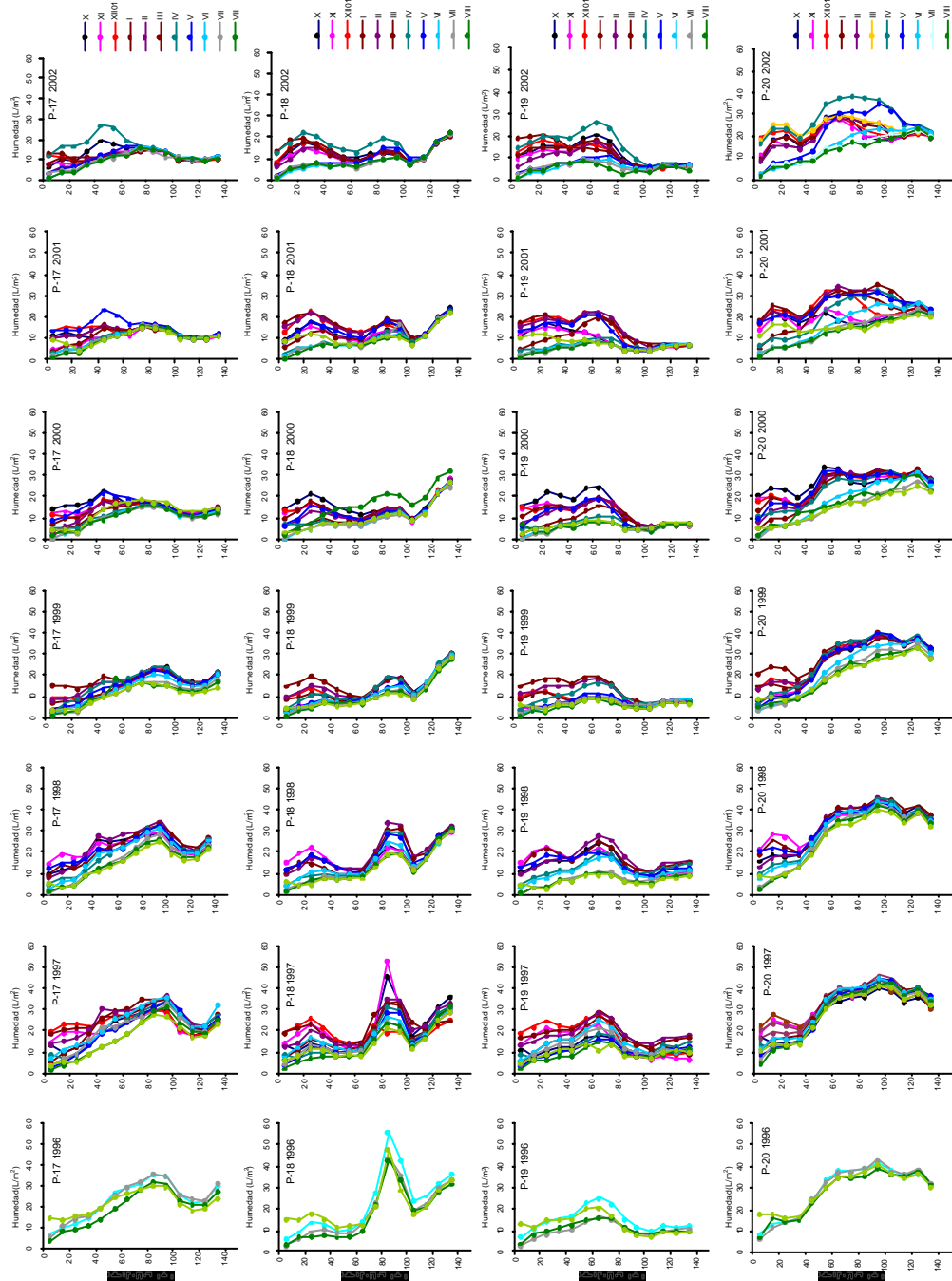


ANEXO 3

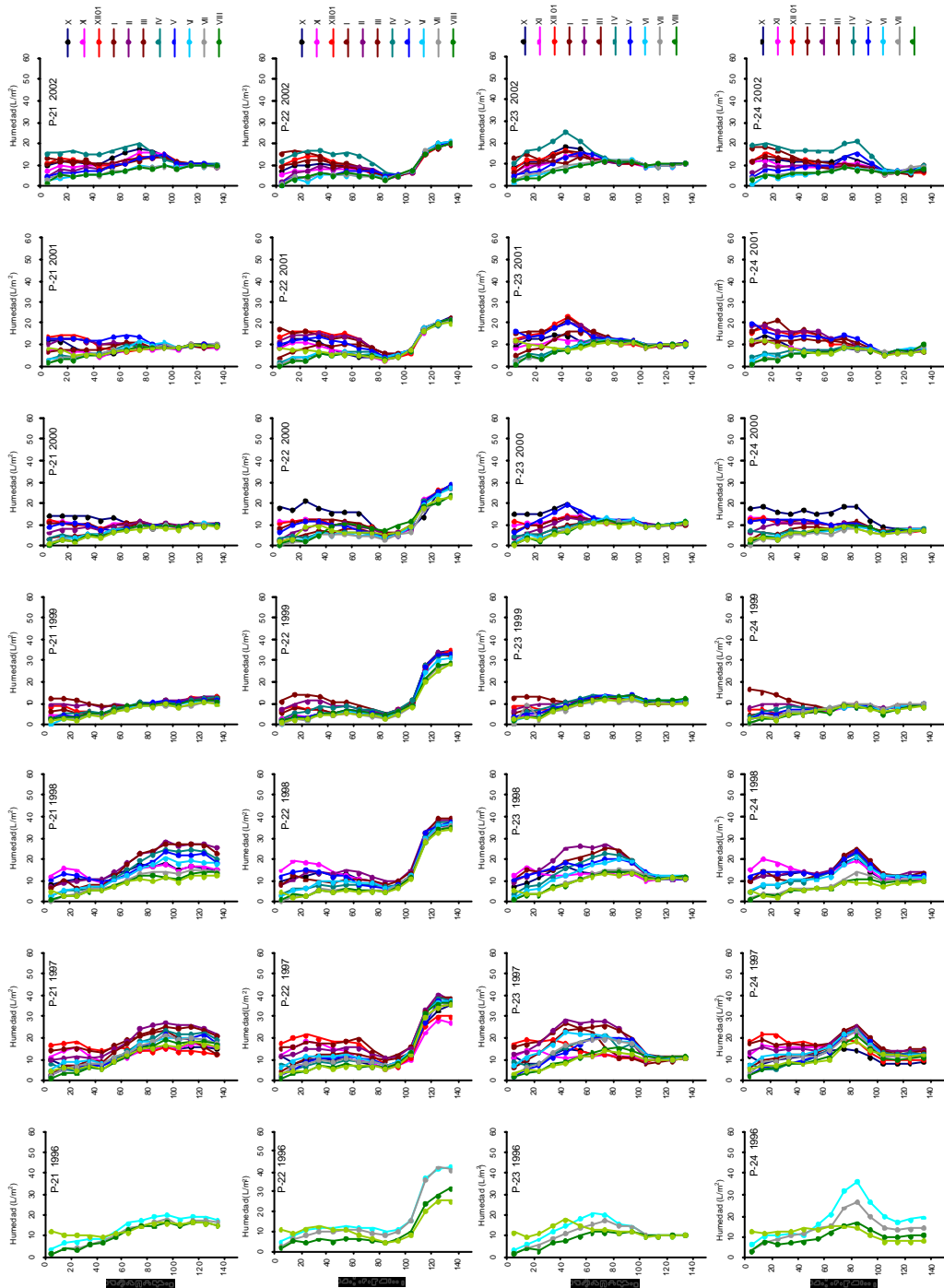


ANEXO 3

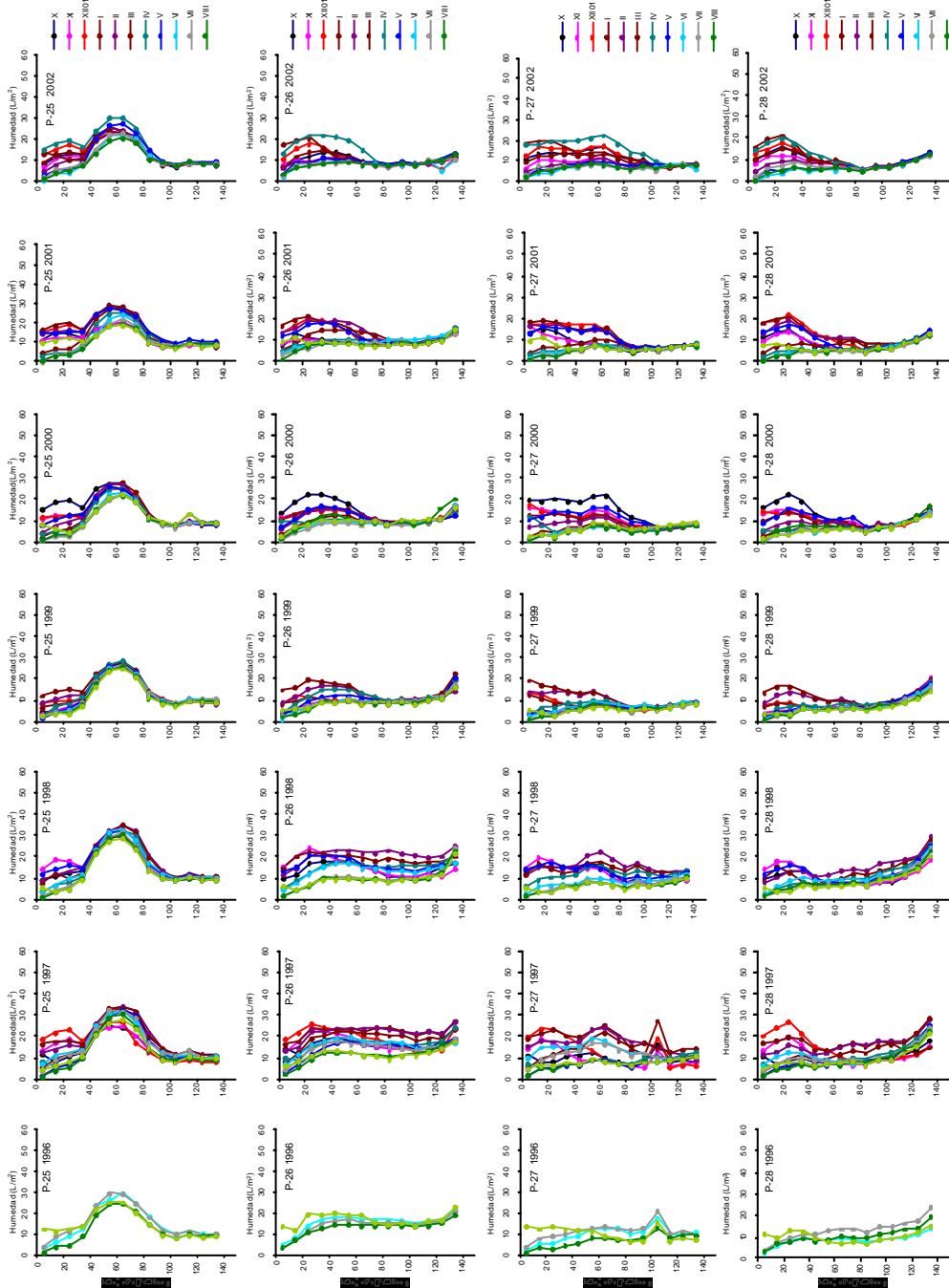


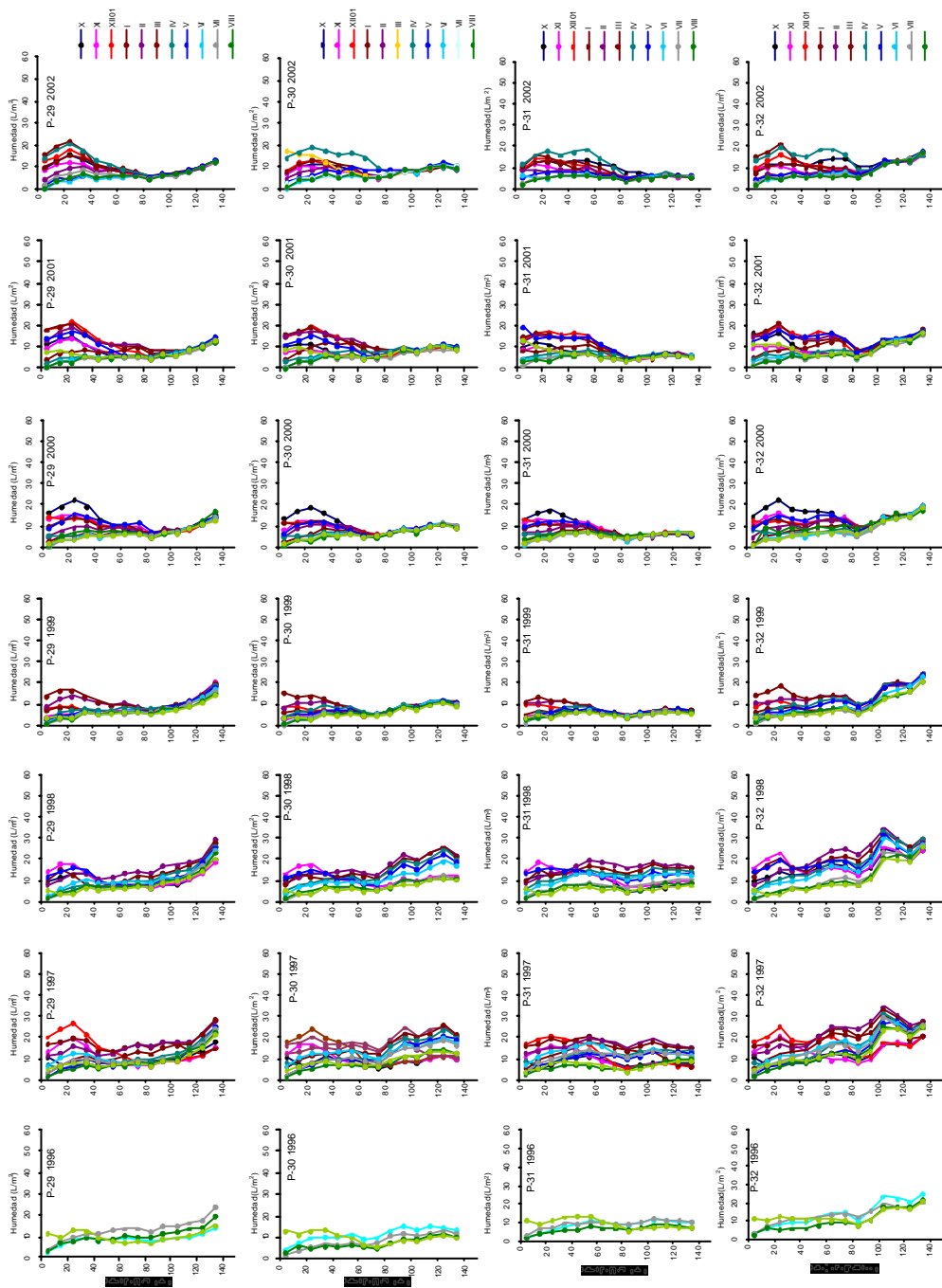


ANEXO 3

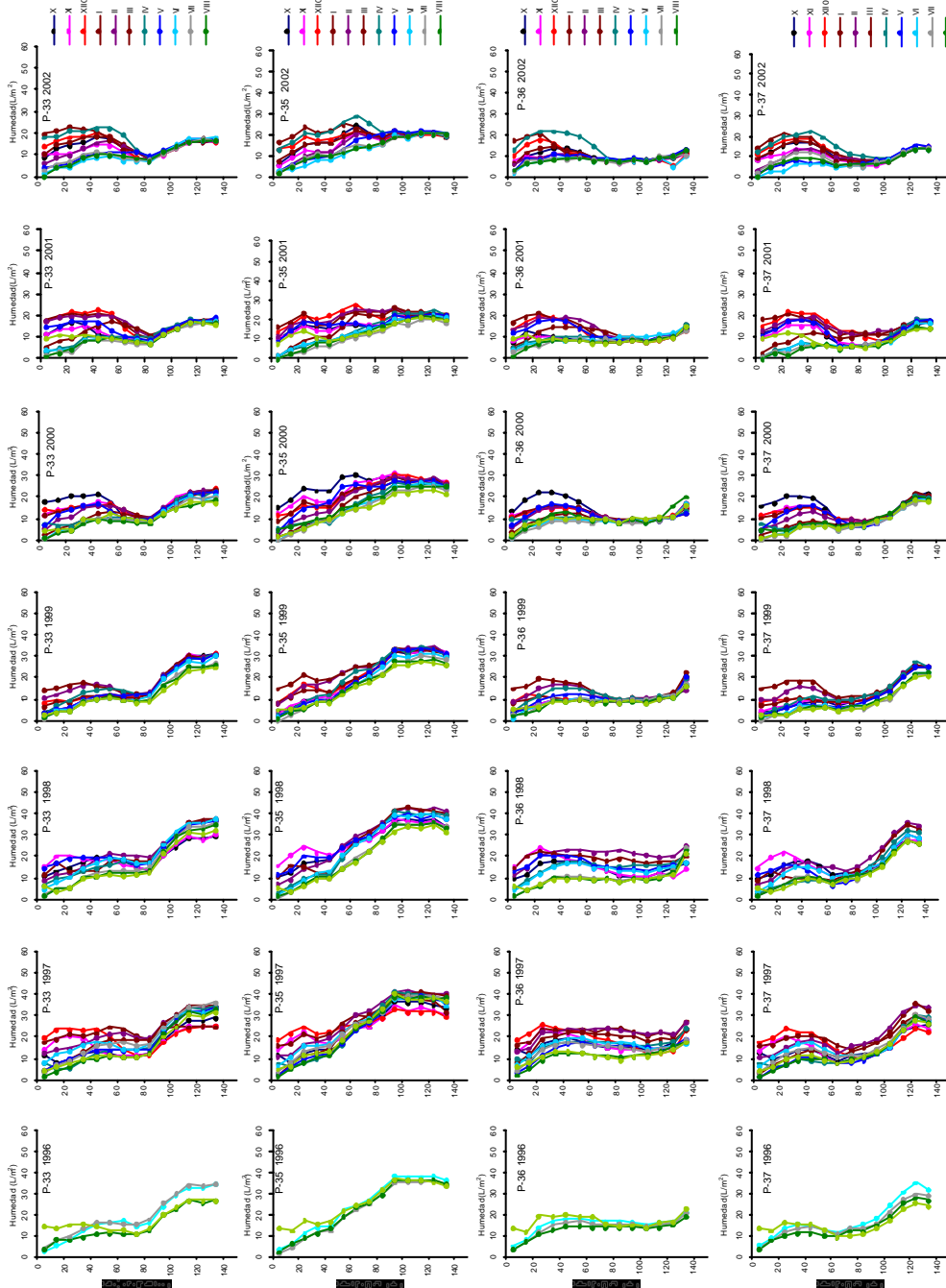


ANEXO 3

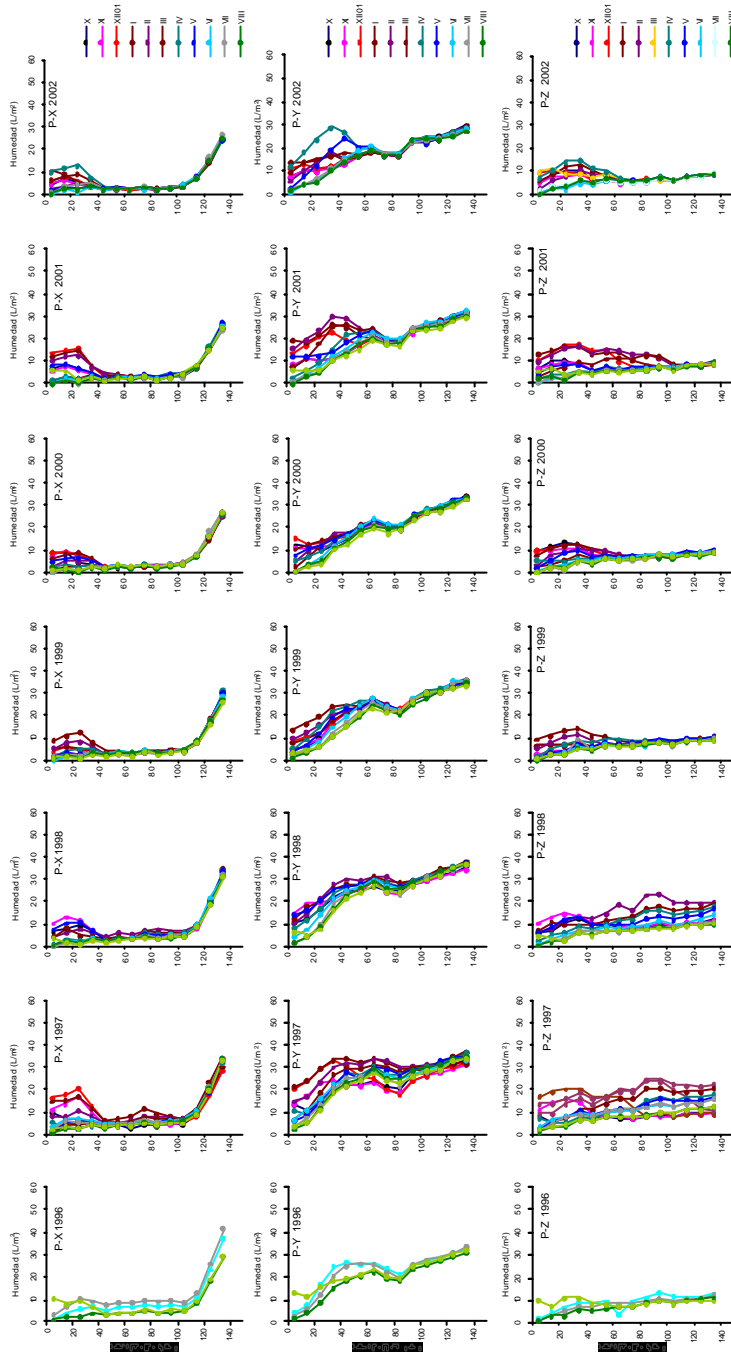




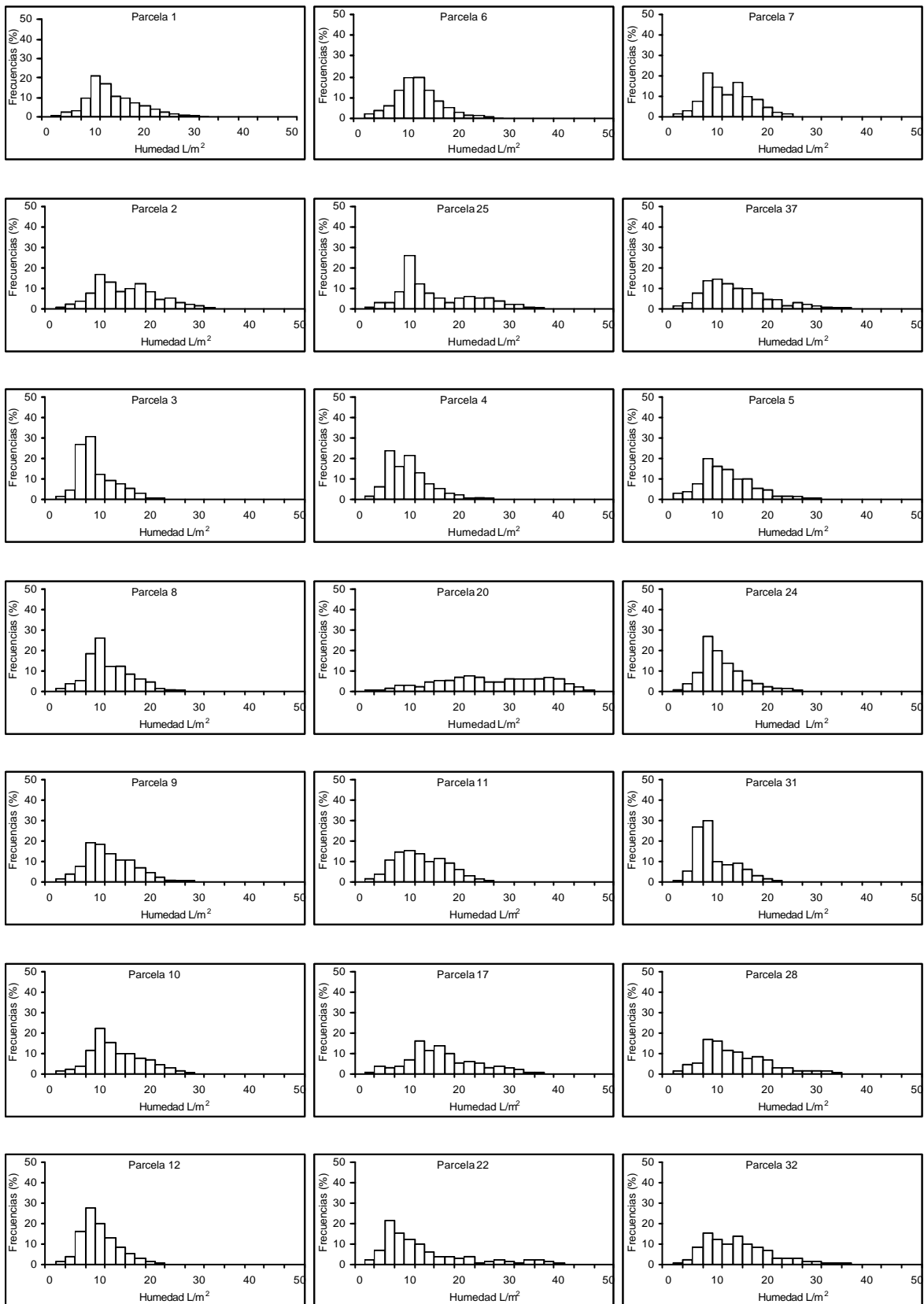
ANEXO 3



ANEXO 3

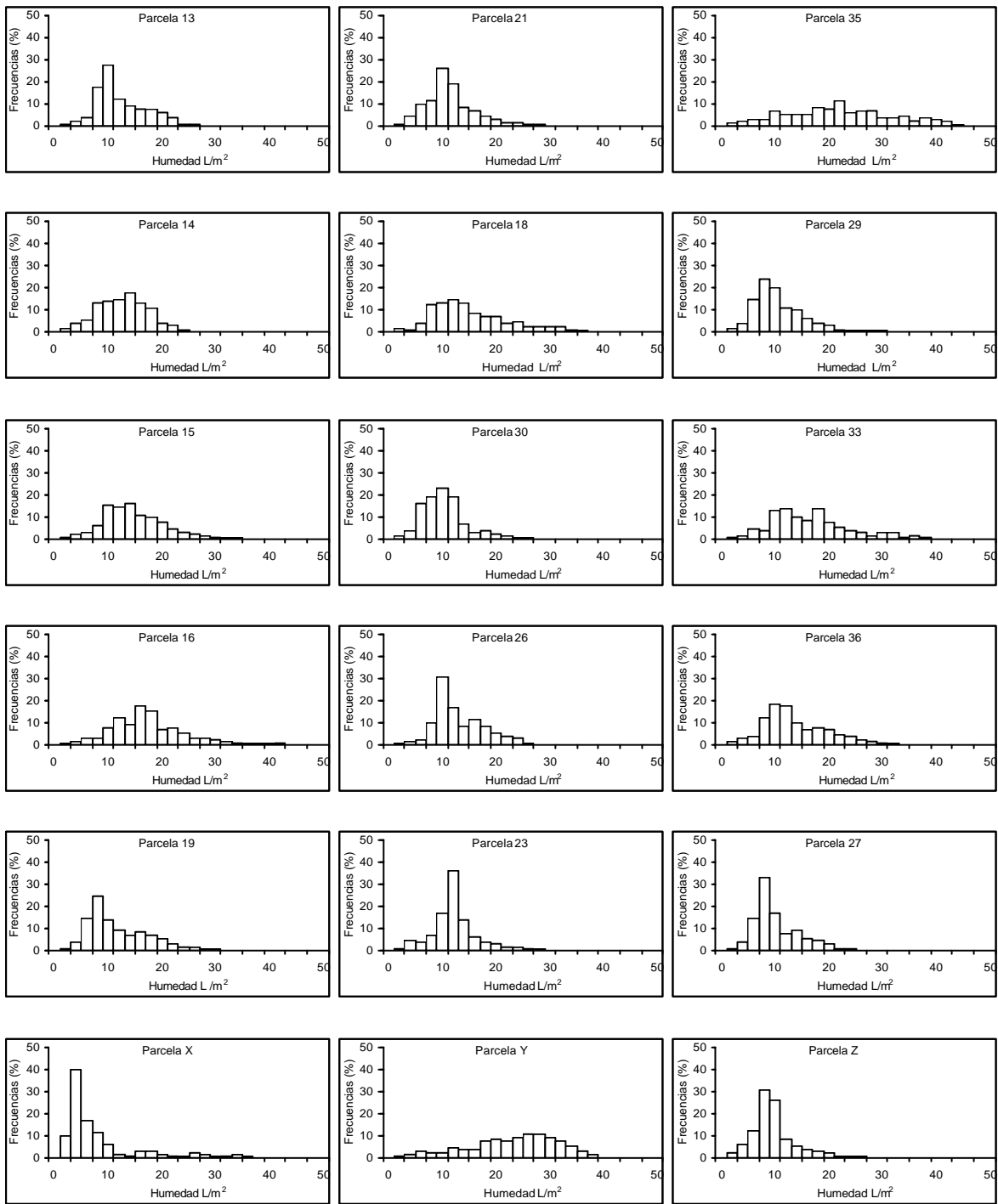


ANEXO 3



Anexo 4.6 histogramas de distribución de los datos de humedad según parcelas (ordenadas a su vez por tratamientos)

ANEXO 4



Anexo 4.6 histogramas de distribución de los datos de humedad según parcelas (ordenadas a su vez por tratamientos)