

X  
532

Efectos del riego sobre algunas propiedades químicas  
y físicas de un suelo salino en recuperación  
de las Marismas del Guadalquivir.



M<sup>a</sup> DEL ROSARIO VAZ PARDAL

R. 7178

UNIVERSIDAD DE SEVILLA  
SECRETARIA DE GRADOS

UNIVERSIDAD DE SEVILLA

Queda registrada en el libro de actas  
en folio 241 número 83  
correspondiente.

Depositado en Dpto. Ciencias Mineral y  
de la Tierra, Química y Química Agrícola  
de esta Universidad desde el día 15.06.94  
hasta el día 01.07.94

Sevilla, 10 JUN. 1994  
El Jefe del Negociado de Tesis.

Sevilla 15 de JULIO de 1994

EL DIRECTOR DEL DPTO

*Rosa López*

*M. J. M. J. M.*  


DEPARTAMENTO DE CRISTALOGRAFIA  
MINERALOGIA Y QUIMICA AGRICOLA

UNIVERSIDAD DE SEVILLA  
DEPARTAMENTO DE CRISTALOGRAFIA, MINERALOGIA  
Y QUIMICA AGRICOLA

X  
532

EFFECTOS DEL RIEGO SOBRE ALGUNAS  
PROPIEDADES QUIMICAS Y FISICAS  
DE UN SUELO SALINO EN RECUPERACION  
DE LAS MARISMAS DEL GUADALQUIVIR

MEMORIA QUE PRESENTA  
M<sup>a</sup> DEL ROSARIO VAZ PARDAL  
PARA OPTAR AL GRADO DE  
DOCTOR EN QUIMICA

Mayo 1.994



EFFECTOS DEL RIEGO SOBRE ALGUNAS PROPIEDADES  
QUIMICAS Y FISICAS DE UN SUELO SALINO  
EN RECUPERACION  
DE LAS MARISMAS DEL GUADALQUIVIR

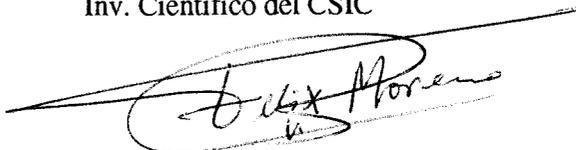
Visado en Sevilla a 24 de Mayo de 1.994

LOS DIRECTORES

Dr. FRANCISCO CABRERA CAPITAN  
Inv. Científico del CSIC



Dr. FELIX MORENO LUCAS  
Inv. Científico del CSIC

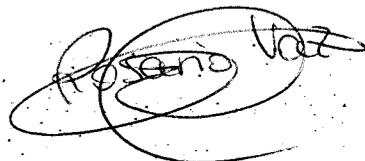


EL TUTOR

Prof. Dr. D. LUIS CORRAL MORA  
Prof. Titular de Crist. Min. y Química  
Agrícola. Universidad de Sevilla.



Memoria que presenta  
M<sup>a</sup> del Rosario Vaz Pardo  
para optar al grado de  
Doctor en Química  
Mayo 1.994



**GUILLERMO PANEQUE GUERRERO, Director del Programa de Doctorado de Edafología y Química Agrícola, y catedrático de Química Agrícola de la Facultad de Química de la Universidad de Sevilla**

**CERTIFICO: Que la Lda Dña M<sup>a</sup> del Rosario Vaz Pardal ha realizado bajo la dirección de los Drs D. Francisco Cabrera Capitán y D.Félix Moreno Lucas, el trabajo titulado EFECTOS DEL RIEGO SOBRE ALGUNAS PROPIEDADES QUIMICAS Y FISICAS DE UN SUELO SALINO EN RECUPERACION DE LAS MARISMAS DEL GUADALQUIVIR, para optar al Grado de Doctor en Química, cumpliendo los requisitos exigidos por la legislación vigente, y para que conste, firmo la presente en Sevilla, a 24 de Mayo de 1.994.**



El presente trabajo se ha realizado en el marco del proyecto EV4V-0099-C(A) financiado por la Dirección General para la Ciencia, Investigación y Desarrollo (DG XII) de la Comunidad Europea.

## **AGRADECIMIENTOS**

Quiero expresar mi mayor gratitud a todas las personas y entidades que con su desinteresada ayuda han contribuido a la realización de este trabajo:

A los Drs. D. Francisco Cabrera Capitán y D. Félix Moreno Lucas, por su acertada labor de dirección y apoyo para su desarrollo.

Al Prof. D. José Martín Aranda, coordinador del proyecto EV4V-0099-C(A) financiado por la Dirección General para la Ciencia, Investigación y Desarrollo (DG XII) de la CE, por su valiosa ayuda en la discusión de los resultados.

A la dirección del IRNAS, por haber dado el máximo de facilidades para su realización.

Al Prof. Dr. D. Luis Corral Mora, por haber aceptado la Tutoría de la Memoria, y al Prof. Dr. D. Guillermo Paneque Guerrero por el interés mostrado y sus valiosas sugerencias.

Al Ministerio de Educación y Ciencia, por la concesión de una beca y varias ayudas para estancias en el extranjero.

Al Dr. D. Luis Andreu Cáceres por su valiosa ayuda en la parte experimental y en la discusión de resultados. A D. José Rodríguez Borrego por su ayuda en los trabajos de campo.

Al Dr. M. Michel Rieu por compartir su vasta experiencia en modelos teóricos y haber permitido el uso de su modelo EXPRESO

A los Dres. M. Georges Vachaud y M. Jean Paul Gaudet especialmente, y a su equipo del Instituto de Mecánica de Grenoble por su amable acogida y por su ayuda en la parte del trabajo desarrollada en su instituto.

A Dña. Elena Merchán Arnaud y Dña. Antonia , por la realización de gran parte de los análisis de muestras.

A todos mis compañeros de trabajo por su apoyo y muy especialmente a Dña. Elena Fernández Boy, Dña. Engracia Madejón y D. Jesús Díaz por su inestimable ayuda en los momentos difíciles.

A mi hermano Ricardo por su colaboración en la realización de figuras y tablas.

A mi marido, Javier y a mis padres, por su paciencia y el apoyo moral sin el cual este trabajo nunca habría visto la luz.

## INDICE DE CONTENIDOS

<b>I. INTRODUCCION . . . . .</b>	<b>1</b>
<b>I.1. <u>CONCEPTO DE SUELOS AFECTADOS POR SALES</u> . . . . .</b>	<b>2</b>
<b>I.2. <u>ORIGEN DE LOS SUELOS AFECTADOS POR SALES</u> . . . . .</b>	<b>4</b>
I.2.1. METEORIZACION DE LOS MINERALES . . . . .	4
I.2.2. PRECIPITACION ATMOSFERICA . . . . .	4
I.2.3. SALES FOSILES . . . . .	5
I.2.4. ANTROPOGENICA . . . . .	6
<b>I.3. <u>CARACTERISTICAS QUIMICAS DE LOS SUELOS AFECTADOS</u></b>	
<b><u>POR SALES</u>.. . . . .</b>	<b>6</b>
<b>I.4. <u>CLASIFICACION DE LOS SUELOS AFECTADOS POR SALES</u> . . . . .</b>	<b>11</b>
I.4.1. SUELOS SALINOS . . . . .	11
I.4.2. SUELOS SALINO-SODICOS . . . . .	12
I.4.3. SUELOS SODICOS . . . . .	13
<b>I.5. <u>CLASIFICACION DE AGUAS PARA RIEGO</u> . . . . .</b>	<b>15</b>
<b>I.6. <u>OBJETIVOS</u> . . . . .</b>	<b>17</b>
<b>II. MATERIALES Y METODOS . . . . .</b>	<b>18</b>
<b>II.1. <u>INTRODUCCION: LAS MARISMAS</u> . . . . .</b>	<b>19</b>
II.1.1. LOCALIZACION Y ANTECEDENTES GEOLOGICOS . . . . .	19
II.1.2. CLASIFICACION DEL SUELO . . . . .	21
II.1.3. VEGETACION NATURAL . . . . .	22
II.1.4. CLIMATOLOGIA . . . . .	22
II.1.5. SANEAMIENTO . . . . .	25

II.2. <u>LA PARCELA EXPERIMENTAL</u> . . . . .	.28
II.2.1. DRENAJE DE LA P-2049 . . . . .	.28
II.2.2. DIFERENCIACION DEL SUELO DE LA P-2049 . . . . .	.28
II.2.2.1. <u>Diferenciación vertical</u> . . . . .	.28
II.2.2.2. <u>Diferenciación lateral</u> . . . . .	.35
II.2.2.3. <u>Variación en el conjunto de Las Marismas</u> . . . . .	.36
II.2.3. DENSIDAD APARENTE DEL SUELO DE LA P-2049 . . . . .	.39
II.2.4. OTROS PARAMETROS FISICOS DE LA P-2049 . . . . .	.41
II.3. <u>TRABAJO EXPERIMENTAL</u> . . . . .	.42
II.3.1. ELECCION DE LA PARCELA EXPERIMENTAL . . . . .	.42
II.3.2. CARACTERIZACION DE LA PARCELA EXPERIMENTAL . . . . .	.43
II.3.3. PRIMER PERIODO (MARZO 1988 - MARZO 1989) . . . . .	.43
II.3.3.1. <u>Siembra</u> . . . . .	.43
II.3.3.2. <u>Implementación</u> . . . . .	.43
II.3.3.3. <u>Riego y precipitación</u> . . . . .	.45
II.3.3.4. <u>Toma de muestras de suelo</u> . . . . .	.48
II.3.3.5. <u>Toma de muestras de agua</u> . . . . .	.48
II.3.4. SEGUNDO PERIODO (MARZO 1989 - 1990) . . . . .	.48
II.3.4.1. <u>Siembra</u> . . . . .	.48
II.3.4.2. <u>Implementación</u> . . . . .	.48
II.3.4.3. <u>Riego y precipitación</u> . . . . .	.48
II.3.4.4. <u>Toma de muestras de suelo</u> . . . . .	.52
II.3.4.5. <u>Toma de muestras de agua</u> . . . . .	.52
II.3.5. TERCER PERIODO (MARZO 1990 - OCTUBRE 1990) . . . . .	.52
II.3.5.1. <u>Siembra</u> . . . . .	.52
II.3.5.2. <u>Implementación</u> . . . . .	.53
II.3.5.3. <u>Riego y precipitación</u> . . . . .	.53
II.3.5.4. <u>Toma de muestras de suelo</u> . . . . .	.54
II.3.5.5. <u>Toma de muestras de agua</u> . . . . .	.54

II.4. <u>METODOS</u> . . . . .	55
II.4.1. MEDIDA DE PERFILES HIDRICOS . . . . .	55
II.4.2. MEDIDA DE PERFILES DE CARGA HIDRAULICA . . . . .	55
II.4.3. MEDIDA DEL NIVEL FREATICO . . . . .	57
II.4.4. EXTRACCION DE LA SOLUCION DEL SUELO . . . . .	57
II.4.5. MEDIDA DE LOS CAUDALES DE DRENAJE . . . . .	60
II.4.6. MEDIDA DEL AGUA DE RIEGO APLICADA . . . . .	60
II.4.7. MEDIDAS METEOROLOGICAS . . . . .	60
II.4.8. ANALISIS DE LAS MUESTRAS DE SUELO . . . . .	60
II.4.8.1. <u>Pretratamiento</u> . . . . .	60
II.4.8.2. <u>Análisis granulométrico</u> . . . . .	61
II.4.8.3. <u>Determinación del contenido de agua del suelo</u> . . . . .	61
II.4.8.4. <u>Determinación del contenido de materia orgánica</u> . . . . .	61
II.4.8.5. <u>Determinación del contenido de carbonatos</u> . . . . .	62
II.4.8.6. <u>Extractos 1:5 suelo - agua</u> . . . . .	62
II.4.8.7. <u>Extractos de pasta saturada</u> . . . . .	62
II.4.8.8. <u>Determinación de la CEC con <math>\text{NH}_4^+</math> y del Na, K, Ca y Mg</u> <u>cambiables</u> . . . . .	63
II.4.8.9. <u>Determinación de la CEC con <math>\text{Na}^+</math></u> . . . . .	64
II.4.9. ANALISIS DE LAS MUESTRAS DE AGUA . . . . .	64
II.4.9.1. <u>Pretratamiento</u> . . . . .	64
II.4.9.2. <u>Análisis químicos de las muestras de agua</u> . . . . .	65
II.4.10. METODOLOGIA DE LOS ANALISIS QUIMICOS . . . . .	65
II.4.10.1. <u>Medida de la CE y el pH</u> . . . . .	65
II.4.10.2. <u>Determinación de la alcalinidad</u> . . . . .	65
II.4.10.3. <u>Determinación de <math>\text{Cl}^-</math></u> . . . . .	65
II.4.10.4. <u>Determinación de sulfatos</u> . . . . .	66
II.4.10.5. <u>Determinación de sodio y potasio</u> . . . . .	66
II.4.10.6. <u>Determinación de calcio y magnesio</u> . . . . .	66
II.4.11. ANALISIS ESTADISTICO DE LOS RESULTADOS . . . . .	67

<b>III. RESULTADOS Y DISCUSION</b> . . . . .	<b>.68</b>
<b>III.1. <u>CARACTERIZACION GENERAL DEL SUELO</u></b> . . . . .	<b>69</b>
III.1.1. <b>HOMOGENEIDAD DEL SECTOR B-XII</b> . . . . .	<b>69</b>
III.1.1.1. <u>Análisis granulométrico de distintas parcelas</u> . . . . .	<b>69</b>
III.1.1.2. <u>Composición mineralógica de la fracción arcilla</u> . . . . .	<b>76</b>
III.1.1.3. <u>Análisis de la materia orgánica de distintas parcelas</u> . . . . .	<b>76</b>
III.1.1.4. <u>Conductividad eléctrica en extractos 1:5 de distintas parcelas</u> . . . . .	<b>77</b>
III.1.1.5. <u>Elección de la parcela experimental</u> . . . . .	<b>78</b>
III.1.2. <b>PARAMETROS CLIMATICOS DURANTE EL PERIODO EXPERIMENTAL</b> . . . . .	<b>.82</b>
III.1.3. <b>CARACTERIZACION INICIAL DE LA PARCELA EXPERIMENTAL</b> . . . . .	<b>.83</b>
III.1.3.1. <u>Contenido de agua de las muestras de la malla</u> . . . . .	<b>84</b>
III.1.3.2. <u>Contenido en carbonatos de las muestras de la malla</u> . . . . .	<b>86</b>
III.1.3.3. <u>CE de los extractos 1:5 de las muestras de la malla</u> . . . . .	<b>86</b>
III.1.3.4. <u>Concentración de Na<sup>+</sup> de los extractos 1:5 de las muestras de la malla</u> . . . . .	<b>86</b>
III.1.3.5. <u>Composición química de las pastas saturadas de las muestras de la malla</u> . . . . .	<b>92</b>
III.1.3.6. <u>Composición del complejo de intercambio y capacidad de intercambio catiónica</u> . . . . .	<b>101</b>
III.1.3.7. <u>Estimación de CE<sub>ps</sub>, Na<sub>ps</sub> y ESP a partir de las medidas de CE<sub>1:5</sub> y Na<sub>1:5</sub></u> . . . . .	<b>.106</b>
<b>III.2. <u>PRIMER PERIODO EXPERIMENTAL</u></b> . . . . .	<b>.111</b>
III.2.1. <b>CARACTERIZACION DEL AGUA DE RIEGO</b> . . . . .	<b>111</b>
III.2.2. <b>CARACTERIZACION DE LA SOLUCION EXTRAIDA DEL SUELO</b> . . . . .	<b>112</b>
III.2.3. <b>CARACTERIZACION DEL AGUA DE LA CAPA FREATICA</b> . . . . .	<b>127</b>
III.2.4. <b>PERFILES HIDRICOS Y DE CARGA HIDRAULICA</b> . . . . .	<b>.131</b>

III.3. <u>SEGUNDO PERIODO EXPERIMENTAL</u> . . . . .	137
III.4. <u>TERCER PERIODO EXPERIMENTAL</u> . . . . .	144
III.5. <u>APLICACION DEL MODELO EXPRESO AL CALCULO DE LA COMPOSICION QUIMICA <i>IN SITU</i> DEL SISTEMA SUELO-AGUA</u>	156
III.5.1. CALCULO DE LOS COEFICIENTES DE SELECTIVIDAD . . . . .	157
III.5.2. APLICACION DEL MODELO A RESULTADOS EXPERIMENTALES . . . . .	161
III.5.2.1. <u>Determinación de la presión de CO<sub>2</sub></u> . . . . .	161
III.5.2.2. <u>Simulación de los procesos de dilución y concentración mediante el modelo</u> . . . . .	161
III.5.2.3. <u>Verificación del modelo: comparación de los resultados experimentales con los obtenidos con el modelo EXPRESO</u> . . .	165
III.5.2.4. <u>Determinación de la distribución de especies en condiciones de campo</u> . . . . .	168
IV. CONCLUSIONES . . . . .	178
V. BIBLIOGRAFIA . . . . .	183
APENDICE . . . . .	196
A. <u>ASPECTOS TEORICOS DE EXPRESO</u> . . . . .	197
A.1. UNIDAD " <i>SOLUCION-INTERCAMBIO</i> " . . . . .	198
A.2. UNIDAD " <i>PRECIPITACION-DISOLUCION</i> " . . . . .	203

# **I.- INTRODUCCION**

Las Marismas del Guadalquivir, situadas en el suroeste de la península Ibérica, ocupan una extensión de aproximadamente 140.000 ha. Están formadas por la acumulación de material fino arrastrado por el río Guadalquivir hasta un gran estuario formado en la Era Diluvial. Los sedimentos, originados por formaciones Miocénicas y Triásicas en las cuencas media y alta del río, son principalmente margas calizas y en algunos casos yesosas. Los materiales que forman las márgenes del río son los típicos de sedimentos depositados a diferentes niveles (Leyva, 1976). Los sedimentos más recientes se han depositados en depresiones y zonas bajas, donde se producen fenómenos de estancamiento de aguas de escorrentía enriquecidas con sales por evaporación. Debido a ello, el suelo de las Marismas toma las características de salino y sódico.

### I.1. CONCEPTO DE SUELO AFECTADO POR SALES

Los suelos afectados por sales pueden definirse como formaciones bajo la influencia dominante de diferentes electrolitos en sus fases adsorbida y/o soluble que alteran las propiedades físicas, químicas y biológicas y finalmente la fertilidad del suelo (Szabolcs, 1989).

En muchos sistemas de clasificación de suelos, el término de "suelo afectado por sales" incluye únicamente los suelos salinos y alcalinos, aunque si se contemplara desde un punto de vista más general, debería comprender todos los suelos que se han desarrollado bajo la influencia dominante de electrolitos.

Bajo la denominación general de suelos salinos y también de suelos alcalinos, se comprenden extensas áreas de suelos localizados en diversos lugares de la superficie terrestre, que tienen como característica general el poseer un contenido anormalmente alto de sales solubles - principalmente alcalinas -, altos valores de pH en la mayor parte de los casos y un grado más o menos avanzado de saturación en sodio intercambiable (Richards, 1979). Estas circunstancias pueden darse simultánea o independientemente y corresponden a distintas clases de suelos salinos que difieren en sus caracteres particulares.

Por sus singulares propiedades físico-químicas, el estudio de estos suelos es de un considerable interés desde el punto de vista teórico. Por otra parte, los suelos salinos o alcalinos son, por lo general, suelos potencialmente fértiles pero

inadecuados para el cultivo por la excesiva salinidad u otros graves inconvenientes derivados de la saturación en sodio, etc. El estudio de las propiedades generales y particulares de estos suelos para encontrar los métodos más apropiados para su corrección y conversión en suelos normales, tiene por esta causa un extraordinario interés práctico.

Los suelos afectados por sales son comunes en las regiones áridas y semiáridas, en las cuales la precipitación anual no es suficiente para satisfacer la evapotranspiración de las plantas (Bohn y col., 1979). En estos suelos, cualquier adición de agua, sea por ascenso capilar del agua subterránea o por riego, implica la adición de sales al perfil, ya que las aguas naturales poseen cantidades variables de sales solubles, principalmente cloruros y sulfatos de los cationes Na, Ca, Mg y K (Kamphorst, A. y Bolt, G.H., 1976). Por tanto, cuando el agua añadida al suelo se destina enteramente para el uso consuntivo de la vegetación, se produce inevitablemente la salinización del perfil del suelo. Por consiguiente, todos los suelos de las regiones áridas y semiáridas puede considerarse que están sujetos a una potencial salinización. Sin embargo, también pueden desarrollarse suelos salinos en zonas subhúmedas y húmedas cuando se dan las condiciones apropiadas. Según Allison (1964), aproximadamente un tercio de los suelos agrícolas de zonas áridas y semiáridas del mundo presentan problemas de sales. Según Szabolcs (1989), la superficie de suelos afectados por sales en el mundo es de más de 954 millones de hectáreas, de las cuáles más de 50 millones se encuentran en Europa y de éstas 840.000 en España, y el problema sigue aumentando al surgir constantemente nuevas áreas que presentan salinización secundaria debida a las actividades humanas (principalmente riego).

La acumulación de sales en un perfil va en detrimento de las plantas ya que el crecimiento de éstas se inhibe fuertemente cuando la concentración de sales solubles en la solución del suelo es excesiva. Para el mantenimiento de la producción agrícola, estos suelos requieren la aplicación de medidas especiales y prácticas de manejo adecuadas (Kamphorst, A. y Bolt, G.H., 1976).

Si la salinización de un perfil de un suelo se define como el aumento de la concentración de sales en la solución del suelo, que puede dar lugar incluso a precipitación de las mismas, deben distinguirse dos tipos de salinización: una asociada a las zonas áridas y otra azonal, debida entre otras causas a las sales del agua del mar, como son las que se producen después de inundaciones marinas o por transporte eólico en zonas costeras.

## I.2. ORIGEN DE LOS SUELOS AFECTADOS POR SALES

La salinización de los suelos puede tener diferentes orígenes (Bresler y col., 1982):

- 1.- Meteorización de los minerales.
- 2.- Precipitación atmosférica.
- 3.- Sales fósiles.
- 4.- Antropogénica (salinización secundaria).

### I.2.1. METEORIZACION DE LOS MINERALES.

Las rocas y minerales primarios de la corteza terrestre son la principal fuente de todas las sales del suelo, liberadas de aquéllas por la meteorización química y física (Bohn y col., 1979). La totalidad de las sales que existen en las aguas de los ríos, lagos y mares, proceden de la erosión, disgregación y solubilización de dichas rocas. Las sales solubles así formadas se lavan con las aguas de lluvia y, siguiendo las vías superficiales de drenaje primero y las más profundas después, se incorporan finalmente a las grandes corrientes de agua de los ríos y a los mares. Por esta razón, la simple erosión y disgregación de los componentes solubles de las rocas no es, prácticamente en ningún caso, causa inmediata de la formación de suelos salinos. Otras circunstancias tienen que darse simultáneamente, que son de importancia principal a este respecto, entre las cuáles merecen mención destacada las condiciones de drenaje. Las sales solubilizadas por la erosión física y química de las rocas no producen "*in situ*" suelos salinos, sino que van trasladándose por infiltración a otros lugares. Si en éstos el drenaje es defectuoso, puede producirse una notable acumulación de sales solubles. Estas condiciones, combinadas con una intensa evaporación, pueden dar lugar a que las sales asciendan y se depositen en zonas superficiales, formándose entonces suelos salinos. Estas condiciones se dan principalmente en las regiones áridas y semiáridas, donde la escasez de lluvia dificulta el lavado, las vías de drenaje están poco desarrolladas y la evaporación es intensa.

### I.2.2. PRECIPITACION ATMOSFERICA.

Las sales aportadas a un suelo por precipitación se denominan sales cíclicas. Generalmente el agua de lluvia contiene cantidades muy pequeñas de sales

(aprox. 10 ppm) en las zonas interiores, mientras que cerca de la costa la concentración de sales puede tener valores de 50 a 200 ppm. La composición de estas sales también es diferente en ambas zonas. En zonas costeras el agua de lluvia está constituida fundamentalmente por sodio, cloruro y magnesio. En el interior, por el contrario, predominan los sulfatos de calcio y magnesio, así como los bicarbonatos (Bohn y col., 1979; Bresler y col., 1982).

Las cantidades de sales aportadas de esta forma a los suelos en las zonas áridas y semiáridas pueden ser del orden de unos cuantos kg/ha al año, lo que en períodos de cientos de años se traduce en cantidades sustanciales. Esto es particularmente cierto en zonas donde el balance evaporación-precipitación anual ha sido modificado por el hombre, provocando problemas de salinidad locales. El porcentaje de agua de lluvia evaporada anualmente en regiones áridas es, por lo general, del orden del 50 %-95 %, lo que implica un aumento de entre 2 y 20 veces la concentración de sales original.

### I.2.3. SALES FOSILES (COLMATACION).

En determinadas zonas de la corteza terrestre, el subsuelo contiene cantidades considerables de sales fósiles procedentes de antiguos depósitos de sales o sedimentos marinos (Bresler y col. 1982). Una elevación del nivel de agua subterránea motivada por la puesta en práctica de grandes planes de regadío, canalizaciones próximas, etc., da lugar a que ascienda el agua cargada de sales y éstas se depositen por capilaridad en zonas superficiales, convirtiendo considerables extensiones de suelos normales en suelos salinos. Este fenómeno tiene una extraordinaria importancia práctica y ha conducido en numerosos casos a la creación de graves problemas de salinidad en zonas que antes de su puesta en regadío se comportaban como suelos normales.

También se pueden considerar dentro de este grupo los suelos cuyo origen es la colmatación de deltas o lagos salados interiores. Este es el caso de los suelos salinos de las Marismas del Guadalquivir. En este proceso los materiales finos colmatan el delta o el lago quedando impregnados en las sales del agua. Si por la proximidad al mar o a grandes corrientes fluviales, o por otras causas, el nivel de agua subterránea (capa freática) se mantiene alto y la evaporación es intensa (zonas áridas o semiáridas), las sales ascienden fácilmente por capilaridad a la superficie, acumulándose allí y formándose, de este modo, suelos salinos.

#### I.2.4. ANTROPOGENICA (SALINIZACION SECUNDARIA).

La mayoría de los suelos salinos existentes en la actualidad son el resultado de la actividad humana. En el pasado, numerosas civilizaciones que usaron el riego fracasaron debido al aumento del nivel de salinización de sus suelos. El problema reside fundamentalmente en la calidad del agua de riego. Las aguas de mejor calidad suelen tener entre 50 y 100 ppm de sales disueltas, de cinco a diez veces más que el agua de lluvia. El problema se agrava cuando se usan aguas de peor calidad que pueden tener hasta 10.000 ppm de sales disueltas.

En regiones áridas o semiáridas en las que se riega de forma extensiva, coinciden varios factores negativos que agudizan el problema: bajas precipitaciones, alta evapotranspiración y baja calidad del agua.

Otras clases de contaminación por sales se producen cuando se usan como fertilizantes residuos con altos contenidos salinos o en zonas cercanas a áreas industriales, donde se producen altas concentraciones de compuestos nitrogenados y sulfurados en la atmósfera, lo que puede incrementar la cantidad de sales añadidas anualmente desde la atmósfera a los suelos (Bresler y col. 1982).

El problema de la salinización se intensifica a menudo en suelos pobremente drenados, por ejemplo en suelos pesados. Esta es la razón por la que antiguamente los suelos arcillosos no se usaban en regadío. Sin embargo, hoy en día, debido a la gran demanda de alimento y a la inherente fertilidad de estos suelos, se están utilizando cada vez más como terreno de regadío.

#### I.3. CARACTERISTICAS QUIMICAS DE LOS SUELOS AFECTADOS POR SALES.

El material coloidal del suelo está constituido fundamentalmente por materia orgánica y minerales de la arcilla. Los minerales de la arcilla poseen cargas negativas independientes del pH en las superficies planares de las partículas (debidas a las sustituciones isomórficas) y cargas dependientes del pH en los bordes de las mismas (debidas a los grupos  $>Al-OH$ ). Así mismo, la materia orgánica posee cargas dependientes del pH debido a sus grupos  $-COOH$ . Los grupos  $>Al-OH$  y  $-COOH$  son factibles de disociarse a medida que aumenta la concentración de  $OH^-$  en la solución (los  $>Al-OH$  a  $pH > 6$  y los  $-COOH$  en todo el intervalo de pH de los suelos), por lo que también pueden contribuir a la carga negativa del suelo. Las cargas negativas de los coloides del suelo están compensadas por los cationes de

intercambio, y al total de éstos expresados en meq/100 g de suelo o en centimoles de carga positiva por kg de suelo ( $\text{cmol}_c/\text{kg}$ ) es a lo que se denomina capacidad de intercambio catiónica de un suelo (generalmente representada por las siglas CEC). La composición de los cationes que compensan la carga negativa del suelo (complejo de intercambio) es diferente para cada tipo de suelo. Así, en los suelos arables normales, el 90 % de la CEC está compuesta por Ca, Mg, H y Al, no llegando la proporción de H y Al a ser mayor del 20 % excepto en los suelos ácidos. El restante 10 % está normalmente ocupado por Na, K y ocasionalmente por  $\text{NH}_4^+$ . En contraste, en los suelos salinos el porcentaje de iones alcalinos, especialmente Na, puede llegar al 80 %.

Muchas de las propiedades físicas de los suelos dependen de la composición del complejo de intercambio, en especial de la proporción de Na en él. Así por ejemplo, a medida que el complejo de intercambio se enriquece en Na el suelo deflocula. Cuando un suelo defloculado se moja con agua dulce, los terrones se hinchan, pierden su forma externa por la dispersión de las partículas superficiales y la solución se enturbia. Al secarse, forma grandes terrones separados por grietas anchas y profundas. Las partículas en suspensión rellenan grietas y poros, obstruyéndolos y no dejando pasar de nuevo el agua, por lo que el suelo se vuelve impermeable y de pésimas condiciones para el cultivo o desarrollo del sistema radicular (Frenkel y Rhoades, 1978). Por consiguiente, el aumento de la proporción de Na intercambiable deteriora la estructura del suelo y por tanto incide negativamente en las propiedades físicas del suelo dependientes de ella, como es la conductividad hidráulica.

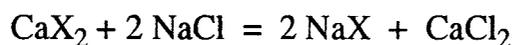
El hinchamiento de las arcillas y el bloqueo total o parcial de los poros conductores es un proceso reversible que ocurre generalmente cuando el Na intercambiable es mayor del 15 % (Shainberg y Letey, 1984), y requiere la presencia de arcillas expandibles. El taponamiento de poros por las partículas dispersas es prácticamente irreversible y causa la formación de una capa de arcilla en el perfil del suelo. Esta defloculación y dispersión puede ocurrir incluso en suelos con sólo un 10 % de arcilla, limosos, sin arcillas expandibles y a niveles bajos tanto de Na intercambiable como de electrolitos en la solución (Felhender y Schroer, 1979).

La calidad del agua de riego juega un papel fundamental en los procesos antes citados. Generalmente, cuanto mayor es la concentración de electrolitos en el agua percolante, mayor es el porcentaje de Na intercambiable con el que puede mantenerse una permeabilidad estable (Quirk y Schofield, 1955). Sin embargo, los suelos responden de forma diferente a concentraciones de sales en solución,

dependiendo también de los contenidos de óxidos de hierro y aluminio, materia orgánica y densidad aparente, entre otros.

El tipo de arcilla influye también en el comportamiento del suelo de forma que las arcillas esmectíticas dan lugar a un considerable hinchamiento y expansión para niveles medios-altos de sodio intercambiable en presencia de soluciones poco salinas, mientras que suelos dominados por vermiculita son bastante más estables en las mismas condiciones (Bresler y col., 1982).

La composición del complejo de intercambio depende de la composición de la solución del suelo porque entre los cationes en el complejo de intercambio y los de la solución del suelo tiene lugar la reacción de intercambio catiónico. Como el agua de riego se introduce a través del suelo equilibrándose con el mismo, la distribución iónica entre la solución del suelo y el complejo de intercambio es fundamental para la determinación de la composición de las aguas de drenaje y de la solución del suelo en las capas profundas del suelo. Por ejemplo, la reacción de intercambio catiónico entre un suelo saturado de calcio y una solución de NaCl podría escribirse:



donde X representa el complejo de intercambio del suelo. La constante termodinámica de equilibrio de esta reacción puede expresarse como de costumbre en función de las actividades químicas de las especies  $a_{\text{CaX}_2}$ ,  $a_{\text{NaCl}}$ ,  $a_{\text{NaX}}$  y  $a_{\text{CaCl}_2}$ ,

$$K = \frac{(a_{\text{NaX}})^2 \cdot a_{\text{CaCl}_2}}{a_{\text{CaX}_2} \cdot (a_{\text{NaCl}})^2}$$

Las actividades de los iones en solución pueden ser determinadas a través de expresiones que incluyen los coeficientes de actividad de los iones y sus fracciones molares. Los coeficientes de actividad pueden calcularse a su vez a partir de la fuerza iónica de la solución (Bohn y col., 1979). El cálculo de ésta se complica por la presencia de pares iónicos y complejos lo que hace que se propongan expresiones experimentales que estiman ésta a partir de datos como la conductividad eléctrica (Griffin y Jurinak, 1973; Marion y Babcock, 1977). Pero ante la dificultad de las determinaciones de las actividades químicas de las especies en el complejo de intercambio, se ha optado por constantes empíricas como la de Gapon  $K_G$ , que describen bastante bien el equilibrio:

$$K_G = \frac{Na_x \cdot [CaCl_2]^{1/2}}{Ca_x \cdot [NaCl]} = \frac{Na_x \cdot [Ca^{2+}]^{1/2}}{Ca_x \cdot [Na^+]}$$

donde  $Na_x$  y  $Ca_x$  son el Na y Ca intercambiables en  $mmol_c/100$  g, y  $[Ca^{2+}]$  y  $[Na^+]$  son las concentraciones en solución expresadas en mol/l. Si esta ecuación se escribe de la siguiente forma:

$$\frac{Na_x}{Ca_x} = K_G \frac{[Na^+]}{[Ca^{2+}]^{1/2}}$$

puede deducirse que cuando la concentración de la solución del suelo se multiplica por un factor  $x$ , la razón  $Na_x/Ca_x$  se multiplica por  $x^{1/2}$ . Como consecuencia, se observa que el aumento de la concentración de la solución del suelo (salinización) conduce a la sodificación del mismo. Cuando entre las sales solubles predominan las sales cálcicas y magnésicas, el grado de saturación en sodio no puede ser muy alto, ya que el calcio y el magnesio tienen un poder reemplazante superior al del sodio. Por otra parte, si el suelo se riega con agua que contenga carbonatos, bicarbonatos o sulfatos, parte del calcio de la solución del suelo precipita en forma de carbonato o sulfato cálcico, por lo que el denominador del segundo miembro disminuye y como consecuencia la relación  $Na_x/Ca_x$  aumenta, progresando la saturación en sodio del suelo.

De todo lo anterior se deduce que un suelo afectado por sales puede caracterizarse mediante el contenido total de sales en la solución del mismo, que puede medirse por su conductividad eléctrica (CE), y por su porcentaje de Na intercambiable (ESP).

La determinación de la concentración de sales en la solución del suelo "*in situ*" es muy difícil, por lo que normalmente se estima a través de medidas de la CE en el extracto de pasta saturada. La CE se expresa en dS/m y es la recíproca de la resistencia eléctrica. Es más aplicable que ésta para mediciones de salinidad porque aumenta con el contenido de sales lo cual simplifica la interpretación de las lecturas.

Por otra parte, la determinación del ESP y en general de los cationes intercambiables también entraña dificultades que ordinariamente no se encuentran en los suelos de las regiones húmedas. Cualquier solución que sea capaz de desplazar los cationes intercambiables de los suelos disuelve casi todo el total de sales solubles así como una buena proporción de carbonatos de calcio y magnesio si se encuentran en el suelo. Las sales solubles no deben lavarse del suelo antes de la

extracción de los cationes intercambiables, debido a cambios de importancia que suceden como consecuencia de la dilución e hidrólisis. Por lo tanto, la disolución de las sales requiere determinaciones independientes del contenido de cationes solubles. Además, la baja permeabilidad de estos suelos vuelve inconvenientes las técnicas convencionales de lavado para desplazar los cationes intercambiables. Debido a todo esto, la determinación del ESP se suele estimar a través de otro nuevo parámetro, el SAR (relación de adsorción de sodio), que viene dado por la expresión:

$$\text{SAR} = \frac{(\text{Na}^+)}{[\text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}] / 2}^{1/2}$$

y que se determina a través de las concentraciones de Na, Ca y Mg, expresadas en mmol/l en la pasta saturada. La convención de Gapon permite relacionar las concentraciones de cationes en la solución del suelo y los adsorbidos (intercambiables) como se vió anteriormente. A partir de ella puede deducirse la siguiente expresión:

$$\frac{\text{ESP}}{100 - \text{ESP}} = \frac{K_G \cdot \text{SAR}}{(1.000)^{1/2}}$$

Los U.S. Salinity Laboratories han encontrado experimentalmente para una serie de suelos una expresión muy similar (Richards, 1973):

$$\text{ESP}/(100-\text{ESP}) = 0,014575 \text{ SAR} - 0,0126$$

En definitiva, un suelo puede caracterizarse en cuanto a su salinidad mediante la medida en el extracto de pasta saturada de la CE y las concentraciones de Na, Ca y Mg.

En un segundo término, otro parámetro a tener en cuenta es el pH. Los valores de pH determinados en suspensiones de suelo en agua dependen de las características del suelo, la concentración de bióxido de carbono disuelto y el contenido de humedad al cual se efectúa la lectura. El pH del suelo está influenciado por la composición del complejo de intercambio, la naturaleza de los materiales de intercambio iónico, composición y concentración de las sales solubles y la presencia o ausencia de yeso y carbonatos de metales alcalino-térreos. Existen estudios sobre una posible relación entre el pH y el ESP en suelos de regiones áridas (Fireman y Wadleigh, 1951), estudiando el efecto que sobre esta relación tienen algunos de los factores mencionados. A partir de ellos se han podido establecer, en términos generales, los siguientes conceptos con relación al pH de pastas saturadas de suelos:

1) pH de 8,5 o mayores indican casi siempre un ESP de 15 o mayor y la presencia de carbonatos de metales alcalino-térreos

2) en suelos cuyo pH es menor de 8,5, el ESP puede o no ser mayor de 15

3) suelos cuyo pH es menor de 7,5 casi nunca contienen carbonatos de metales alcalino-térreos y si el pH es menor de 7,0 el suelo seguramente contendrá cantidades considerables de hidrógeno intercambiable.

#### I.4. CLASIFICACION DE LOS SUELOS AFECTADOS POR SALES.

Tradicionalmente, los suelos afectados por sales se han clasificado basándose en la CE y el SAR. La línea divisoria entre los suelos salinos y los no salinos se ha establecido tradicionalmente en 4 dS/m. Sin embargo, las plantas sensibles a las sales pueden afectarse a partir de los 2 dS/m, por lo que hoy en día se admite este valor como límite entre suelos salinos y no salinos. Por otra parte, se tiende actualmente a sustituir el ESP por el SAR que es una medida directa, y cuyo valor normalmente es aproximadamente igual al del ESP.

##### I.4.1. SUELOS SALINOS.

Los suelos denominados salinos contienen sales solubles en concentración suficiente para interferir seriamente en el crecimiento y desarrollo de la mayoría de las plantas.

Actualmente el término salino se aplica a suelos cuya conductividad del extracto de saturación es mayor de 2 dS/m a 25°C con un SAR menor de 15. Generalmente el pH es menor de 8,5 ya que las sales disueltas son neutras y que sólo una pequeña proporción del complejo de intercambio está ocupado por Na.

Estos suelos corresponden al tipo descrito por Hilgard (1906) como suelos "álcali blanco" y a los "Solonchaks" de los autores rusos. En estos suelos el establecimiento de un drenaje adecuado, permite eliminar por lavado las sales solubles sin que ello conlleve aumento de pH, volviendo nuevamente a ser suelos normales.

Casi siempre se reconocen los suelos salinos por la presencia de costras blancas de sal en su superficie. La salinidad de un suelo puede ocurrir cuando éste tiene un perfil característico y plenamente desarrollado, o cuando posee material edáfico no diferenciado como en el caso del aluvión.

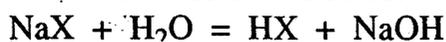
Las características químicas de los suelos salinos quedan determinadas

principalmente por el tipo y cantidad de sales presentes. La cantidad de sales solubles presentes controla la presión osmótica de la solución del suelo. El sodio rara vez representa más de la mitad del total de los cationes solubles y por lo tanto, no es adsorbido en forma importante. Las cantidades relativas de calcio y magnesio presentes en la solución del suelo y en el complejo de intercambio varían considerablemente. Tanto el potasio soluble como el intercambiable son, en general, constituyentes de menor importancia, aún cuando ocasionalmente se vuelvan constituyentes mayores. Los aniones principales son el cloruro, el sulfato y a veces el nitrato. Pueden presentarse también pequeñas cantidades de bicarbonato, pero invariablemente los carbonatos solubles casi no se encuentran. Aparte de sales fácilmente solubles, los suelos salinos pueden contener sales de baja solubilidad, como el sulfato de calcio (yeso) y carbonatos de calcio y magnesio (caliza).

Los suelos salinos casi siempre se encuentran floculados debido a la presencia de un exceso de sales y a la ausencia de cantidades significantes de sodio intercambiable. En consecuencia, la permeabilidad es igual o mayor a la de suelos similares no salinos.

#### I.4.2. SUELOS SALINO-SODICOS.

Los suelos denominados salino-sódicos contienen apreciables cantidades de sales neutras y suficiente proporción de Na en el complejo de intercambio como para afectar seriamente el crecimiento y desarrollo de la mayoría de las plantas. La conductividad del extracto de saturación es mayor de 2 dS/m y el SAR mayor de 15. Este tipo de suelos se forma como resultado de los procesos combinados de salinización y acumulación de sodio. Siempre que contengan un exceso de sales, su apariencia y propiedades son similares a las de los suelos salinos. Cuando hay exceso de sales, las sales solubles impiden la hidrólisis y el pH raramente es mayor de 8,5, permaneciendo las partículas floculadas. Si el exceso de sales solubles es lavado con aguas que no contengan cantidades suficientes de Ca y/o Mg, el pH aumenta, y las propiedades de estos suelos pueden cambiar notablemente, llegando a ser idénticas a las de los suelos sódicos no salinos. Esto ocurre porque cuando se lavan totalmente las sales gran parte del Na intercambiable se hidroliza, aumentando la concentración de OH<sup>-</sup> en la solución del suelo.



Al mismo tiempo que la hidrólisis, puede producirse una carbonatación con el CO<sub>2</sub> existente en la solución del suelo, con lo que puede producirse una

acumulación de bicarbonato sódico.



En los suelos con ESP > 15 %, cuando se ponen en contacto con aguas de baja concentración de sales, los agregados tienden a hincharse, lo que reduce el tamaño de los canalillos y poros por donde percola la solución del suelo, volviéndose éste desfavorable para las labores de labranza. Si la solución del suelo se diluye aún más, el suelo comienza a deflocular y los poros se bloquean. El resultado es que el suelo se vuelve impermeable.

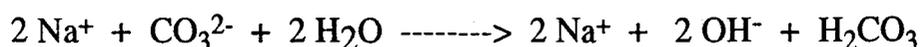
A veces, los suelos salino-sódicos contienen yeso y cuando son lavados, el calcio se disuelve reemplazando al sodio intercambiable. Esto tiene lugar con la eliminación simultánea del exceso de sales.

### I.4.3. SUELOS SODICOS.

Los suelos denominados sódicos no contienen altas cantidades de sales neutras (la CE del extracto de saturación es menor de 4 dS/m), y el SAR es mayor de 15, debiéndose el efecto perjudicial para las plantas a la acción directa de la toxicidad del  $\text{Na}^+$  y  $\text{OH}^-$  existentes en la solución del suelo.

Estos suelos corresponden a los llamados "álcali negro" por Hilgard (1906) y, en ciertos casos, a los "Solonetz" de los autores rusos. Con mucha frecuencia se encuentran en las regiones áridas y semiáridas, en áreas pequeñas e irregulares conocidas como "manchas de álcali impermeables".

El pH de estos suelos generalmente varía entre 8,5 y 10, siendo más frecuentes los valores entre 9 - 9,5, debido en parte a la hidrólisis del  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  que suele existir en estos suelos:



Además, como en el caso anterior, el sodio de intercambio también puede sufrir hidrólisis.

La permeabilidad de estos suelos es generalmente muy baja debido a la defloculación influida por el Na. La fracción arcilla y la materia orgánica pueden deflocular acumulándose en la parte superior del perfil debido a la evaporación, causando unas manchas de color oscuro que dan origen al término "álcali negro".

Después de largo tiempo, los suelos sódicos no salinos adquieren características morfológicas peculiares. Debido a la gran dispersión de la arcilla

parcialmente saturada con sodio, ésta puede ser transportada hacia abajo, acumularse en los niveles inferiores y como resultado, unos cuantos centímetros de suelo superficial pueden presentar textura relativamente gruesa y quebradiza, aunque más abajo, donde se acumula la arcilla, el suelo puede desarrollar una capa densa y de baja permeabilidad, con estructura prismática o columnar. Sin embargo, es común que en esos suelos se presente la condición de sodico como consecuencia del riego, lo cual indica que no ha pasado mucho tiempo para el completo desarrollo de la estructura columnar típica, pues el suelo tiene baja permeabilidad y es muy difícil labrarse.

El sodio intercambiable en un suelo sódico puede tener una marcada influencia en sus propiedades físicas y químicas. Al aumentar la proporción del sodio intercambiable, el suelo tiende a dispersarse y el pH aumenta a veces hasta el valor de 10. La solución de los suelos sódicos no salinos, aunque relativamente baja en sales solubles, tiene una composición que difiere considerablemente de la de los suelos normales y de los salinos. Mientras los aniones presentes consisten en su mayor parte de cloruros, sulfatos y bicarbonatos, también pueden presentarse pequeñas cantidades de carbonatos. A pH muy elevado y en presencia de iones carbonato, el calcio y el magnesio precipitan, de manera que las soluciones de suelo, de suelos sódicos, usualmente contienen sólo pequeñas cantidades de estos cationes, predominando el sodio. En algunos de estos suelos pueden presentarse grandes cantidades de potasio intercambiable y soluble.

Ciertos suelos sódicos contienen un porcentaje de sodio intercambiable mayor de 15, y sin embargo, el pH, especialmente en la superficie, es particularmente bajo. Estos suelos se presentan en ausencia de caliza y el bajo pH es resultado del hidrógeno intercambiable. En los casos en los que se lava todo el NaOH, NaHCO<sub>3</sub> y Na<sub>2</sub>CO<sub>3</sub> del suelo, el equilibrio



se desplazará hacia la derecha, y como consecuencia el complejo de intercambio se va desaturando, siendo por tanto dominado por H<sup>+</sup>. En tal caso el pH del suelo estará regido por los H<sup>+</sup> adsorbidos y puede dar lugar a suelos con pH 5 o menores. A este proceso se le llama solodización y a los suelos resultantes "Solod" o según De Sigmond (1938) "suelos alcalinos degradados". Sin embargo, las propiedades físicas están dominadas por el sodio intercambiable y corresponden típicamente a las de un suelo sódico no salino.

Es interesante resaltar que existe una evolución de los suelos salinos desde Solonchak a Solod, en la que intervienen cuatro procesos: salinización, sodificación,

desalinización y solodización.

La clasificación anterior presenta algunos inconvenientes, como por ejemplo el no considerar la naturaleza de las sales, o el hecho de que distintas plantas puedan reaccionar de forma diferente a la concentración total de sales y a la composición de la solución del suelo bajo diferentes regímenes hídricos y condiciones climáticas. Sin embargo, debido a su sencillez sigue siendo ampliamente utilizada.

Existen otras clasificaciones como la que propone Szabolcs (1989) que tienen en cuenta los diferentes tipos de sales para distinguir cinco grupos:

- Suelos salinos, desarrollados bajo la influencia de cloruro o sulfato sódico
- Suelos alcalinos, formados bajo la influencia de carbonatos y bicarbonatos de sodio
- Suelos magnésicos, afectados por sales de magnesio
- Suelos yesíferos, afectados por grandes cantidades de sales solubles de calcio, principalmente sulfato cálcico
- Suelos sulfato-ácidos, afectados por sulfatos de hierro y aluminio.

#### I.5. CLASIFICACION DE AGUAS PARA RIEGO

Se han propuesto muchos esquemas de clasificación de las aguas según su conveniencia para el riego, desde los más generales, descritos para uso bajo unas condiciones medias con respecto a propiedades físicas y químicas del suelo (como la textura del suelo, la velocidad de infiltración), drenaje, cantidad de agua usada, frecuencia de riego, fracción de lavado, el clima y la tolerancia del cultivo a las sales (US Salinity Laboratory Staff, 1954; Doneen, 1967; Rhoades y Bernstein, 1971; Rhoades, 1972; Rhoades y Merrill, 1975; Ayers y Westcot, 1976) hasta los más específicos, basados en un determinado cultivo y región (Thorne y Thorne, 1954; Doneen, 1959; Carter, 1969).

Las características más importantes que determinan la calidad del agua para riego son: 1) la concentración total de sales solubles, que en exceso tienen un efecto osmótico negativo sobre el cultivo evidenciado por un crecimiento retardado de las plantas; 2) la concentración relativa del sodio con respecto a otros cationes. También son importantes la concentración de boro u otros elementos que puedan ser tóxicos y, bajo ciertas condiciones, la concentración de bicarbonatos con relación a la concentración de calcio más magnesio (Oster, 1983).

La concentración total de sales solubles en las aguas de riego, para fines de

clasificación, se expresa en términos de conductividad eléctrica (CE). El índice de sodio o peligro de sodificación de un agua se expresa mediante la relación de adsorción de sodio (SAR).

## I.6. OBJETIVOS

Ante la situación descrita, los objetivos del presente trabajo se resumen en los siguientes puntos:

- 1.- Caracterización físico-química de un suelo perteneciente a la zona en recuperación de las Marismas del Guadalquivir.
- 2.- Estudio comparativo entre el estado de salinidad actual de este suelo y el mismo 10 años antes.
- 3.- Estudio comparativo de la evolución físico-química de la salinidad del suelo y del movimiento del agua en condiciones de cultivo y no cultivado.
- 4.- Estudio de la evolución físico-química de la salinidad del suelo y del movimiento del agua bajo dos sistemas diferentes de riego.
- 5.- Aplicación de un modelo que permite estimar la salinidad real del suelo a partir de datos obtenidos en laboratorio sobre muestras alteradas.

## **II.- MATERIALES Y METODOS**

## II.1. INTRODUCCION: LAS MARISMAS

### II.1.1. LOCALIZACION Y ANTECEDENTES GEOLOGICOS

Las Marismas del Guadalquivir se encuentran situadas en el suroeste de la península Ibérica, más concretamente en la desembocadura del río Guadalquivir, con una marcada influencia atlántica. Las Marismas ocupan una extensión de más de 130.000 ha, comprendiendo parte de las provincias de Sevilla, Huelva y Cádiz (Fig. II.1)

A principios de nuestra era, las Marismas eran un gran lago (Lacus Ligur) en el que desembocaba el río Guadalquivir y que estaba separado del océano Atlántico por una barra arenosa. La unión de este lago con el mar se hacía a través de varias bocas que descargaban las aguas del primero en el segundo, o bien permitían la entrada de agua del mar al lago, dependiendo del caudal del río y del nivel de la marea del agua del mar. El río Guadalquivir tenía una gran variación estacional en su caudal, pasando de 8.000 m<sup>3</sup>/s en crecida normal invernal a 10 m<sup>3</sup>/s en estiaje. Por otro lado, la oscilación de marea en la costa tiene una amplitud, en marea equinoccial, de 3,60 m. Por ello se comprende cómo a lo largo del tiempo unas veces el agua del río, agua desprovista de salinidad, se adentraba en el mar, mientras otras eran las aguas del mar las que entraban en el lago.

El río Guadalquivir era portador de materiales en suspensión, resultado de la erosión en su cuenca alta. Al llegar a este lago, con corrientes encontradas y como consecuencia con zonas sin velocidad, se fue produciendo la colmatación del mismo, disminuyendo primero su calado, pasando después a ser un inmenso fangal y por último quedando unos sedimentos a distintos niveles que sólo se cubren de agua (pantanización) en los momentos de avenida y emergen en estiaje, dejando a su través cauces de evacuación del río (Grande Covián, 1976).

Respecto a los materiales de relleno, los sedimentos más antiguos tienen un espesor entre 7 y 25 m y están formados principalmente por materiales muy finos (arcilla y limo) en distintas proporciones. Sobre esta capa yace otra más delgada (20 cm a 5 m) cuya litología es similar a la anterior en su parte más baja (minerales de la arcilla como argiolitas y limonitas). Esta capa ocupa la mayor parte de las Marismas (Leyva, 1976).

Los sedimentos más recientes se han ido depositando en depresiones y zonas bajas, donde hay estancamiento de aguas de escorrentía enriquecidas con sales como consecuencia de la evaporación. Por contacto con estas aguas, el suelo toma la

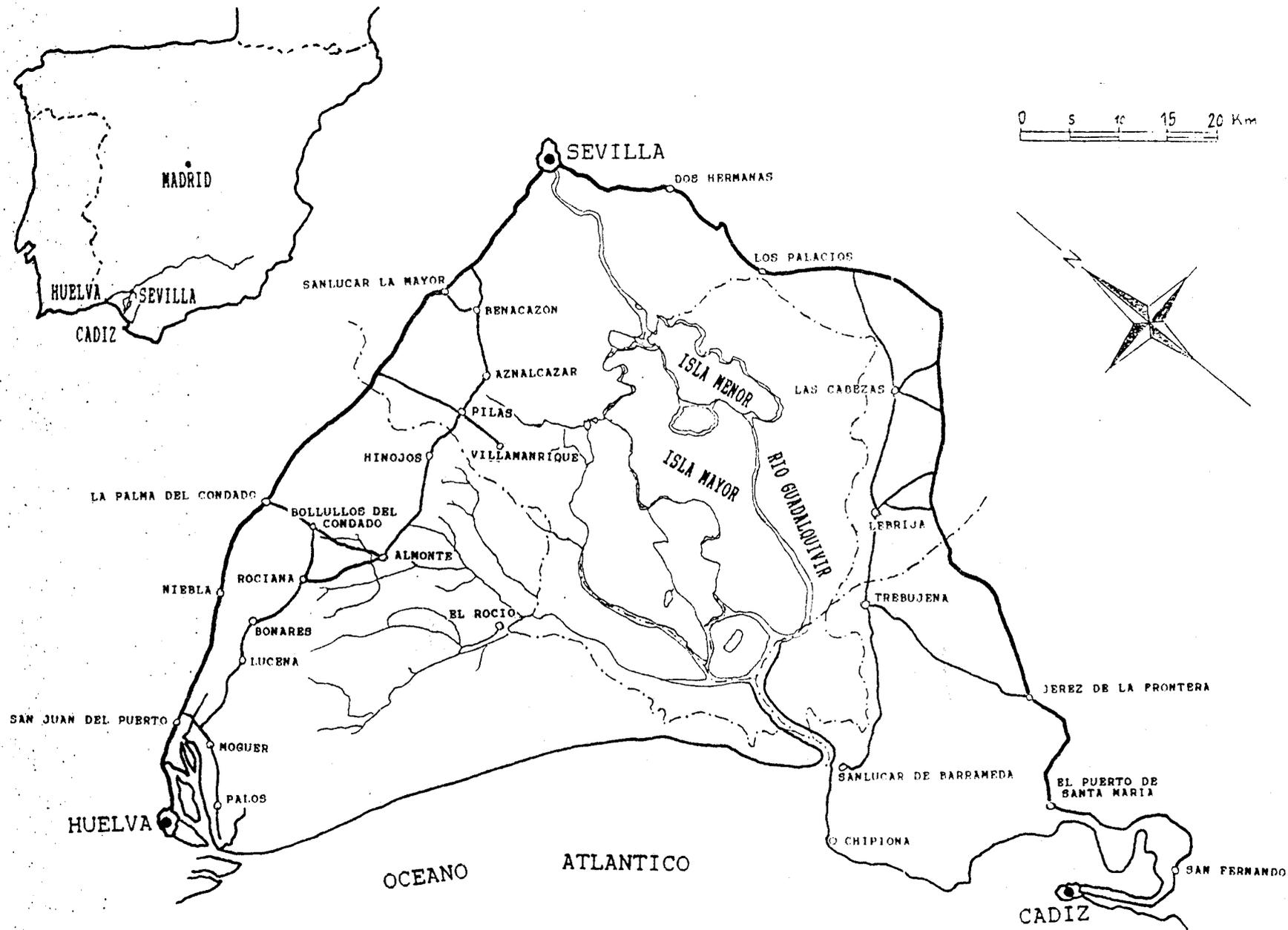


FIG II.1 SITUACION DE LAS MARISMAS DEL GUADALQUIVIR

característica de sódico.

Las características del suelo de las Marismas varían entre ambas márgenes del río Guadalquivir. Los depósitos son en ambos casos de materiales finos, pues por la poca pendiente del tramo final del Guadalquivir (pendiente del 0,04 %) sólo éstos llegan al lago, pero mientras que en la margen izquierda los afluentes del río proceden de suelos secundarios y terciarios, en la derecha proceden de la cordillera Sierra Morena, formación primaria y arcaica. Esto repercute en la naturaleza de los materiales depositados: en la margen izquierda los elementos de relleno proceden de formaciones miocénicas y triásicas formadas por margas calizas y a veces yesosas, con arcillas expandibles (González García y col., 1956; Grande Covián, 1976; Moreno y col., 1980); en la margen derecha se unen los aportes del río Guadiamar, de naturaleza no caliza.

## II.1.2. CLASIFICACION DEL SUELO

De los estudios realizados tanto por el Instituto Nacional de Colonización como los del Proyecto Guadalquivir -PNUD/FE/FAO- se llega a la clasificación de los suelos de Marismas de acuerdo con la aproximación del Mapa de Suelos FAO/UNESCO (1970), como suelos salinos-alcalinos y dentro de este grupo general, considerando la cantidad de sales y de sodio de intercambio, así como la altura de la capa freática dentro del perfil, a los tipos siguientes:

- Vértic Fluvisol , en fase salino-alcalina
- Calcaric Fluvisol, en fase salino-alcalina
- Takyrik Solonchak, en fase alcalina
- Gleyic Solonchak, en fase alcalina

Los cuatro tipos de suelos se encuentran en la margen izquierda del río, mientras que en la derecha sólo se encuentran los dos últimos. Todos ellos tienen características muy análogas, siendo la diferenciación en general consecuencia de la minitopografía del área y los aportes salinos recibidos. Los Fluvisoles se suelen encontrar en las zonas más altas o bancos; los Tayriksoles en las de transición (paso de banco a depresión), los Gleyicsoles en las depresiones y los Calcáreos en los cauces.

### II.1.3. VEGETACION NATURAL

La vegetación natural de la Marisma está claramente relacionada con la topografía del terreno, ya que la salinidad de éste depende fundamentalmente de las aportaciones de agua (inundación y ascensión capilar) y los arrastres de sales (percolación y escorrentía superficial), ambas influenciadas por el nivel del terreno y su inclinación. Así, mientras los bancos son los que sufren mayor acción del agua de lluvia (dulce), que rápidamente desaparece por filtración o escorrentía superficial, las depresiones reciben este agua ya cargada de sales al moverse sobre el terreno, o el agua freática salina al elevar su nivel. Por el contrario, en los caños por los que discurre de forma constante el agua de los arroyos, la salinidad es menor y la vegetación diferente.

Según Grande Covian (1976), los cuatro tipos de vegetación que presenta la Marisma pueden definirse de la forma siguiente:

- Vegetación en caños: suele tener casi siempre agua de baja salinidad. Abundan *Typheae*, *Phragmites*, *Junceae* y *Cyperaceas*.

- Vegetación de depresiones: medio muy salino, por lo que en verano carece de vegetación. En primavera suelen aparecer las *Salicornias* y sólo plantas como *Typheae* y *Phragmites* cuando es una depresión grande que conserva humedad en verano.

- Vegetación en faldas de banco: es zona de transición entre las tierras más altas (bancos) y las bajas (depresiones). Domina la *Salicornia*, aunque también se pueden presentar plantas anuales (*Renunculus* y *Rumex*).

- Vegetación de banco: Domina la *Sueda*, apareciendo también las *Salicornias* y en los terrenos más lavados algunas gramíneas. Cuando la cota sobre el nivel del mar es superior a 2,25 m, ya aparecen plantas de mayor valor alimenticio para el ganado (*Melilotus*, *Lotus*, *Phalaris*, *Lolium*, etc.)

Por todo lo anterior se concluye que la vegetación natural en la Marisma es halófila en los suelos que no sufren encharcamientos, y palustre en los que el agua se estanca o corre por cauces de evacuación.

### II.1.4. CLIMATOLOGIA

El clima de esta zona es típicamente mediterráneo, con inviernos húmedos moderados y veranos secos y cálidos. De los estudios climatológicos realizados por la Unidad de Física de suelos del IRNAS a partir de los datos de la estación

meteorológica de Lebrija se llega a la conclusión de que la zona en estudio presenta clima "seco-subhúmedo" según la clasificación de Thornwaite, "zona árida" según la clasificación de Lang, "zona árida casi húmeda" según la clasificación de Martonne y "semiárida" según la clasificación de Mayer.

La Fig. II.2 presenta las variaciones mensuales de las temperaturas máximas absolutas, medias de máximas, mínimas absolutas y medias de mínimas, durante el período 1973-1987. Las temperaturas medias más elevadas corresponden a los meses de julio y agosto (24,4 y 24,2 °C) y la más baja a enero (9,1 °C). La media anual es de 16,8 °C. Los períodos de heladas se sitúan entre noviembre y abril, pero la mayoría de los años no se dan temperaturas inferiores a cero grados centígrados.

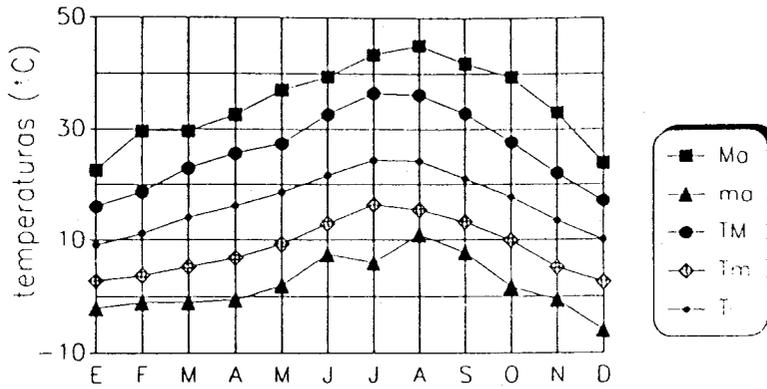
En la Fig. II.3 se recogen los datos medios de la pluviometría durante el período 1958-1987. La precipitación media es de 553,4 mm distribuidos en 52 días. El mes más lluvioso es diciembre y el menos lluvioso julio. La precipitación máxima alcanzada fue de 82 mm en 24 horas, el 7 de enero de 1947. La variabilidad es muy acentuada. Así, por ejemplo, el mes de diciembre presenta oscilaciones entre 7,6 mm y 343,6 mm.

La humedad relativa presenta una media anual del 69 %. El viento dominante es el húmedo del suroeste, esto es, el viento atlántico.

La evapotranspiración, ETP, media anual asciende a 874 mm medida según el método de Thornwaite, acusando una falta de agua en el período de abril a octubre y un exceso de diciembre a marzo (Fig. II.4).

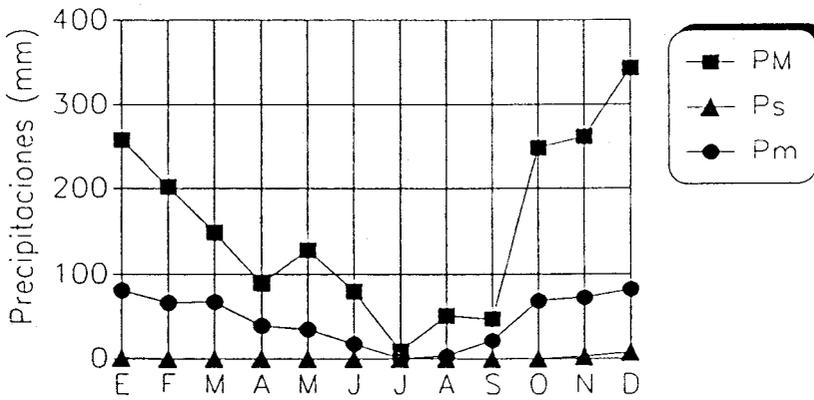
De todo lo anterior se deduce que, si bien la precipitación global adquiere un valor medio de 553,4 mm, su distribución irregular a lo largo del año y la coincidencia de la carencia de agua con las altas temperaturas crea graves problemas a la agricultura de la zona, que necesita el suplemento de riego para un normal desarrollo de las plantas en verano.

Respecto a la salinidad, la falta de precipitación en verano hace, no sólo que asciendan por capilaridad las aguas del manto freático evaporándose en superficie y depositando allí las sales que contienen, sino que los propios charcos (lucios), sin salida, se evaporen dando lugar a la formación de costras sódicas de gran importancia.



Ma: Máximas absolutas  
 ma: Mínimas absolutas  
 TM: Media de máximas  
 Tm: Media de mínimas  
 T : Temperatura media

FIG II.2 TEMPERATURAS (1975-1987)



PM:precipitación máxima  
 Ps:precipitación mínima  
 Pm:precipitación media

FIG II.5 PRECIPITACIONES (1958-1987)

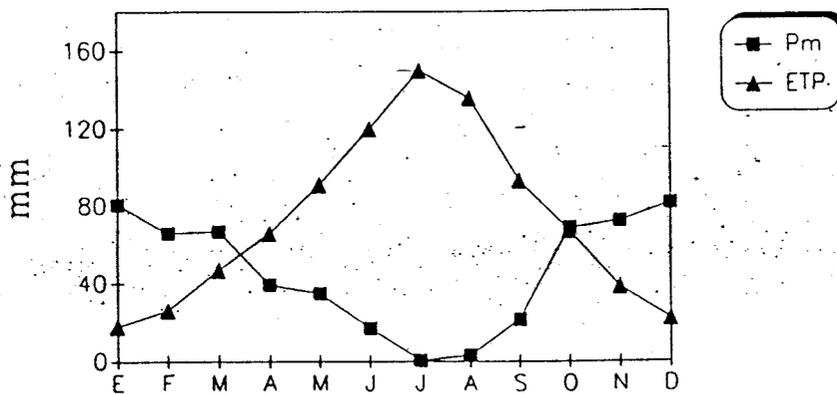


FIG II.4 PRECIPITACIÓN Y ETP

## II.1.5. SANEAMIENTO

Los suelos de las Marismas son muy ricos en arcilla y carentes de elementos gruesos, con permeabilidad escasa, sobre todo en el terreno natural. Son, por lo tanto, potencialmente suelos vérticos, pero con gran salinidad, consecuencia del medio en el que se ha producido el depósito. Las variaciones dentro del área no son significativas y se deben fundamentalmente a los trabajos realizados por el hombre para su utilización. Si a tales características se unen su horizontalidad y la climatología extrema de verano, se puede considerar que en su estado natural el suelo no evoluciona, manteniéndose con su caracter salino con vegetación halófila en las tierras más altas o sin vegetación en las bajas y siempre con escasísima utilidad en su estado natural (Grande Covián, 1976)

Las condiciones climáticas favorables (prácticamente sin heladas y con una media anual de casi 600 mm) y la presión social, hicieron que desde 1940 se iniciaran obras de saneamiento y recuperación de dichos suelos (Grande Covián, 1956, 1967). Así, de los estudios realizados en los años 1941-46 se llegó a la conclusión de que para recuperar esta zona se deberían realizar los siguientes trabajos:

- Evitar la entrada en la zona que se había de sanear de las aguas exteriores (desbordamientos de ríos o aguas provenientes de las zonas altas circundantes)
- Dotar a los suelos de una red de drenaje suficiente que permitiera que las aguas de lluvia o riego pasaran a través de aquél, arrastrando las sales que lo toxifican.
- Dicha red de drenaje debería asegurar asimismo que el manto freático se mantuviera a profundidad en donde no perjudicara el desarrollo de las plantas de cultivos y al mismo tiempo no se produjera ascensión de las mismas por capilaridad.
- Evacuar al exterior las aguas de lavado. En este caso, se estudió por gravedad al permitirlo así la carrera de marea.
- Realizar labores que, dando soltura al terreno, permitieran conservar su permeabilidad acompañadas, en los casos de necesidad, de enmiendas (encalados, enyesados, etc.) que cooperaran a la liberación del sodio y con ello a la evolución del suelo.

Debido a que en aquella fecha no se podía disponer de agua de riego, en una primera fase se pensó en realizar el saneamiento aprovechando la precipitación invernal, de cierta importancia, realizando el cultivo en secano, y dejar para una segunda fase la introducción del regadío como factor complementario del

saneamiento. Todo esto se llevó a cabo en la margen izquierda del río, en donde en plazo corto se iba a disponer de agua para riego. Los trabajos se llevaron a cabo sobre una finca experimental propiedad del Instituto Nacional de Colonización.

Realizado el recintado de superficies determinadas mediante la construcción de muros en tierra de cota superior a las avenidas máximas (5 m) se procedió a la verdadera obra de saneamiento.

Para una mayor economía, los drenes se hicieron a cielo abierto, en zanjas de forma trapecial. Su pendiente y profundidad venía condicionada a la evacuación del agua por gravedad.

En la Fig. II.5 está representado el esquema general seguido, que es el siguiente (Grande Covián, 1976):

1. Un colector en sentido normal al río (colector principal). En la salida a éste, se le dotó de compuertas (esclusa) que se cierran cuando la marea sube y se abren cuando el nivel del colector es superior al del río. Dicho colector, cuya solera en las compuertas se enrasó a cota 0, sirve de cauce principal de evacuación y de almacenamiento de agua cuando las compuertas están cerradas. Tiene una profundidad aproximada de 2,25 m por debajo del nivel del suelo.

2. A dicho colector vienen a desembocar los desagües primarios, trazados normalmente a aquél y situados a distancia entre sí de 2 Km. La profundidad de los mismos oscila entre 1,9 m en la unión con el colector y 1,2 m en el extremo más distante.

3. A dichos desagües primarios afluyen los desagües secundarios, normalmente a aquellos y por lo tanto paralelos al colector, situados a equidistancia de 500 m. Su profundidad oscila de 1,2 m en la unión con el desagüe primario a 90 cm en el lugar más alejado.

Con esta red quedan delimitadas parcelas de 50 ha (1.000 x 500 m).

Los inconvenientes que presenta este esquema a zanja abierta son numerosos (dificultad en el laboreo, más de un 20 % de superficie desaprovechada, costosas limpiezas motivadas por el fácil desarrollo de vegetación espontánea que ciega las zanjas, rectificaciones periódicas de los drenes debidas al efecto erosivo de las lluvias, rectificación de solera manual, etc...). Por todo esto, en la segunda fase de saneamiento y pensando en pasar a una fase de riego, se inició la sustitución de los drenes abiertos por drenes enterrados. La equidistancia entre drenes pasó de 16 a 10 m. Este tipo de drenes se comenzó a utilizar en 1960. El material empleado fue el tubo de barro cilíndrico.

Al trazar la red de riego por el centro de las parcelas, éstas quedaron

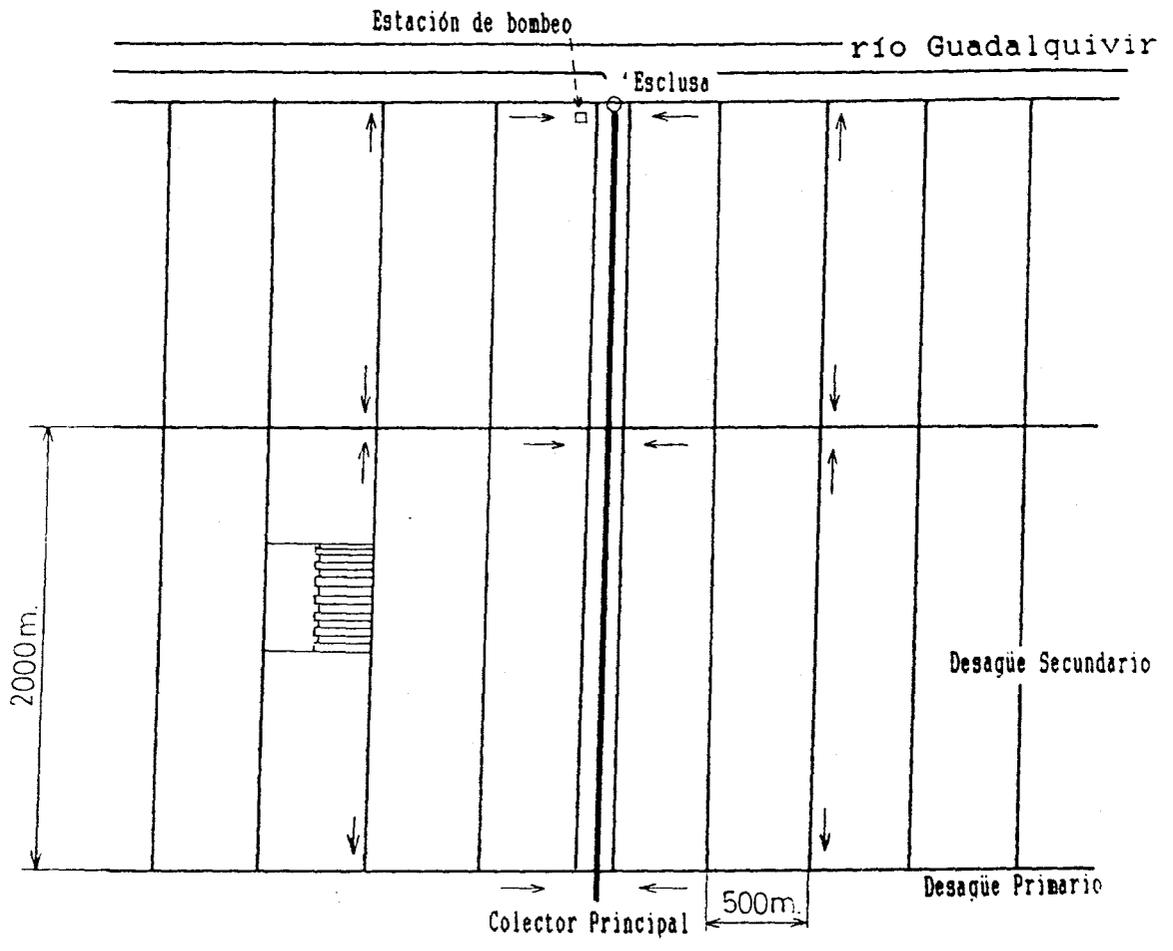


FIG II.5 RED DE DRENAJE

divididas en subparcelas de 25 ha. La red de caminos divide por último las subparcelas en dos partes de 12,5 ha que son los lotes asignados a cada colono.

## II.2. LA PARCELA EXPERIMENTAL

La parcela en estudio (P-2049) se encuentra situada en el sector B-XII, subsector C, de la margen izquierda del Guadalquivir, en el término municipal de Lebrija (Sevilla), que comprende unas 15.000 ha de estos suelos recuperados e integrados en la zona regable del bajo Guadalquivir (Fig. II.6 y II.7).

### II.2.1. DRENAJE DE LA P-2049

Esta parcela dispone de riego y cuenta con el sistema de drenaje subterráneo mediante tubos de barro cocido cilíndricos antes citado. Estos tubos tienen 10 cm de diámetro exterior, y un espesor de paredes de 1 cm. Esto deja una capacidad útil para el drenaje de 8 cm. La longitud de cada tubo es de 33,3 cm. Los drenes están situados a una profundidad que varía desde 0,7 a 1 m, y equidistan entre sí 10 m. Están orientados en dirección S-N y vierten al canal de drenaje o colector secundario que limita la parcela por su parte norte (Fig. II.8).

### II.2.2. DIFERENCIACION DEL SUELO DE LA P-2049

Según estudios de un grupo de investigadores del O.R.S.T.O.M. de París, el suelo observado en esta parcela presenta una diferenciación vertical importante y una débil diferenciación lateral. El estudio de estas variaciones se ha llevado a cabo por medio de la apertura de varios perfiles, localizados en la Fig. II.9, así como por la realización de numerosos sondeos.

#### II.2.2.1. Diferenciación vertical

La diferenciación vertical de este suelo se muestra principalmente en su color, estructura y porosidad. La textura (arcillo-limosa) y la naturaleza de las arcillas varían poco. Todo el perfil produce efervescencia tratado con HCl diluido, y tras el secado en superficie de terrones de suelo aparecen eflorescencias salinas blancas.

La diferenciación vertical puede describirse mediante la superposición de

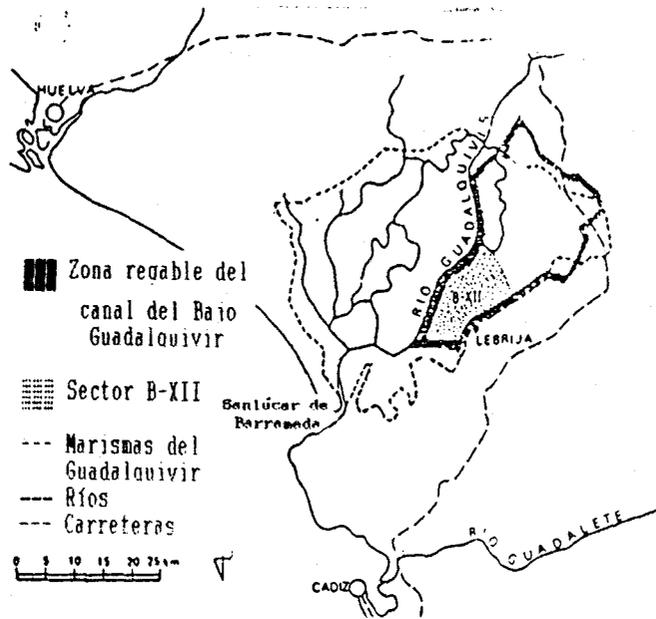


FIG II.6 LOCALIZACION DEL SECTOR B-XII

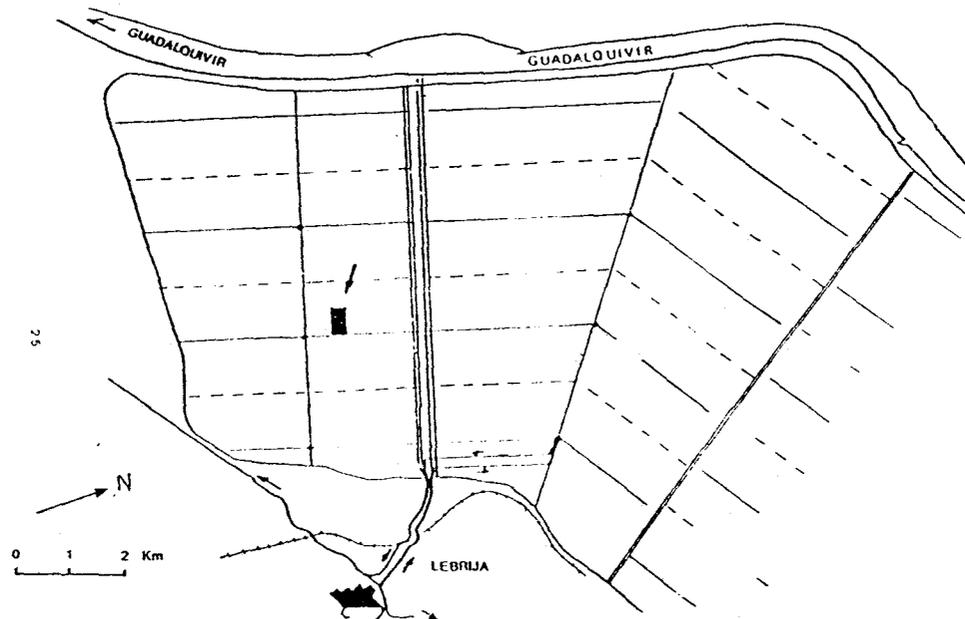


FIG II.7 LOCALIZACION DE LA PARCELA DENTRO DEL SECTOR

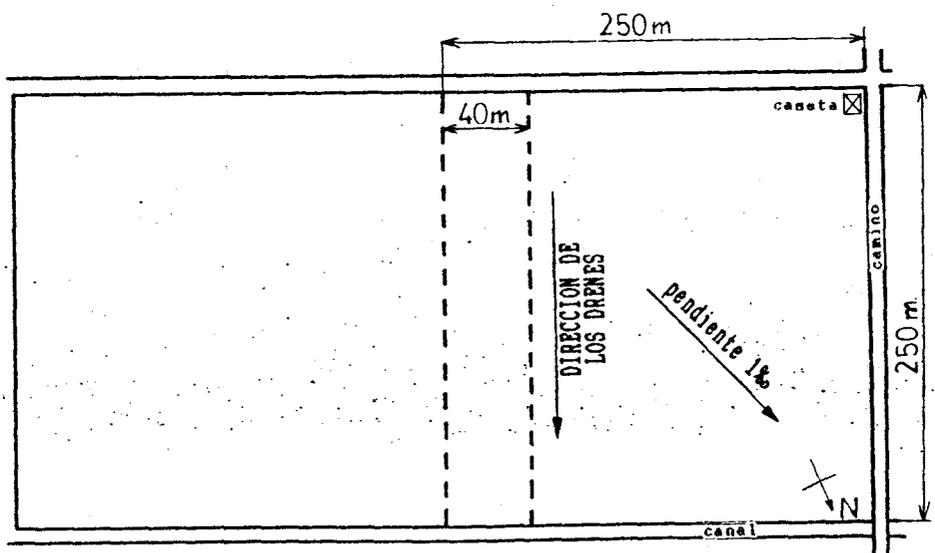
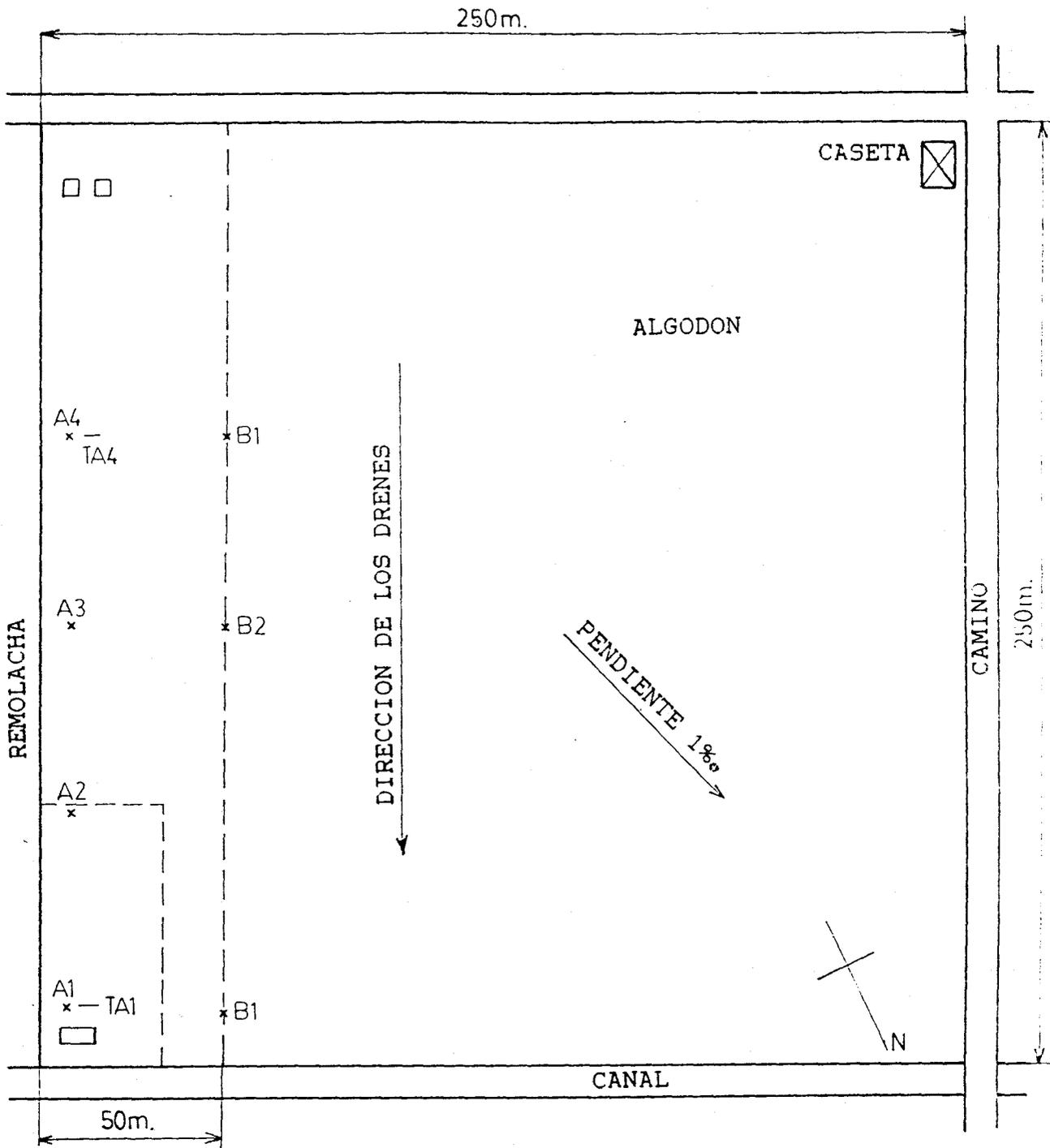


FIG II.8 PARCELA EXPERIMENTAL



- ○ HOYO o ZANJA
- × OBSERVACION CON BARRENA
- TRANSECT CON BARRENA

FIG II.9 LOCALIZACION DE LOS PUNTOS DE SONDEO

distintos horizontes (Fig. II.10):

- En la base, por debajo de 2,20 m de profundidad, se observa un material negruzco (n), saturado en agua, pastoso y salino (sondeo realizado hasta 3,5 m).

- Por encima de n, con 0,4 m de espesor, hay una transición de color y de consistencia que lleva a un horizonte pardo-malva (m) que presenta grandes fisuras verticales y oblicuas, así como gruesos poros tubulares verticales, rectilíneos, que se continúan en los horizontes superiores.

- Hacia 1 m de profundidad, sobre el horizonte m, se observan localmente puntos rojos milimétricos.

- Se pasa inmediatamente después a un horizonte herrumbroso (o) con un espesor entre 5 y 10 cm, formado por cúmulos de capas ferruginosas endurecidas alrededor de los poros verticales. Estas concreciones pueden llegar a ser más del 50 % del horizonte.

- Por encima, y hasta 0,6 m de profundidad, un horizonte pardo-rojizo (br), de estructura masiva, que pasa de forma brusca a un horizonte verde (v), discontinuo, constituido por volúmenes aplastados con espesor entre 5 y 10 cm y unos dm de largo, separados entre sí algunos metros, de estructura masiva.

- Del horizonte v se pasa a un horizonte pardo con estructura prismática (p) y con poros verticales tubulares. Presenta moteados negros de forma redondeada, de diámetros comprendidos entre 1 y 5 mm, y otros rojizos circulares de algunos mm de diámetro o de forma curvada de 0,5 a 1 mm de longitud y de espesor <1 mm. Se observa también la presencia frecuente de eflorescencias blancas de sales.

- Por encima de p, a partir de 0,4 m un horizonte pardo, con los mismos moteados negros y rojizos, de estructura cúbica (c).

- Entre 10 y 1 cm, un horizonte pardo, de estructura fina (A<sub>p</sub>), generalmente homogéneo, que puede contener algunos pequeños moteados de color negruzco, redondeados y de diámetro inferior al mm.

- En superficie, una corteza continua, de estructura escamosa y fisurada.

Además, en la época en que se llevó a cabo el estudio (Mayo, 1988), se podían observar, hacia los 0,4 m de profundidad, bolsas de lodo debidas probablemente al laboreo del suelo.

Esta diferenciación vertical fue estudiada en un perfil situado al nordeste de la parcela. El perfil tenía 1,8 m de profundidad. El estudio se prolongó por sondeo hasta los 3,5 m.

La sucesión vertical de colores y estructuras nos sugiere una pedogénesis de suelo salino (y quizás alcalino), muy relacionada con el drenaje original, a la que se

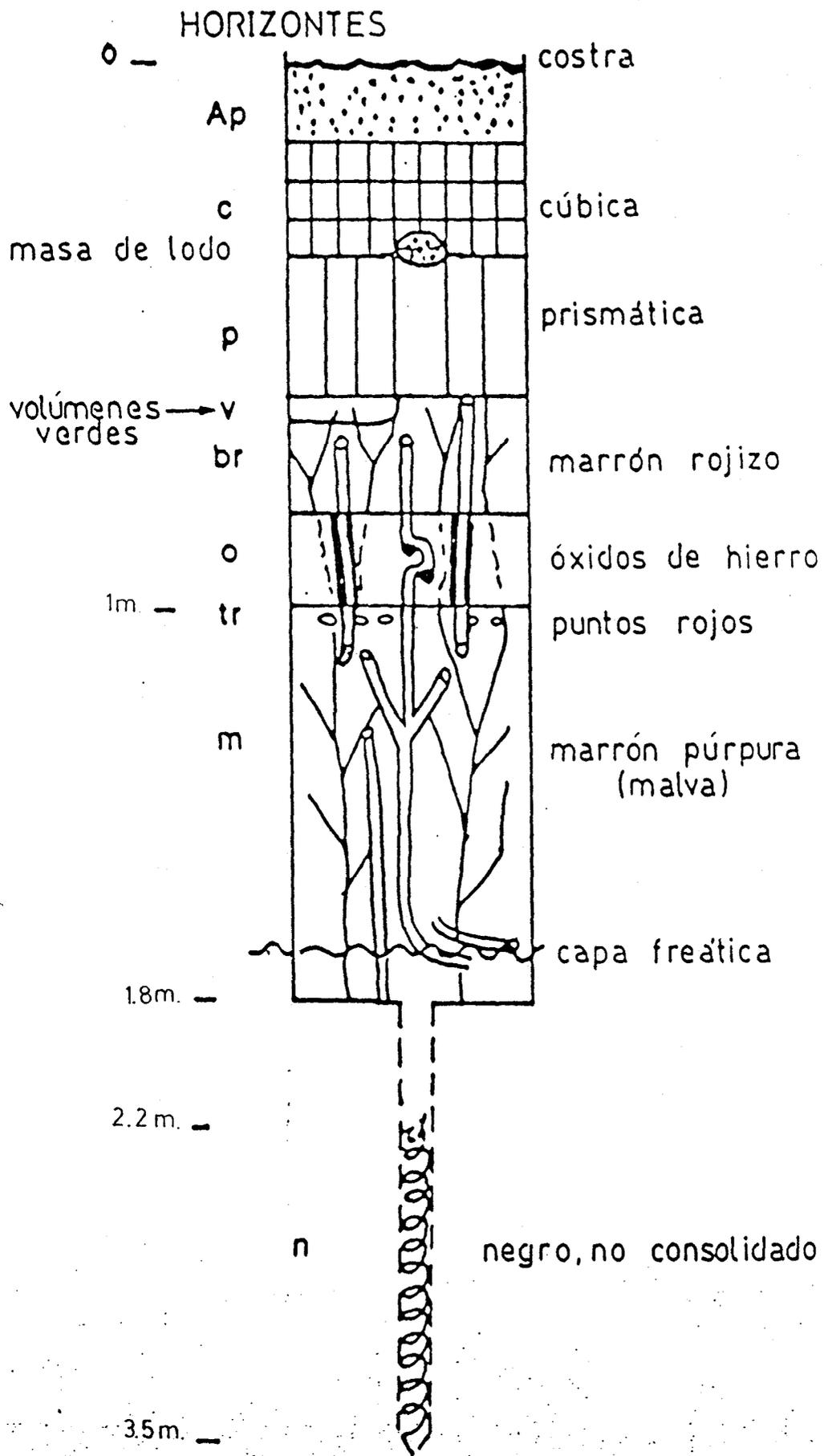


FIG II.10 DIFERENCIACION VERTICAL DEL PERFIL

superponen fenómenos de oxidación, consecuencia de los sucesivos acondicionamientos.

Con respecto al estudio de la porosidad de la parcela, se consideraron solamente los poros de tamaño grueso, detectables a simple vista (Fig. II.11). Para la reconstitución de la red porosa se distinguen poros de 1, 2 ó 3 dimensiones, (denominados respectivamente 1D, 2D y 3D), verticales (V), horizontales (H) o de orientaciones diversas (\*), permanentes (P) o temporales (S). Se distinguieron dos tamaños de poros.

- Corteza: Su porosidad es variable en función de la época del año y las prácticas de cultivo. No está estudiada.

- Horizonte  $A_p$ : su estructura fina da lugar a una porosidad isótropa importante, limitada por dos discontinuidades que reducen la filtración: la corteza superficial por arriba y la suela de labor por debajo.

- Horizonte c: los cubos, de 5 cm de tamaño, determinan una red isótropa de poros planos que debe ser eficaz en la transmisión de los flujos mientras que se mantenga la estructura temporal.

- Horizonte p: los prismas dan lugar a unos poros planos (2D) lisos u ondulados, principalmente verticales, que parecen permanentes. Además existen poros tubulares, también verticales, de varios milímetros de diámetro y que deben ser también permanentes (deducido de una cubierta verde pálida que presentan). Otros tubos, más pequeños (algunas décimas de mm de diámetro), a veces también recubiertos, desembocan en las caras de los prismas.

- Horizontes v y br: las caras de los poliedros y la base de los prismas anteriores determinan algunos huecos planos. Tubos verticales gruesos prolongan los de los horizontes que los rodean. Se repiten los pequeños poros, sin orientación preferencial, más abundantes que en la capa superior.

- Horizonte o: los gruesos tubos anteriores presentan una cubierta ferruginosa perecedera. Algunos están colmatados con una cubierta férrica, y se comunican con tubos cercanos.

- Horizonte m: continúan los tubos gruesos (1D) y poros grandes planos (2D). Los tubos, con un diámetro comprendido entre 2 y 5 mm, tienen una zona hueca central, una cubierta interna gris y una externa rojiza. Son verticales, rectilíneos, de densidad variable: 20/dm<sup>2</sup> de media, pero que localmente puede ser de hasta 1/cm<sup>2</sup>. Estas concentraciones locales corresponden a haces de poros homodiamétricos, que convergen hacia abajo recordando las partes aéreas de las plantas. Hacia 1,5 m de profundidad, algunos tubos se curvan hasta formar una red horizontal discontinua.

HORIZONTES		POROS PRINCIPALES				POROS SECUNDARIOS			
		forma	diámetro	dirección	durabilidad	forma	diámetro	dirección	durabilidad
Ap	costra	3D	> mm		S	3D	< mm		S
c		2D	"		S				
		3D	"		S				
p		2D	"			1D	< mm		?
v		1D	> mm		P	1D	< mm		P
br		1D	"		P	2D	< mm		P
o		1D	"		P				
tr									
m		1D	> mm		P	2D	mm		P
		1D	"		P				
		1D	"		P				
n		?	?	?	?	?	?	?	?

SISTEMAS DE POROS (observaciones de campo)

1D, 2D, tubulares, grietas planas  
 3D, grietas tri-dimensionales

orientación vertical, horizontal  
 S, P estacionales, permanentes

FIG II.11 ESQUEMA DE LA POROSIDAD DEL PERFIL

Los grandes huecos planos, de entre 1 y 2 dm<sup>2</sup> de superficie, constituyen las caras de grandes prismas que se curvan y se conectan a sus bases en diedros agudos. Estos huecos, con aire en la franja capilar, deben retardar la ascensión capilar.

Como conclusión, respecto al sustrato de la capa trabajada, es decir, los horizontes con poros permanentes p, v, br, o y m, los sistemas porosos anteriormente descritos suscitan las siguientes impresiones:

- los tubos gruesos verticales están interconectados con los huecos planos del horizonte m
- sus interiores están en parte saturados, y por tanto el flujo en los huecos planos es concentrado (1D) y tortuoso
- estos poros, saturados de aire hasta 1,8 m de profundidad, impiden el ascenso capilar
- los poros gruesos, interconectados, deberían proporcionar una conductividad hidráulica importante, regulada por los estrechamientos: tubos del horizonte o y grietas del horizonte m. Sin embargo, también es posible que la red porosa gruesa sea poco eficaz en la filtración o incluso que estuviera cerrada y obturada con aire
- en profundidad, al nivel de la capa freática (1,5 m) aparece una componente horizontal
- por último, es importante conocer y considerar la organización del sustrato no trabajado para comprender el funcionamiento hídrico de la capa trabajada.

#### II.2.2.2. Diferenciación lateral

La diferenciación lateral queda reflejada, además de en la existencia del horizonte verde discontinuo, en la de unos bloques herrumbrosos, cuya alineación interrumpe el horizonte br en las cercanías del dren.

También se han observado en la parcela variaciones en el espesor y la profundidad de los horizontes, y sobre todo en la hidromorfología.

Los reconocimientos con barrena efectuados en marzo de 1988 por ORSTOM hicieron sospechar la existencia de una diferenciación relacionada con los drenes (situados cada 10 m). Por ello, durante la visita a la parcela de un grupo de pedólogos de ORSTOM en mayo de 1988 se realizó un estudio en continuo de una franja transversal de terreno que cubría desde un dren hasta el interdren vecino (longitud 6 m). El terreno disponible para este estudio estaba situado cerca de una fosa de drenaje y había experimentado algunos problemas de inundación. Sin

embargo, la diferenciación lateral observada en este lugar parecía preexistir a estas visicitudes. Esta consiste principalmente en la presencia en las cercanías del dren (menos de 3 m) de un horizonte formado por bloques de herrumbre espaciados (Fig. II.12). Este horizonte está superpuesto a los horizontes br y o, de los que toma el hierro. Parece por tanto que existe una zona de oxidación en las cercanías del dren enterrado a una profundidad de 0,9 m.

Además de esta oxidación, la proximidad inmediata del dren muestra también perturbaciones resultado de su instalación: retroceso del horizonte p y presencia por debajo del dren de un bloque en forma de cuña compuesto de tierra fina, como el horizonte Ap.

También hay que destacar que el suelo de esta franja presenta hacia 40 cm de profundidad, en el horizonte p, pequeños bloques (milimétricos) redondeados, negros, con herrumbre difusa, manifestando también condiciones hidromorfas con segregación de hierro. Este fenómeno no está motivado por la presencia del dren, sino relacionado con una disminución de la velocidad de filtrado de las aguas de superficie.

Los otros transects que van desde un dren hasta un interdren en la parcela (estudios llevados a cabo en Marzo 1988) mostraron una disposición algo diferente en la zona con cúmulos herrumbrosos.

Parece que no hay un solo tipo de diferenciación relacionada con los drenes, sino varios según que la instalación evacue o recoga aguas infiltradas, hecho que puede variar en el tiempo con la impermeabilidad de la conducción hecha de tubos cerámicos ensamblados.

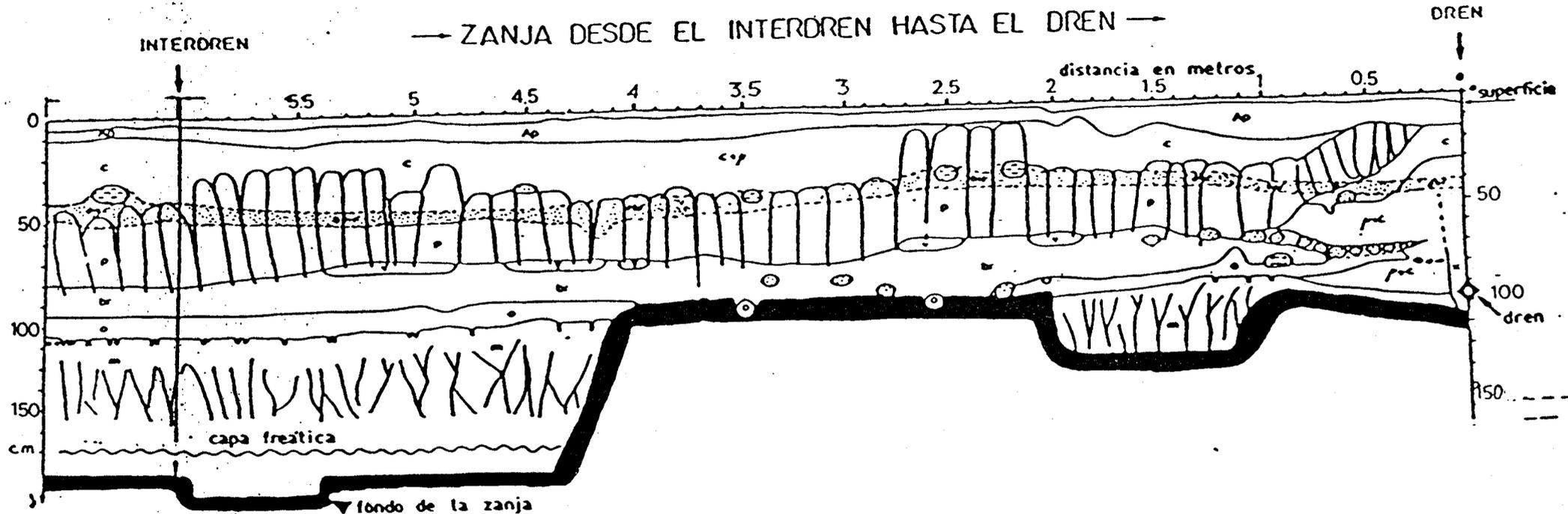
La capa freática que se forma alrededor del dren en el momento de la apertura de la zanja está alimentada por el agua que viene de arriba por los drenes.

El horizonte verde discontinuo, cuya organización viene mostrada en el corte de la Fig. II.12, es independiente de la red de drenes enterrados. Su presencia en la corteza del suelo tampoco puede explicarse con el estudio de los otros transects (Fig. II.13), ni con el estudio en continuo de las fosas de drenaje. Sólo puede constatarse que siempre aparece sobre un horizonte pardo-rojizo continuo.

### II.2.2.3. Variación en el conjunto de las Marismas

Respecto a las variaciones en el conjunto de las Marismas, la parcela 2049 presenta una débil pendiente (0,1 %) hacia el N-NO.

A la escala de las Marismas, la diferenciación principal actual es una



masa de lodo

zona de maxima concentración de volúmenes negros milimétricos

masa de herrumbre

p+c marrón 10YRS/2 + puntos de óxido estructura fina

x marrón 10YRS/2 estructura fina

FIG II.12 DIFERENCIACION LATERAL DEL PERFIL

PARCELA 2049

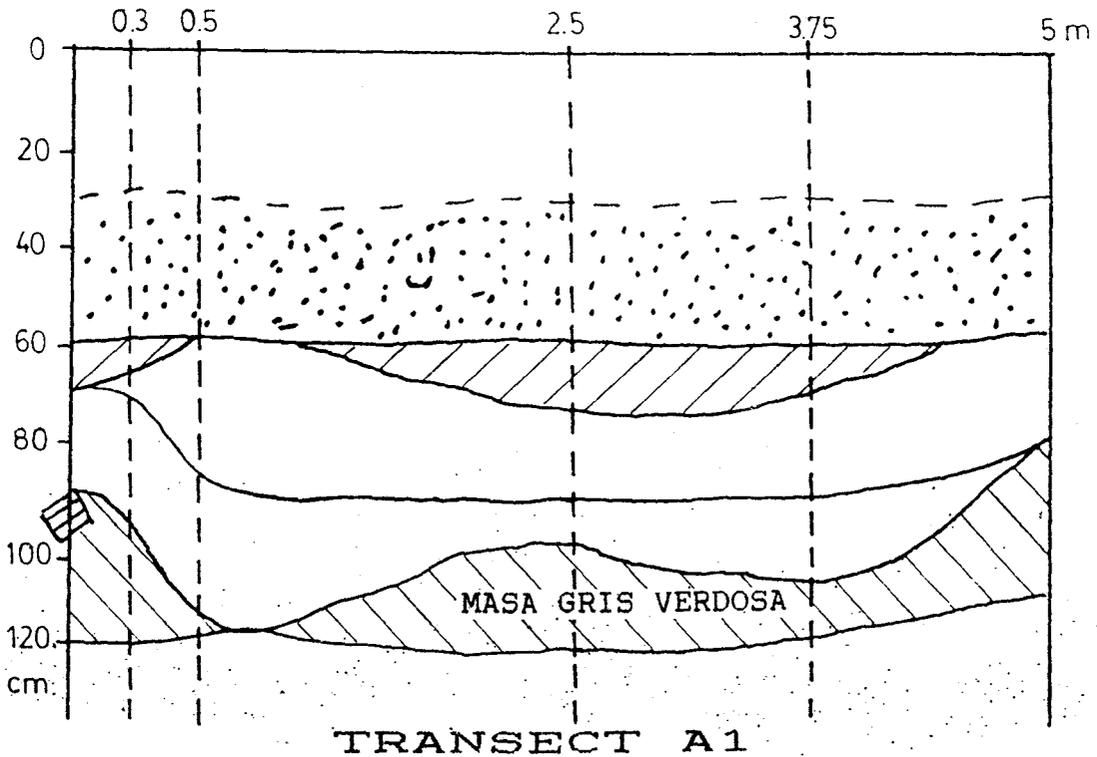
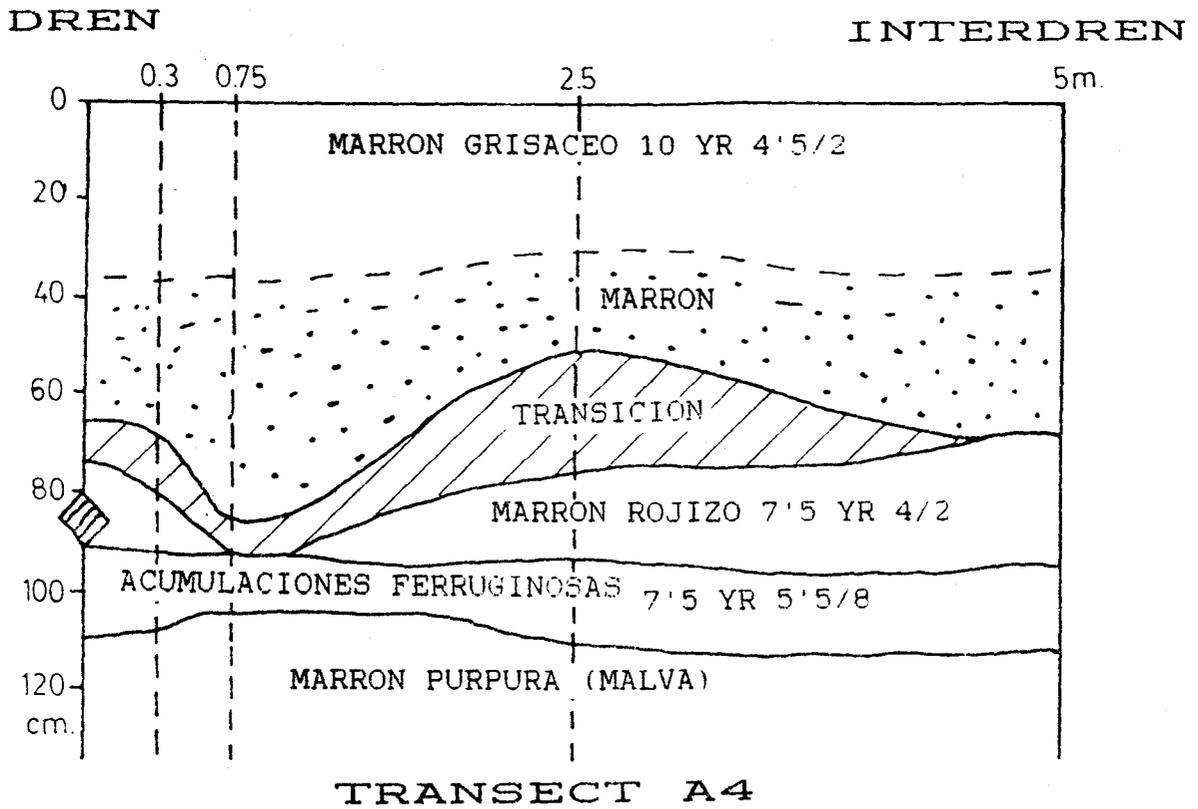


FIG II.13 DIFERENCIACION DREN-INTERDREN

pendiente hacia el oeste, desde el pie de las colinas hasta el río Guadalquivir (desnivel total de 5 m, pendiente media de 0,06 %). No se dispone de observaciones en continuo a lo largo de este eje.

Pueden utilizarse sin embargo las descripciones de perfiles en distintos puntos de las Marismas de Lebrija. La Fig. II.14 nos muestra las principales diferencias entre estos perfiles y el descrito en la parcela 2049:

- Cerca de las colinas (parcela Meteo) el suelo es más rojo, más calcáreo y sin cúmulos herrumbrosos.

- En el lado opuesto, cerca del río Guadalquivir, el suelo, que presenta guijarros, es más hidromorfo (gley profundo en D, pseudo gley en E y concreciones en P2).

- La parcela 3073 presenta sin embargo los mismos horizontes principales que la parcela 2049, y esta homogeneidad en el seno de las Marismas ha sido comprobada mediante el examen de numerosas fosas de drenaje donde el suelo es visible en continuo a lo largo de más de 1 m de profundidad. De esta manera se aprecia mejor la representatividad de la zona experimental.

La variación debida a la presencia de la capa verde, que parece aleatoria en la parcela 2049 por ser discontinua, se hace más comprensible gracias al transect (barrena) en F. Se detecta un horizonte verde continuo y superficial que parece transformarse en su base en un horizonte pardo-rojizo. Esta transformación podría estar relacionada con una mejora del drenaje en profundidad.

### II.2.3. DENSIDAD APARENTE DEL SUELO DE LA P-2049

En los suelos arcillosos, el agrietamiento e hinchamiento asociados a la extracción o adición de agua cambia la densidad aparente del suelo, así como la distribución del tamaño de poros. La forma y magnitud de los procesos de contracción de los agregados del suelo durante el secado está determinada por el contenido de arcilla, mineralogía, capacidad de intercambio y composición del complejo de intercambio, así como por el contenido de materia orgánica (Murray y Quirk, 1980).

Los procesos de agrietamiento en suelos arcillosos condicionan el uso de los mismos. Es importante, por tanto, conocer los cambios de volumen del suelo.

El suelo en estudio muestra una importante variación de la densidad aparente entre los estados de máximo y mínimo contenido de agua debido a los procesos de hinchamiento y contracción que presentan (Moreno y col., 1981). Por estas razones,

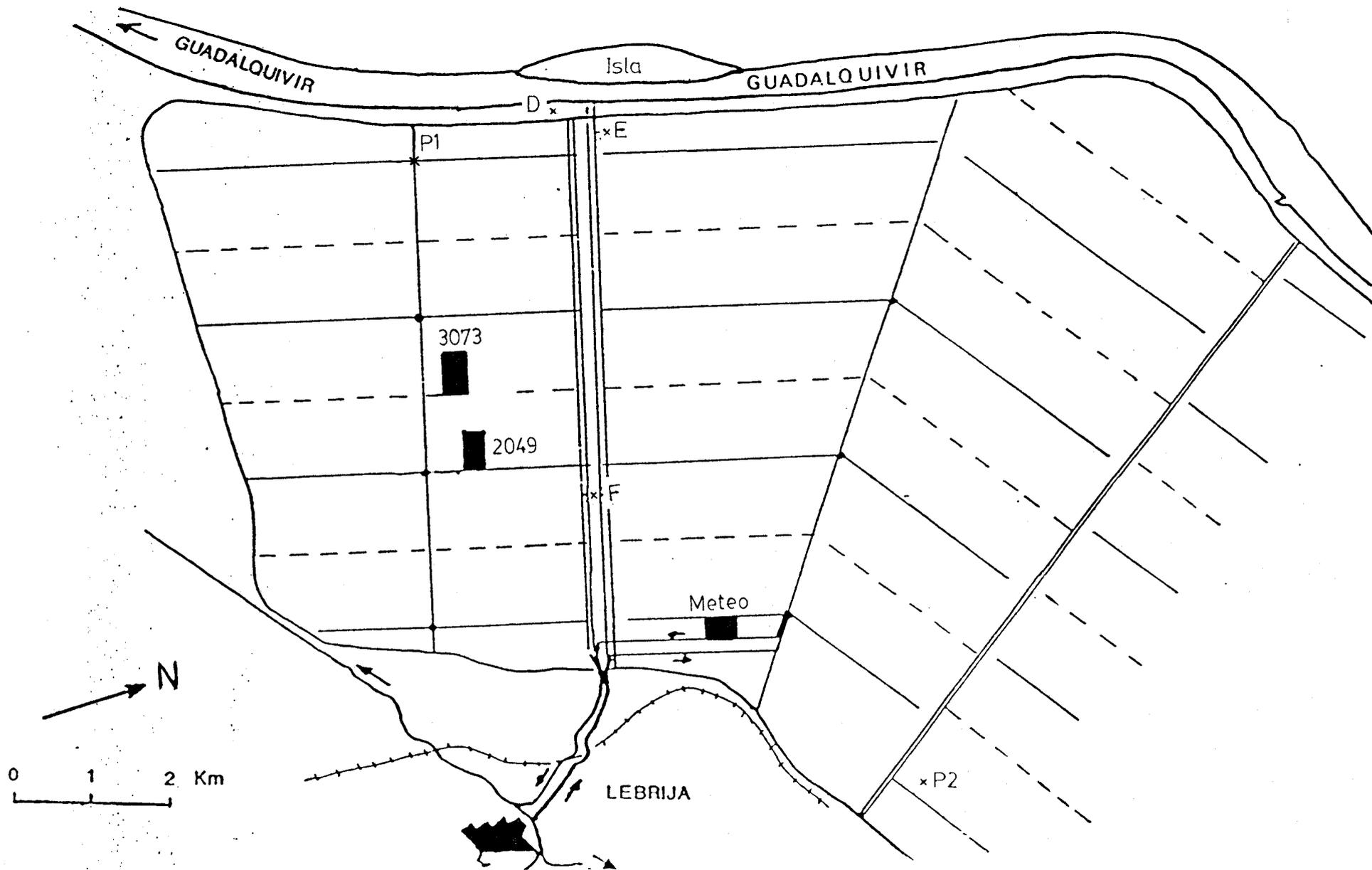


FIG II.14 DIFERENCIACION LATERAL DEL SECTOR

al secarse el suelo, se forma un sistema de grietas interconectadas que se extienden en profundidad, dejando entre sí unos bloques prismáticos de suelo de una elevada microporosidad.

Según un estudio realizado por el IRNAS (Andreu, 1992), una evaluación de la distancia entre grietas y de la amplitud de las mismas, varios días después de un riego, mostró un valor medio de  $7,1 \pm 1,5$  cm para la separación entre grietas y de  $1,2 \pm 0,2$  cm de anchura de las mismas cuando los riegos están más distanciados. En el mismo estudio se observó que la densidad aparente del suelo disminuye a medida que aumenta el contenido de humedad, variando desde  $1,9 \text{ g/cm}^3$  a  $1,3 \text{ g/cm}^3$ , lo que supone una expansión de hasta el 46 % del volumen de las muestras. La densidad de la fase sólida resultó ser de  $2,7 \text{ g/cm}^3$ .

#### II.2.4. OTROS PARAMETROS FISICOS DE LA P-2049

Sobre la P-2049, Andreu (1992) realizó estudios físicos del potencial mátrico relacionado con el contenido de humedad y de la conductividad hidráulica saturada que podrían resumirse como sigue:

De las curvas que relacionan el potencial mátrico del suelo con el contenido de humedad del mismo, deduce que el suelo en estudio tiene una elevada capacidad de retención de agua. Para una determinada succión, la retención de agua aumenta con la profundidad, hecho que Andreu relaciona con un cambio en la composición de la solución del suelo, al ser más abundantes los cationes monovalentes como el sodio que favorecen el hinchamiento y por tanto la retención de agua. De los estudios realizados por Andreu con las cámaras de presión de Richards, se dedujo que gran parte del agua está fuertemente retenida, por lo que sólo un pequeño porcentaje es utilizable por las plantas. Este porcentaje de agua utilizable disminuye con la profundidad.

Según Andreu, la conductividad hidráulica saturada  $K_s$  (factor de proporcionalidad entre la densidad de flujo y el gradiente hidráulico), determinada por medidas en laboratorio con columnas inalteradas y en el campo por el método del hoyo de barrena, es baja como cabe esperar de la textura pesada de estos suelos, y disminuye con la profundidad llegando a ser el suelo casi impermeable en los estratos inferiores, como refleja la Tabla II.1. Los bajos valores de  $K_s$  pueden deberse al hecho de que la zona inferior del perfil permanece gran parte del tiempo saturada, lo que unido al alto porcentaje de sodio intercambiable, provoca una pérdida de estructura por hinchamiento y dispersión de las arcillas.

Tabla II.1.

**Conductividad hidráulica saturada del suelo a distintas profundidades.**

<u>Profundidad (cm)</u>	<u>K<sub>s</sub> (cm/d)</u>
5 - 40	11
84 - 175	4

La porosidad efectiva, por su parte, varía entre el 11 y 18 %. Esta gran variación se explica por los continuos cambios de la estructura y de la porosidad como consecuencia de los procesos de contracción e hinchamiento asociados a los procesos de secado y humectación de las arcillas. También se observó una tendencia de la conductividad hidráulica a disminuir con el tiempo de drenaje, igual que la porosidad efectiva. Esto se explica debido a que antes del riego el suelo está agrietado, de manera que el agua pasa por las grietas hasta el sistema de drenaje. Al saturarse el suelo, las grietas se van cerrando y la conductividad disminuye. De aquí se deduce la importancia en este tipo de suelos del sistema de grietas para el drenaje del mismo.

**II.3. TRABAJO EXPERIMENTAL****II.3.1. ELECCION DE LA PARCELA EXPERIMENTAL**

Dentro del sector B-XII, se llevó a cabo un estudio para determinar la homogeneidad de la zona. En tres parcelas de dicho sector (P-3073, P-2049 y P-Cooperativa), escogidas de acuerdo con los resultados obtenidos por Moreno y col (1981), se tomaron muestras de suelo con barrena en dos direcciones perpendiculares entre sí a cuatro profundidades (0-30, 30-60, 60-90 y 90-120 cm). En dichas muestras se estudiaron los siguientes parámetros:

- 1) Granulometría por el método del hidrómetro (Gee y Bauder, 1979)
- 2) Contenido en materia orgánica por el método de Walkley y Black, (1934)
- 3) Conductividad eléctrica (CE) en extractos 1:5 suelo:agua.

Asimismo, a algunas de estas muestras se les determinó la composición

mineralógica de la fracción arcilla.

### II.3.2. CARACTERIZACION DE LA PARCELA EXPERIMENTAL

Con objeto de estudiar la variabilidad espacial de la parcela 2049, se trazó dentro de ella una malla de muestreo de 6 x 6 puntos, separados entre sí 5 m en la dirección paralela al canal de drenaje y 10 m en la dirección perpendicular a éste (Fig. II.15). En cada punto se tomaron muestras de suelo a tres profundidades (0-30, 30-60 y 60-90 cm), en las que se determinaron los siguientes parámetros: contenido de agua, contenido de carbonatos y CE y contenido de Na<sup>+</sup> de los extractos 1:5.

A partir de los resultados de CE y Na<sup>+</sup> en los extractos 1:5 se eligieron muestras de suelo, en todo el intervalo de salinidad, en las que se llevó a cabo un análisis completo de las mismas (Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, alcalinidad, Cl<sup>-</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>) en los extractos de pasta saturada. En estas mismas muestras se determinó la capacidad de intercambio catiónico y el contenido de bases intercambiables de los suelos.

### II.3.3. PRIMER PERIODO (MARZO 1988-MARZO 1989)

#### II.3.3.1. Siembra

Al comienzo de la experiencia, en marzo de 1988, la parcela experimental fue cultivada con algodón, (siembra 25/03/88) quedando un rectángulo de 80 x 40 m sin cultivo, que se denominará zona desnuda (Fig. II.15). Durante los días 10/11/88 y 25/11/88 se llevó a cabo la recogida del algodón.

#### II.3.3.2. Implementación

En la parcela 2049 se acotó una subparcela de 250 x 40 m que comprendía la zona desnuda, sobre la que se instalaron en junio de 1988 los siguientes dispositivos de medida (Fig. II.15):

A) Tubos de acceso para sonda de neutrones, para la medida del perfil hídrico del suelo por debajo de 20 cm de profundidad. De la información obtenida se obtienen las curvas de evolución del mismo.

B) Baterías de tensiómetros, para la medida del potencial hídrico, succión y dirección del flujo. De la información obtenida se obtienen las curvas de evolución de los perfiles de carga hidráulica.

C) Piezómetros, para la determinación del nivel de la capa de agua freática.

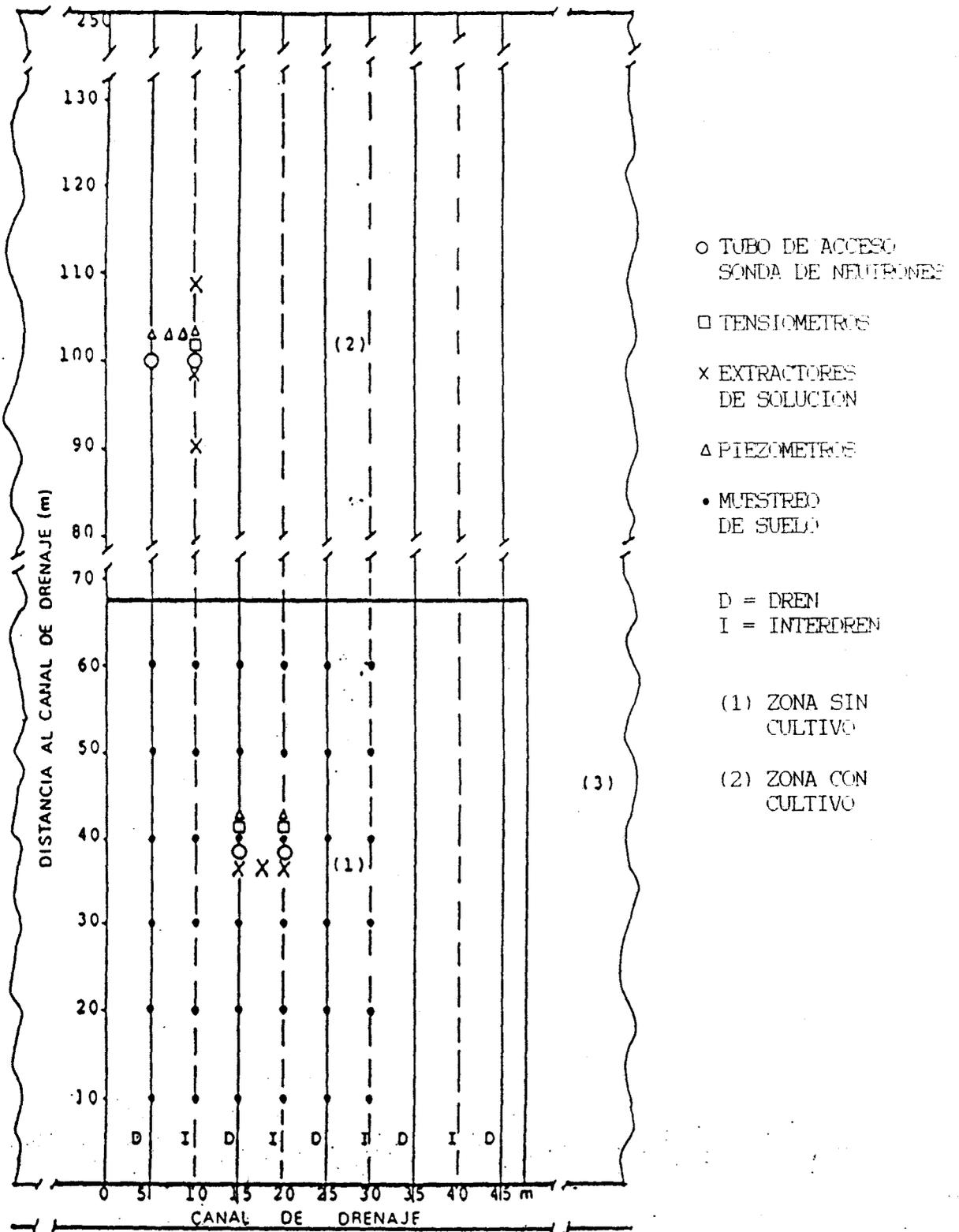


FIG II.15 INSTRUMENTACION DE LA PARCELA, AÑO 1988

Se utilizan al mismo tiempo para la obtención de muestras de agua freática, que son analizadas en el laboratorio. En la primera implementación de la parcela se dispuso de cuatro piezómetros (P1, P2, P3, P4) de 1,5 m de profundidad, con el metro inferior del tubo perforado. Los piezómetros P1 y P2 se encontraban situados a 40 m del canal de drenaje, sobre las líneas de dren y de interdren respectivamente. Los piezómetros P3 y P4 se encontraban situados a 100 m aproximadamente del canal de drenaje, el primero en interdren y el segundo en dren.

D) Extractores de solución, para la obtención de muestras de agua del suelo. En esta primera experiencia se dispuso de seis baterías de extractores de solución, cada una de las cuales contaba con tres extractores situados a 30, 60 y 90 cm de profundidad. Las baterías de extractores E1, E2 y E3 se encontraban situadas a 40 m del canal de drenaje, la primera en la línea del dren, la E3 en la de interdren y la E2 entre ellas. Las tres baterías restantes (E4, E5 y E6) se encontraban sobre una línea de interdren, a 90, 100 y 110 m del canal de drenaje respectivamente.

### II.3.3.3. Riego y precipitación

En este área, los principales tipos de riego son por gravedad o aspersión, de acuerdo con la conveniencia de los cultivos y la disponibilidad de agua. También en algunas zonas es posible el riego por goteo. Para el agodón, se suelen dar uno o dos riegos de nascencia por aspersión y el resto de los riegos por surcos.

Para el riego por aspersión, desde una tubería enterrada situada en el límite entre dos parcelas y con hidrantes cada 84 m, se colocan perpendicularmente alas móviles de riego que cuentan con aspersores cada 12 m. Estas alas se van desplazando de 12 en 12 m hasta regar toda la parcela (Fig. II.16).

Para el riego por surcos, se dispone de una tubería de polietileno extendida a lo largo de la cabecera de la parcela con aberturas en surcos alternos. Los surcos tienen 250 m de longitud (anchura de la parcela) y una pendiente del 1 por mil. Con este sistema se riegan al mismo tiempo unas 2 ha (Fig. II.16), dándose por finalizado el riego cuando el agua llega al extremo de la parcela.

La parcela en esta ocasión recibió un primer riego por aspersión en su zona cultivada el día después de la siembra (26/03/88), mientras que la subparcela desnuda quedó en condiciones de secano.

Las fechas, el tipo de los restantes riegos y la cantidad de agua aportada a la parcela cultivada se recogen en la Tabla II.2. La Tabla II.3 recoge las precipitaciones durante este primer período.

CONJUNTO DE CUATRO PARCELAS

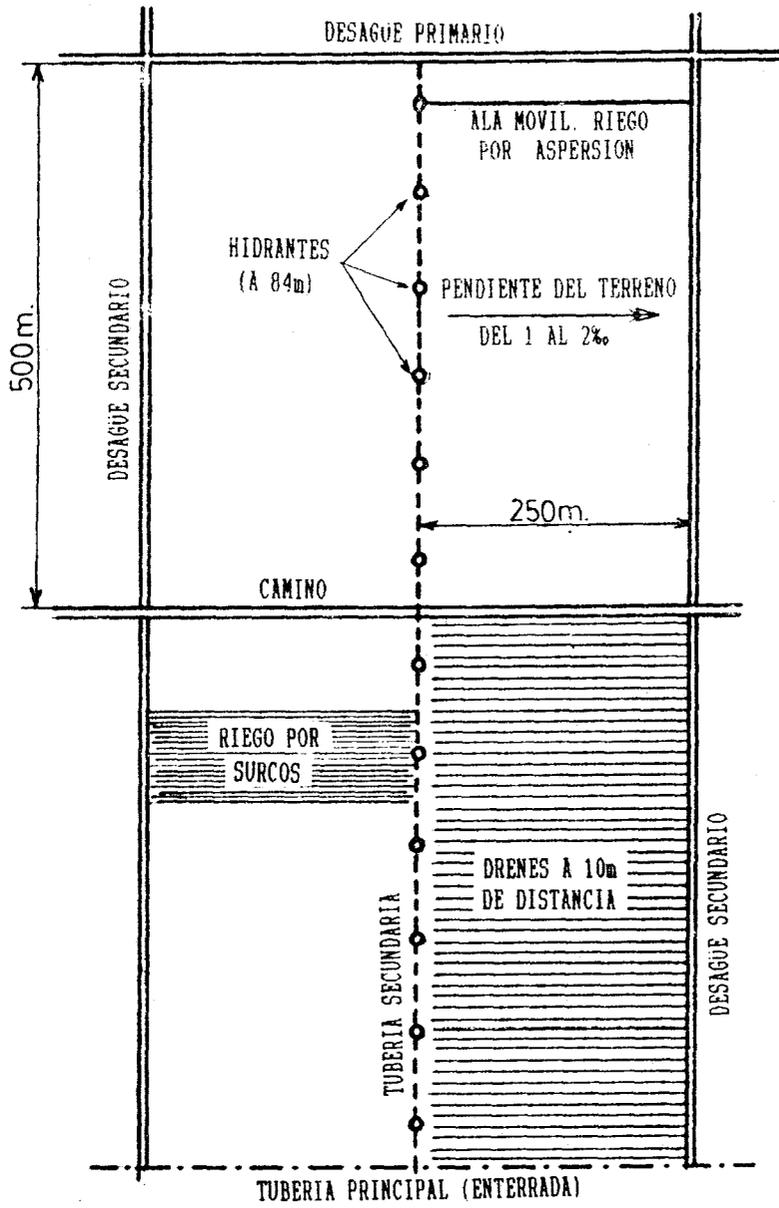


FIG II.16 ESQUEMA DE RIEGO

Tabla II.2.

**Fecha, tipo de riego y cantidad de agua aportada durante el primer período experimental (marzo 1988 - marzo 1989).**

<b>FECHA</b>	<b>TIPO DE RIEGO</b>	<b>mm</b>
26/04/88	Aspersión	-
26/05/88	Aspersión	-
12/07/88	Surco	60
22/07/88	Surco	60
02/08/88	Surco	60
14/08/88	Surco	60
26/08/88	Surco	60
05/09/88	Surco	60
15/09/88	Surco	60

Tabla II.3.

**Precipitaciones durante el primer período experimental (marzo 1988 - marzo 1989).**

<b>FECHA</b>	<b>PRECIPITACION (mm)</b>	<b>FECHA</b>	<b>PRECIPITACION (mm)</b>
26/06/88	8,0	06/01/89	2,0
11/10/88	8,2	10/01/89	2,1
14/10/88	20,2	11/01/89	6,0
17/10/88	9,0	26/01/89	15,5
18/10/88	14,5	07/02/89	3,0
08/11/88	1,5	09/02/89	9,0
10/11/88	8,9	20/02/89	11,0
20/11/88	2,2	22/02/89	7,0
23/11/88	10,5	24/02/89	17,0
26/11/88	4,0	26/02/89	7,0

#### II.3.3.4. Toma de muestras de suelo

Como primera aproximación a la situación del terreno al comienzo del primer período experimental, se consideró suficiente el muestreo realizado en la malla de la parcela desnuda descrito en el apartado II.3.2.

#### II.3.3.5. Toma de muestras de agua

A partir de la primera semana de Julio de 1988 (07/07/88) se comenzó una toma sistemática de muestras del agua de los extractores de solución, así como del agua de la capa freática obtenida a través de los distintos piezómetros, que se continuó a lo largo de todo el período.

Durante todo el período experimental, se tomaron muestras del agua de riego.

### II.3.4. SEGUNDO PERIODO (MARZO 1989- MARZO 1990)

#### II.3.4.1. Siembra

En el segundo año de cultivo, la siembra se efectuó el 09/03/89, en toda la parcela 2049, incluida la subparcela que en el período anterior se mantuvo desnuda. Durante la primera semana de octubre se llevó a cabo la recogida del algodón.

#### II.3.4.2. Implementación

Durante el mes de abril se realizó un cambio en la instalación de los aparatos de la parcela, quedando como muestra la Fig. II.17. Los extractores que se encontraban en la subparcela desnuda durante 1988 sólo sufrieron cambios en la nomenclatura, manteniéndose en las mismas posiciones. Los demás extractores se colocaron en una línea de dren. Se añadieron nuevos piezómetros y tubos de acceso para la sonda de neutrones. A la salida de uno de los drenes de la subparcela experimental se instaló un limnígrafo para registrar los caudales de drenaje.

#### II.3.4.3. Riego y precipitación

Tras la siembra se aplicó a toda la parcela un primer riego por aspersión (14/03/89).

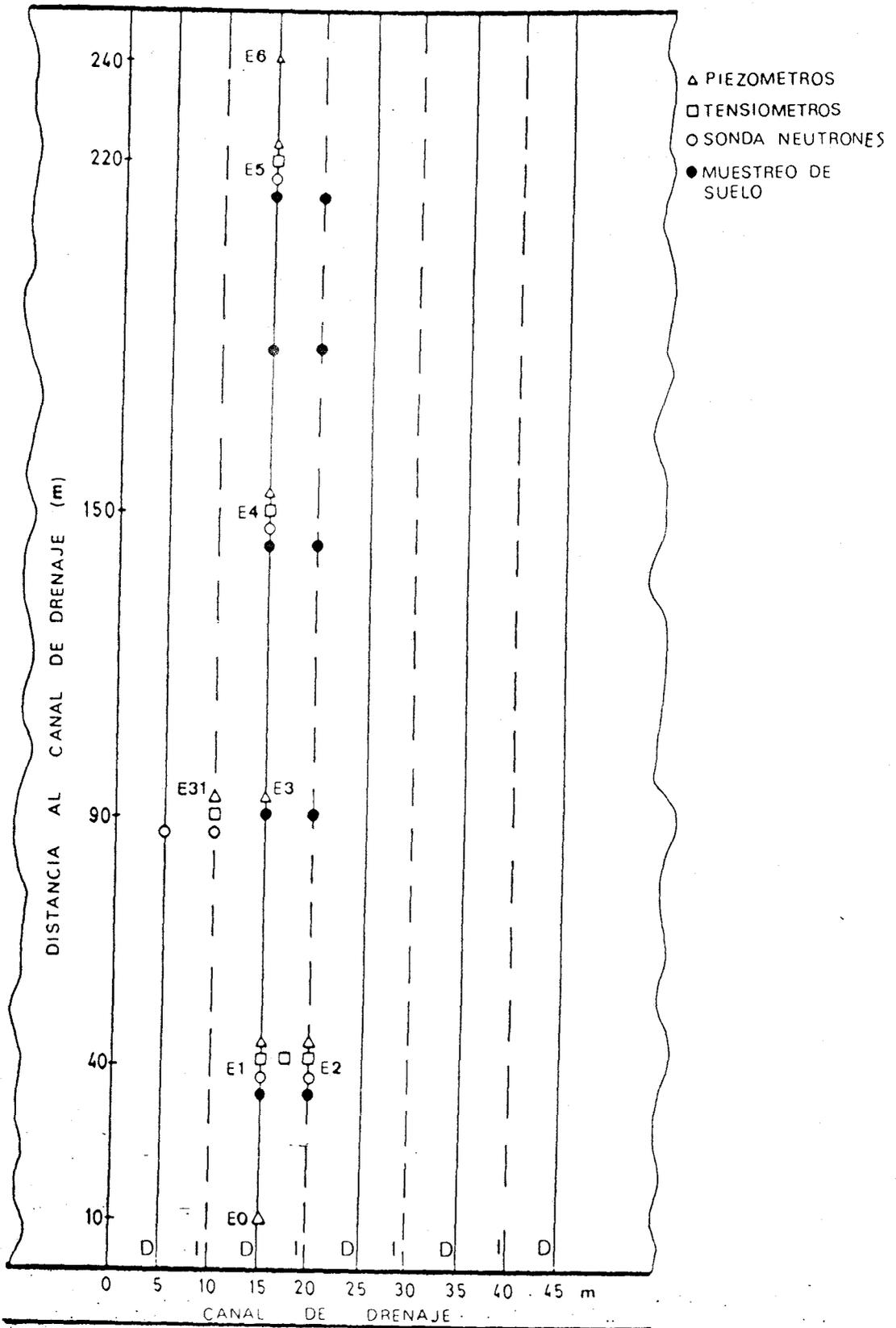


FIG II.17 INSTRUMENTACION DE LA PARCELA AÑO 1989 Y 1990

Debido a las restricciones de agua causadas por la sequía del año anterior, todos los riegos a los que fue sometida la parcela durante este período fueron por aspersión.

Las fechas y la cantidad de agua aportada por cada riego a la parcela se recogen en la Tabla II.4. La Tabla II.5 recoge las precipitaciones durante este período.

Tabla II.4.

**Fecha y cantidad de agua aportada por el riego durante el segundo período experimental (marzo 1989 - marzo 1990).**

<b>FECHA</b>	<b>mm</b>	<b>FECHA</b>	<b>mm</b>
14/03/89	40	16/07/89	49
09/05/89	40	03/08/89	49
27/05/89	40	04/08/89	49
25/06/89	60	16/08/89	49
04/07/89	80	17/08/89	49
15/07/89	49	26/08/89	80

Tabla II.5.

**Precipitaciones durante el segundo período experimental  
(marzo 1988 - marzo 1989).**

<b>FECHA</b>	<b>PRECIPITACION (mm)</b>	<b>FECHA</b>	<b>PRECIPITACION (mm)</b>
28/03/89	2,5	30/11/89	7
08/04/89	31	04/12/89	14
09/04/89	22	05/12/89	17
22/05/89	6	07/12/89	14
23/05/89	7	08/12/89	10
05/09/89	3	12/12/89	4
07/09/89	3,5	17/12/89	10
13/10/89	14	18/12/89	11
15/10/89	21	26/12/89	30
27/10/89	11	29/12/89	4
14/11/89	29	01/01/90	25
21/11/89	100	03/01/90	19
22/11/89	26	23/01/90	14
23/11/89	10	28/01/90	7
26/11/89	10	29/01/90	5

#### II.3.4.4. Toma de muestras de suelo

Durante este segundo año de experimentación se realizó un seguimiento intensivo de la salinidad del suelo de la parcela en el período comprendido entre dos riegos, abarcando desde el día anterior al riego (14/07/89) hasta el anterior al siguiente (15/07/89). Se tomaron muestras de suelo en 10 puntos de la parcela, cinco situados en posición dren y cinco en interdren, a las profundidades 0-30 cm, 30-60 cm y 60-90 cm (Fig. II.17).

A las treinta muestras tomadas en cada fecha se les determinó el contenido de agua, la CE, el pH y las concentraciones de  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$  en el extracto 1:5. De estas 30 muestras se eligieron 18 (tres puntos en dren y tres en interdren, a cada profundidad) en los que se llevó a cabo el análisis completo de cationes solubles en el extracto de pasta saturada y la determinación de la capacidad de intercambio catiónico y de las bases intercambiables. Este último estudio se llevó a cabo en las dos primeras fechas, justo antes y después del primero de los riegos.

#### II.3.4.5. Toma de muestras de agua

Durante el seguimiento intensivo se tomaron muestras de solución del suelo de los 18 extractores de solución (6 puntos y 3 profundidades), así como agua de los piezómetros en varias fechas de este período. A todas las muestras se les realizó un análisis de CE, el pH y los contenidos en  $\text{Na}^+$  y en  $\text{Cl}^-$ .

Durante este período se tomaron también muestras del agua de riego a las que se les realizó un análisis completo (pH, CE, alcalinidad,  $\text{SO}_4^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Na}^+$  y  $\text{K}^+$ ), se midió en continuo, mediante el limnógrafo instalado a tal efecto, el caudal de drenaje de la parcela hasta que el caudal fue cero y se llevó a cabo un seguimiento de la salinidad del agua de drenaje.

### II.3.5. TERCER PERIODO (MARZO 1990-OCTUBRE 1990)

#### II.3.5.1. Siembra

En el tercer año de cultivo, la siembra del algodón tuvo lugar el 15/03/90, en toda la parcela 2049. La recogida de la cosecha se llevó a cabo durante los días 25/09/90 y 04/10/90.

### II.3.5.2. Implementación

La implementación de la parcela durante el tercer período no varió respecto al segundo excepto por la colocación de nuevos piezómetros de diseño diferente a los de los períodos anteriores. Mientras que estos eran tubos de PVC de 2 m de longitud y perforados a lo largo de su metro inferior, los de nueva colocación fueron de longitudes variables (0,5, 1, 1,5 ó 2 m) y perforados sólo en su extremo inferior. Esto posibilita el control de la capa freática a una profundidad concreta. Los piezómetros añadidos se denominaron P0.5 m, P1 m, P1.5 m y P2 m, y fueron colocados en la estación 1, es decir, junto al extractor E1, el piezómetro P1 y el tubo de acceso a la sonda de neutrones A1.

### II.3.5.3. Riego y precipitación

Tras la siembra se aplicó a la parcela un primer riego por aspersión (19/03/90). La Tabla II.6 muestra los detalles de los restantes riegos. La Tabla II.7 recoge las precipitaciones durante este período.

Tabla II.6.

**Fecha, tipo de riego y cantidad de agua aportada durante el tercer período experimental (marzo 1989 - octubre 1990).**

<b>FECHA</b>	<b>TIPO DE RIEGO</b>	<b>mm</b>	<b>FECHA</b>	<b>TIPO DE RIEGO</b>	<b>mm</b>
19/03/90	aspersión	13	21/07/90	surco	60
22/03/90	aspersión	37	31/07/90	surco	60
26/05/90	aspersión	30	08/08/90	surco	60
17/06/90	surco	60	28/08/90	surco	60
03/07/90	surco	60	06/09/90	surco	60
11/07/90	surco	60			

Tabla II.7.

**Precipitaciones durante el tercer período experimental  
(marzo 1989 - octubre 1990).**

FECHA	PRECIPITACION (mm)	FECHA	PRECIPITACION (mm)
01/04/90	50	28/04/90	40
06/04/90	11	30/04/90	11
08/04/90	8	10/05/90	17
09/04/90	13		

#### II.3.5.4. Toma de muestras de suelo

En este tercer período se realizó de nuevo un seguimiento intensivo de la salinidad del suelo de la parcela en el período comprendido entre dos riegos. En este caso, se empezó a muestrear el día anterior a un riego (02/07/90) y se terminó el día posterior al siguiente riego (12/07/90). Se tomaron muestras de suelo en los mismos puntos que en el período intensivo anterior, y las muestras se sometieron al mismo tipo de análisis que aquellas. El estudio detallado de los 18 puntos seleccionados el año anterior volvió a llevarse a cabo para los días antes y después del riego del 03/07/90.

#### II.3.5.5. Toma de muestras de agua

A lo largo del período de seguimiento intensivo, se recogieron muestras de agua de los distintos extractores de solución, a las que se les determinó la CE, el pH y las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{Na}^+$ . Durante el mismo tiempo se llevó a cabo la toma de muestras de agua freática de los piezómetros y de agua de riego, efectuando sobre ellas las mismas determinaciones que a las aguas de los extractores.

Después del riego del día 03/07/90 se midió en continuo el caudal de drenaje de la parcela hasta que éste fue cero y se llevó a cabo un seguimiento de la salinidad del agua de drenaje, midiéndose la CE, el pH y las concentraciones de  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ .

## II.4. METODOS

### II.4.1. MEDIDA DE PERFILES HIDRICOS

Para la medida de los perfiles hídricos se empleó una sonda de neutrones "Troxler" modelo 3333, utilizando tubos de acceso de hierro galvanizado de 38 mm de diámetro interno y 2,10 m de longitud (Fig. II.18).

Las medidas de los perfiles se realizaron introduciendo la sonda en el tubo de acceso hasta el fondo del mismo. Una vez realizada la lectura, la sonda se sube a intervalos de 0,1 m efectuándose las medidas correspondientes hasta 20 cm de profundidad. El tiempo de integración del número de cuentas en cada medida fue de 30 s. El contenido de humedad de los 20 cm más próximos a la superficie se determinó por gravimetría en muestras de suelo tomadas para tal fin.

La medida de los perfiles hídricos según este método exige un calibrado previo. Para el mismo, se midieron con la sonda diferentes perfiles en los tubos de acceso del año 1988 en momentos en los que el contenido de humedad del suelo era alto y en el curso de su secado. Simultáneamente se tomaron las correspondientes muestras de suelo en las proximidades del tubo de acceso para la determinación del contenido volumétrico de agua sobre muestras inalteradas. De los resultados se obtuvo una ecuación de calibrado que se utilizó para obtener posteriormente los datos de contenido de agua directamente de las medidas *in situ*.

Para el manejo cómodo y rápido del elevado número de datos así obtenidos, se utilizó un programa de adquisición y tratamiento de datos (AIDHYS) desarrollado por Laty y Vachaud (1987).

### II.4.2. MEDIDA DE PERFILES DE CARGA HIDRAULICA

La medida del potencial hídrico (H) y succión (h) fue realizada mediante el empleo de tensiómetros. Los tensiómetros utilizados estaban provistos de manómetro de mercurio, de forma que para un tensiómetro instalado a una profundidad z, puede calcularse H a partir de la elevación de la columna de mercurio según:

$$H = (h - z) = -12,6 \xi + Y$$

siendo  $\xi$  la altura de la columna de mercurio en cm e Y la distancia desde la

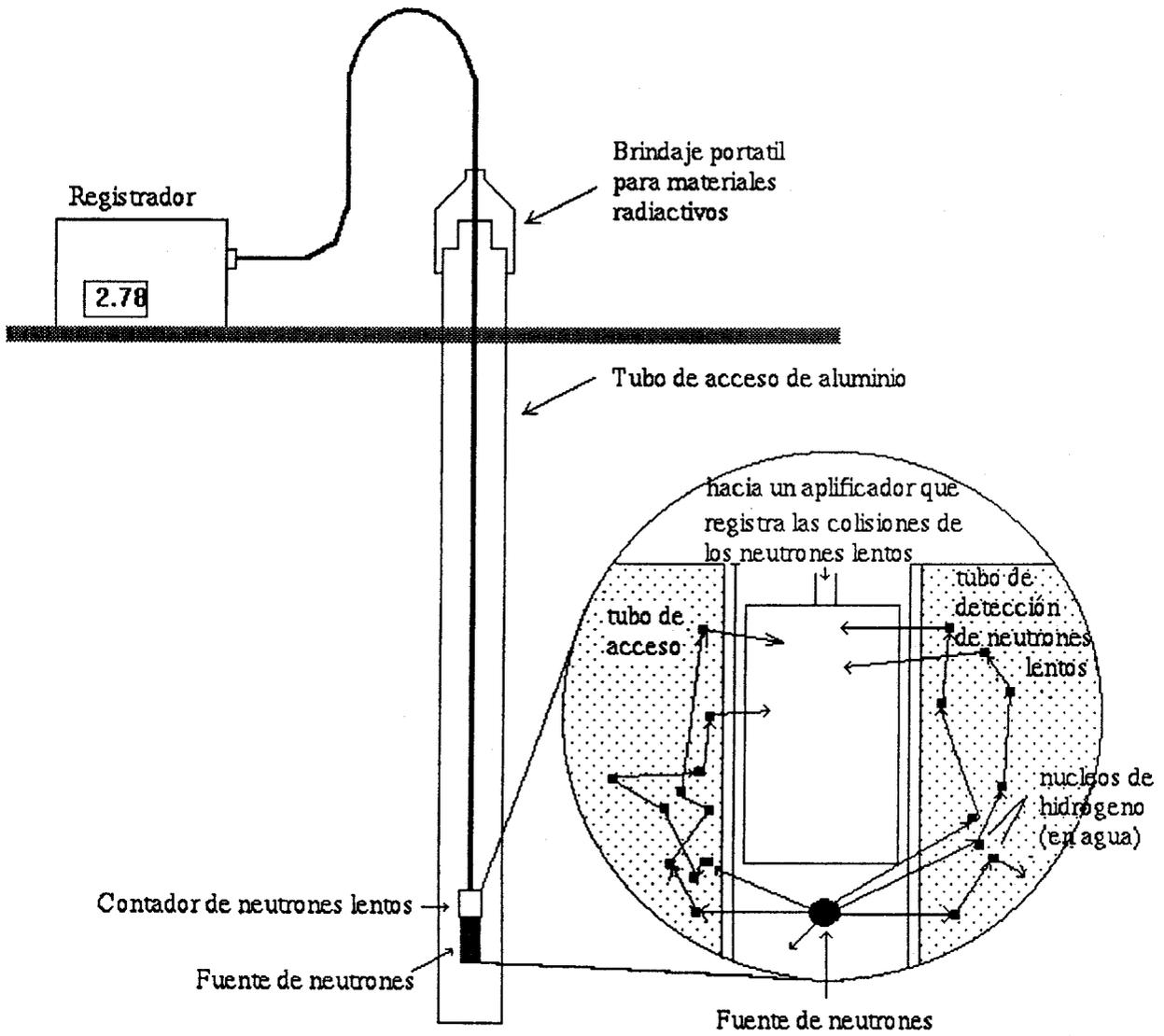


FIG II.18 ESQUEMA DE LA SONDA DE NEUTRONES

superficie del suelo hasta el nivel de referencia del mercurio en cm.

Utilizando varios tensiómetros, instalados a diferentes profundidades, se puede determinar el perfil de potenciales hídricos, de forma que la pendiente en un punto dado y en un determinado momento proporciona la dirección del flujo. Este flujo se produce siempre desde los puntos de mayor potencial hacia los de menor.

#### II.4.3. MEDIDA DEL NIVEL FREÁTICO

Para la determinación del nivel del agua freática se utilizan piezómetros consistentes en tubos de PVC de 38 mm de diámetro y de 2 m de longitud, con el medio metro inferior perforado (Fig. II.19). Para evitar que entre tierra en el tubo, el extremo inferior se sella con un tapón. Para la colocación del tubo se perfora el suelo con una barrena y en el centro del orificio producido se introduce éste. El espacio entre las paredes del orificio y la parte perforada de tubo se llena con arena gruesa o grava fina artificialmente clasificada. Esto facilita el flujo de agua del suelo hacia el tubo y viceversa. El resto del espacio anular se llena cuidadosamente con material fino (arcilla) cuya permeabilidad es baja, para impedir el filtrado a lo largo del tubo. El extremo superior del tubo se taponaa, dejando un pequeño orificio para permitir la salida de aire. Para las medidas del nivel de agua se utiliza una varilla de acero que se introduce en el tubo indicando la profundidad a la que se encuentra la capa freática.

#### II.4.4. EXTRACCION DE LA SOLUCION DEL SUELO

Los extractores de solución consisten en una cápsula cerámica porosa unida a un tubo de PVC, que se introduce a través de un orificio practicado en el suelo a la profundidad de medida deseada. El método se basa en la conexión de la fase acuosa del suelo con otra fase acuosa a la que se le aplica vacío mediante una bomba de succión. La cerámica porosa saturada en agua mantiene la diferencia de presión. Al aplicar vacío, si éste es mayor que el potencial matricial adyacente del suelo, la solución del suelo entra en el tubo de PVC de la sonda a través de la cápsula cerámica. Una vez recogida en la cámara de la sonda, se extrae y se lleva al laboratorio para la realización de los análisis químicos pertinentes (Fig. II.20) (Aragües, 1985).

La principal limitación inherente a este método es su incapacidad teórica para

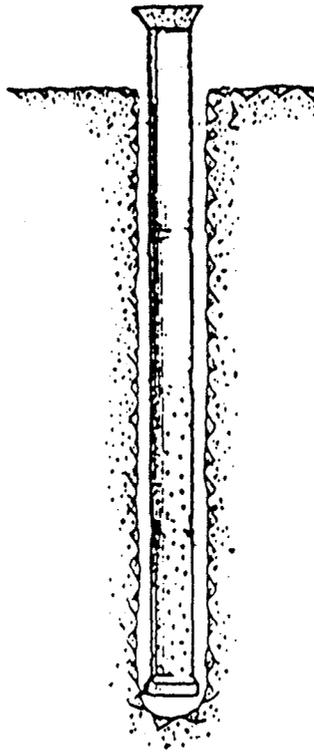


FIG II.19 ESQUEMA DE UN PIEZOMETRO

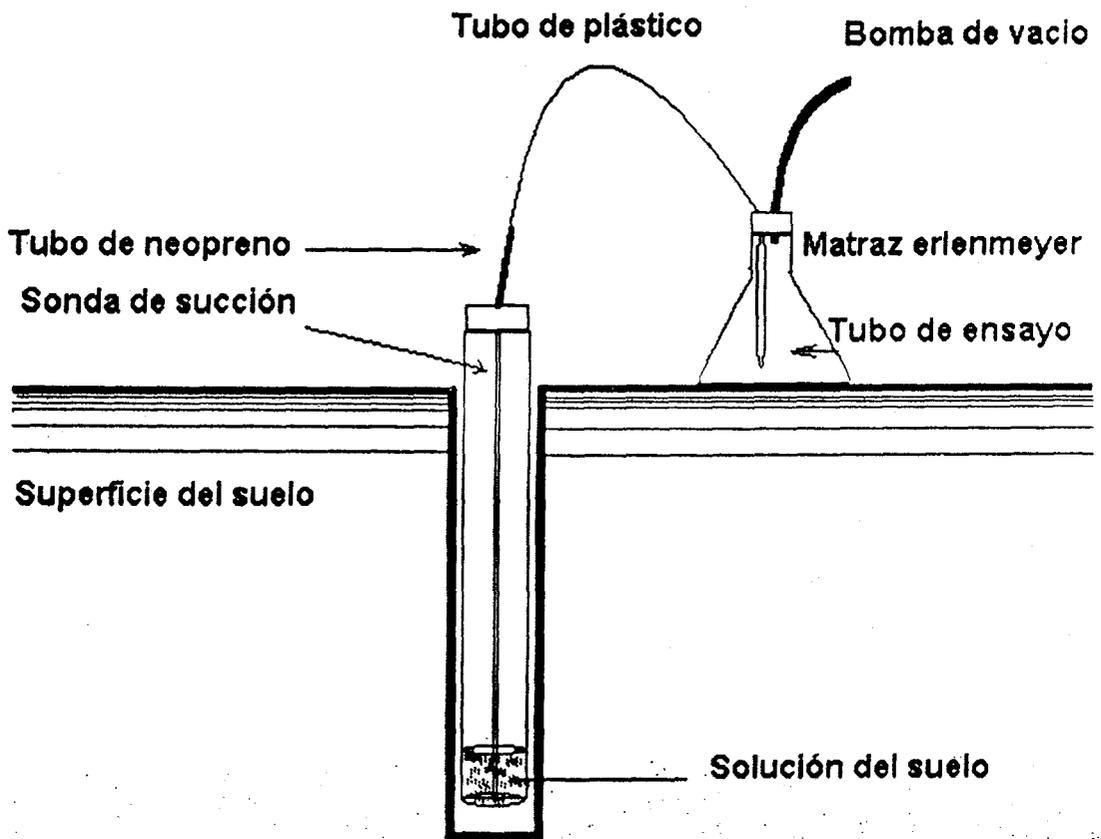


FIG II.20. ESQUEMA DE UN EXTRACTOR DE SOLUCION DEL SUELO

extraer la solución del suelo cuando el potencial mátrico es menor o igual a -1 bar. En la práctica, la extracción es muy limitada para potenciales mátricos inferiores a -0,6 bares. Dado el carácter muy arcilloso del suelo en estudio, el agua extraída por este método proviene fundamentalmente de los macroporos, de forma que una vez vaciados éstos, es muy difícil la obtención de solución.

Otro problema que se plantea es la dificultad de contacto entre la cerámica y el suelo debido a la retracción de éste.

La sonda de succión es el único método viable para la extracción *in situ* de la solución del suelo. En consecuencia, en los casos en los que se precise conocer la composición iónica de la solución sólo puede utilizarse esta técnica, ya que el resto de las técnicas *in situ* miden únicamente la conductividad eléctrica.

#### II.4.5. MEDIDA DE LOS CAUDALES DE DRENAJE

Los caudales de drenaje fueron medidos a la salida de los drenes mediante un limnógrafo basado en la descarga de un vertedero triangular.

#### II.4.6. MEDIDA DEL AGUA DE RIEGO APLICADA

El agua aplicada en los riegos fue medida mediante baterías de pluviómetros sobre la parcela en el caso de riego por aspersión y mediante aforo en cabecera de los surcos en el caso de riego por surcos.

#### II.4.7. MEDIDAS METEOROLOGICAS

Las medidas meteorológicas fueron proporcionadas por la estación meteorológica de la "Cooperativa Las Marismas" situada a unos 2 Km de la parcela experimental. Los datos diarios suministrados por la misma fueron: precipitación, temperatura máxima y mínima, viento y horas de sol.

#### II.4.8. ANALISIS DE LAS MUESTRAS DE SUELO

##### II.4.8.1. Pretratamiento

Las muestras de suelo fueron tomadas con barrena, guardándose en bolsas de

plástico convenientemente etiquetadas hasta su llegada al laboratorio. Una vez allí, fueron secadas al aire durante al menos 24 h, molidas y tamizadas a través de un tamiz de 2 mm de luz de malla. Las muestras así tratadas se guardaron en bolsas de papel hasta su análisis.

#### II.4.8.2. Análisis granulométrico

El análisis de la distribución del tamaño de partículas de las muestras de suelo se llevó a cabo siguiendo el método del hidrómetro descrito por Gee y Bauder (1979). El sistema de clasificación utilizado es el del U.S. Department of Agriculture (USDA), adoptado por The American Society of Agronomy: arcillas (<2  $\mu\text{m}$ ), limos (50-2  $\mu\text{m}$ ) y arenas (2.000-50  $\mu\text{m}$ ). El método comprende un pretratamiento de la muestra con un dispersante químico (5 g/l hexametáfosfato sódico). La muestra dispersa se pasó por un tamiz de 0,25 mm de luz de malla, con lo que quedó separada la fracción de arena gruesa que se pesó después de secada 24 h en estufa a 105 °C.

El resto de las fracciones granulométricas se determinaron basándose en la distinta velocidad de sedimentación de las partículas según su tamaño. A partir de las lecturas de temperatura y del hidrómetro a diferentes tiempos de sedimentación en la dispersión y en un blanco conteniendo dispersante y agua destilada, se determinó el porcentaje de cada una de las fracciones, que se expresaron referidos a muestra seca.

#### II.4.8.3. Determinación del contenido de agua del suelo

Para la determinación del porcentaje de humedad residual de las muestras de suelo (2 mm) secas al aire, y del contenido de humedad real del suelo a través de muestras tomadas *in situ*, se pesó en cápsulas previamente taradas una cantidad conocida de suelo, se dejó en estufa a 105 °C durante 24 h y se volvió a pesar. La humedad residual o el contenido de humedad se determinaron por diferencia.

#### II.4.8.4. Determinación del contenido de materia orgánica

El contenido de materia orgánica se determinó por el método de Walkley y Black (1934). Muestras de suelo (2 mm) se trataron con un exceso de  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$  en

medio ácido ( $\text{H}_2\text{SO}_4$  conc.+ $\text{H}_3\text{PO}_4$  al 85%) que oxida la materia orgánica. La valoración con  $(\text{NH}_4)_2\text{Fe}(\text{SO}_4)_2 \cdot 6\text{H}_2\text{O}$  (sal de Mohr) del exceso de  $\text{K}_2\text{Cr}_2\text{O}_7$  que no reacciona con la materia orgánica permite calcular el porcentaje de C en la muestra de suelo. Multiplicando este dato por el valor estándar 1,724 se obtuvo el porcentaje de materia orgánica de la muestra.

#### II.4.8.5. Determinación del contenido de carbonatos

Para la determinación del contenido de carbonatos se siguió el método del calcímetro de Bernard (Bascomb, 1961) considerado como método oficial de análisis por el Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación y descrito en *Methods of Soil Analysis* (Hesse, 1965). Muestras de suelo (2 mm) se trataron con HCl concentrado en un dispositivo cerrado, a presión y temperatura constante, que permite la medida del volumen de gases desprendidos. El aumento de volumen se considera una medida directa del  $\text{CO}_2$  desprendido, siempre que no se produzcan otros gases. El calibrado del calcímetro se hizo usando una cantidad conocida de  $\text{CaCO}_3$ .

#### II.4.8.6. Extractos 1:5 suelo-agua

Los extractos 1:5 se realizaron con agua bidestilada, en tubos de centrífuga de 25 ml. Las mezclas suelo (2 mm):agua se agitaron durante 30 min y posteriormente se centrifugaron durante 10 min a 10.000 r.p.m. Los extractos resultantes se filtraron mediante bomba de vacío a través de filtros de fibra de vidrio Whatman GF/C (1,2  $\mu\text{m}$  de diámetro de poro). Los extractos filtrados se guardaron en botes de plástico a 4 °C hasta su análisis.

En los extractos 1:5 se realizaron medidas de CE y del pH y determinaciones de las concentraciones de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  según la metodología que se detalla en el apartado II.4.10.

#### II.4.8.7. Extractos de pasta saturada

Para la obtención de los extractos de pasta saturada, se pesaron cantidades conocidas de las muestras de suelo (2 mm) en recipientes de plástico de boca ancha. Se les añadió agua bidestilada hasta alcanzar el punto de saturación de la forma

descrita por Richards (1973). Se dejaron reposar durante 1 h y se filtraron a través de papel de filtro, mediante placas filtrantes Richards y bomba de vacío. Los extractos se volvieron a filtrar a través de filtros de fibra de vidrio Whatman GF/C. Los análisis se efectuaron inmediatamente después de la extracción, evitando así el deterioro de las muestras y la aparición de microorganismos.

En los extractos de pasta saturada se llevaron a cabo las mismas determinaciones que en los extractos 1:5 : CE, pH, Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup>, Mg<sup>2+</sup>, HCO<sub>3</sub><sup>-</sup> CO<sub>3</sub><sup>2-</sup>, Cl<sup>-</sup> y SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, según la metodología detallada en el apartado II.4.10.

#### II.4.8.8. Determinación de la capacidad de intercambio catiónica con NH<sub>4</sub><sup>+</sup> y del sodio, potasio, calcio y magnesio intercambiables

Para la determinación de la capacidad de intercambio de los suelos con NH<sub>4</sub><sup>+</sup> se utilizó el reactivo descrito por Tucker (1954, 1974): NH<sub>4</sub>Cl 1 M en EtOH al 60 % ajustando el pH a 8,5 con NH<sub>4</sub>OH. La presencia de etanol minimiza la disolución de los carbonatos cálcicos y magnésicos del suelo durante la extracción.

Muestras de 3 g de suelo (2 mm) mezcladas con 3 g de arena lavada se trataron 4 veces sucesivas con alícuotas de 25 ml de reactivo Tucker. Se recogieron los extractos por centrifugación diluyéndose a 100 ml con el mismo reactivo. En los extractos se determinó la concentración de Na<sup>+</sup>, K<sup>+</sup>, Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup>.

La determinación de Na<sup>+</sup> y K<sup>+</sup> en los extractos se llevó a cabo por fotometría de llama previa precipitación del Ca<sup>2+</sup> con oxalato amónico (ver apartado II.4.10.5.). Las lecturas se realizaron frente a curvas patrón preparadas con la misma concentración de reactivo Tucker que los problemas, pero sin la adición de oxalato amónico para simplificar su preparación. La ausencia de oxalato en los patrones se ha comprobado no introduce error en los intervalos de concentraciones de los problemas.

El Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup> se determinó por absorción atómica previa dilución de 1 ml de extracto a 25 ml siguiendo el método descrito en el apartado II.4.10.6. Se ha comprobado que la presencia de 1 ml de reactivo Tucker en los patrones no modifica las lecturas significativamente.

Las concentraciones de Na, K, Ca y Mg intercambiables (Na<sub>x</sub>, K<sub>x</sub>, Ca<sub>x</sub> y Mg<sub>x</sub>) se calcularon por diferencia entre las concentraciones en los extractos de pasta saturada (solubles) (II.4.8.7.) y las concentraciones en los extractos de Tucker (totales = solubles + intercambiables), ambas expresadas en cmol<sub>c</sub>/kg de suelo.

Las muestras extraídas con el reactivo Tucker (saturadas en  $\text{NH}_4^+$ ), se lavaron con cuatro porciones sucesivas de 25 ml de EtOH absoluto, se dejaron secar a 50 °C y se homogeneizaron. Muestras de 2 g se sometieron a destilación en presencia de NaOH al 50 % y  $\text{Na}_2\text{S}_2\text{O}_3$  al 5 %, arrastrándose el  $\text{NH}_3$  mediante vapor de agua y recogién dose en una solución de  $\text{H}_3\text{BO}_3$  al 4 %. La concentración de  $\text{NH}_4^+$  desplazado se valoró con HCl 0,02 N en presencia de indicador Shiro-Tashiro. Este  $\text{NH}_4^+$  expresado en  $\text{cmol}_c/\text{kg}$  de suelo constituye una medida de la capacidad de intercambio catiónico. Todas las medidas se llevaron a cabo por duplicado.

#### II.4.8.9. Determinación de la capacidad de intercambio catiónica con $\text{Na}^+$

Para la determinación de la capacidad de intercambio de los suelos con  $\text{Na}^+$  se utilizó como reactivo una solución de acetato de sodio 1,0 N (pH 8,2) (Bower y col., 1952).

Muestras de 3 g de suelo (2 mm) mezcladas con 3 g de arena lavada se trataron sucesivamente con cuatro alícuotas de 25 ml de la solución de acetato de sodio, desechando los extractos obtenidos. Seguidamente las muestras se lavaron sucesivamente con cuatro porciones de 25 ml de EtOH absoluto. El Na adsorbido se reemplazó por  $\text{NH}_4^+$  mediante tratamientos sucesivos con cuatro porciones de 25 ml de una solución de acetato amónico 1,0 N (pH 7). Por último, en los extractos recogidos por centrifugación y diluidos a 100 ml con el mismo acetato de amonio se determinó la concentración de  $\text{Na}^+$  por fotometría de llama (ver apartado II.4.10.5.).

### II.4.9. ANALISIS DE LAS MUESTRAS DE AGUA

#### II.4.9.1. Pretratamiento

Las muestras de agua (extraídas por los extractores de solución del suelo, las recogidas de los piezómetros, las vertidas por los drenes y las de agua de riego y de lluvia) fueron recogidas en botes de plástico con obturador, convenientemente identificadas y llevadas al laboratorio. Una vez allí, las muestras fueron filtradas mediante bomba de vacío, a través de filtros de fibra de vidrio Whatman GF/C (1,2  $\mu\text{m}$  de diámetro de poro). Las muestras filtradas se guardaron a 4 °C hasta su análisis.

#### II.4.9.2. Análisis químicos de las muestras de agua

En las muestras de agua filtradas se midió la CE, pH y las concentraciones de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  mediante la metodología descrita en el apartado II.4.10.

#### II.4.10. METODOLOGIA DE LOS ANALISIS QUIMICOS

##### II.4.10.1. Medida de la conductividad eléctrica (CE) y el pH

La CE de los extractos 1:5, de los extractos de pasta saturada y de las muestras de agua se midió mediante un conductivímetro 522 Crison con célula de constante 1,00. El valor de la conductividad de los distintos extractos y muestras de agua se usó como criterio para hacer posteriormente las diluciones adecuadas de cada muestra para las distintas determinaciones químicas. Todos los datos de CE se refirieron a 25 °C.

El pH se midió utilizando un pHmetro Crison digilab 517 con corrección automática de lectura según la temperatura de la muestra.

##### II.4.10.2. Determinación de la alcalinidad

La alcalinidad de las aguas y de los extractos de suelo se determinó volumétricamente mediante un equipo automático Radiometer Copenhagen compuesto por pHmetro PHM-82, valorador TTT-80, autobureta ABU-80 y registrador REA-160.

Las valoraciones se llevaron a cabo con  $\text{H}_2\text{SO}_4$  0,02 N estandarizado previamente frente a  $\text{Na}_2\text{CO}_3$  0,02 N. En cada valoración se obtienen dos puntos de equivalencia, el primero a pH próximo a 8,3 y el segundo a pH 4,2-5,4 relacionados respectivamente con el primer y segundo punto de equivalencia del carbonato. A partir del ácido consumido en el segundo punto de equivalencia se calcula la alcalinidad total de las muestras.

##### II.4.10.3. Determinación de cloruros

Los cloruros se determinaron en diluciones de los distintos extractos de suelo y muestras de agua por el método colorimétrico de Florence y Farrar (1971), basado en la afinidad del ión cloruro por el ión mercúrico que se encuentra en solución en forma de tiocianato, dando lugar a la formación del ión complejo cloromercuriato y la liberación de tiocianato. En presencia de iones férricos, el tiocianato liberado da lugar a tiocianato de hierro, de color rojo. La reacción se realiza en medio perclórico para disminuir el color amarillo debido a los iones férricos. La absorbancia del tiocianato de hierro se midió a 460 nm en un espectrofotómetro Pye Unicam SP6-350 frente a curvas patrones preparadas al efecto.

#### II.4.10.4. Determinación de sulfatos

Los sulfatos en los extractos y las muestras de agua se determinaron por el método turbidimétrico de Bardsley y Lancaster (1965). En medio clorhídrico, los sulfatos presentes en las muestras precipitan al añadir cloruro bórico. El precipitado de sulfato bórico formado se mantiene en suspensión con la ayuda de una solución de goma arábica. La absorbancia de las suspensiones se midió a 420 nm y se comparó con las correspondientes a una curva patrón preparada al efecto.

#### II.4.10.5. Determinación de sodio y potasio

El sodio y potasio de los extractos de suelo y las muestras de agua se determinaron por fotometría de llama en un fotómetro de emisión de llama Scharlau Science PFP 7. Las posibles interferencias del calcio se eliminaron precipitándolo con oxalato amónico 0,2 N. Las medidas se realizaron frente a curvas patrones preparadas en iguales condiciones que las muestras.

#### II.4.10.6. Determinación de calcio y magnesio

El calcio y magnesio presentes en los extractos de suelo y en las muestras de agua se determinaron por espectrofotometría de absorción atómica (EAA), en un equipo Perkin Elmer 1100 B. Las muestras se analizaron en medio clorhídrico (2 % v/v de HCl conc.) y en presencia de lantano (10 % v/v de solución de óxido de lantano al 3 %) para evitar las posibles interferencias de los fosfatos disueltos. Las

medidas se realizaron frente a patrones preparados en iguales condiciones que las muestras.

#### II.4.11. ANALISIS ESTADISTICO DE LOS RESULTADOS

El análisis estadístico de los resultados se llevó a cabo mediante los paquetes estadísticos Statgraphics (Anónimo, 1989) y MSUSTAT (Lund, 1988).

Según los casos, los resultados se analizaron mediante el criterio "t" de Student en el caso de comparación de pares de valores, con un nivel de significación  $P < 0,05$ , y mediante análisis de la varianza monofactoriales (ANOVAs), en el caso de comparación de series de valores, usándose el test de Tuckey para la comparación de los valores medios.

### **III.- RESULTADOS Y DISCUSION**

### III.1. CARACTERIZACION GENERAL DEL SUELO

#### III.1.1. HOMOGENEIDAD DEL SECTOR B-XII

El estudio de la homogeneidad de los suelos del sector B-XII se basó fundamentalmente en medidas de textura y de salinidad de los suelos. Para ello, en cada una de las tres parcelas (P-2049, P-3073 y P-Cooperativa) se estudió la variabilidad espacial de estas propiedades a cuatro profundidades (0-30, 30-60, 60-90 y 90-120 cm.), así como su variabilidad en profundidad. También se llevaron a cabo comparaciones entre las tres parcelas.

##### III.1.1.1. Análisis granulométrico

En la Tabla III.1 se recogen los valores medios ( $\bar{x}$ ) y las desviaciones típicas (SD) de los porcentajes de las fracciones granulométricas arcilla, limo y arena de las muestras de suelo tomadas en dos direcciones perpendiculares (A y B) y cuatro profundidades (0-30, 30-60, 60-90 y 90-120 cm.), en las parcelas P-2049, P-3073 y P-Cooperativa.

La comparación de los resultados obtenidos en las dos direcciones (A y B) mediante el criterio "t" de Student, no detectó diferencias significativas ( $P < 0,05$ ) en la textura a ninguna de las profundidades estudiadas en las parcelas P-2049, P-3073 y P-Cooperativa.

La variación de la textura con la profundidad en cada parcela se llevó a cabo mediante análisis de la varianza monofactoriales (ANOVA), tomando la profundidad como variable independiente y usándose el test de Tuckey para la comparación de los valores medios (Tabla III.2).

El ANOVA mostró que tanto en la parcela P-2049 como en la P-3073 no existen diferencias significativas ( $P < 0,05$ ) en la textura a lo largo del perfil. En la parcela P-Cooperativa se observaron ligeras diferencias en la fracción limo que tiende a aumentar en profundidad, y en la fracción arena que disminuye en ese mismo sentido.

La comparación de la textura de las tres parcelas se llevó a cabo mediante ANOVAs monofactoriales, tomando la variable parcela como independiente. La comparación de las medias se llevó a cabo por el test de Tuckey y para un nivel de significación  $P < 0,05$  (Tabla III.3).

Tabla III.1.

Valores medios (x) y desviaciones típicas (SD) de los contenidos en arcilla, limo y arena de las muestras de suelo tomadas en dos direcciones perpendiculares (A y B).

<b>P-2049</b>						
<b>ARCILLA (&lt;2 µm)</b>						
Prof. (cm)	dirección A			dirección B		
	x (%)		SD	x(%)		SD
0-30	67,2	a	3,7	67,4	a	1,5
30-60	69,2	a	4,3	69,4	a	2,8
60-90	66,9	a	3,1	71,0	a	7,6
90-120	65,1	a	1,6	68,3	a	2,3
<b>LIMO (50-2 µm)</b>						
Prof. (cm)	dirección A			dirección B		
	x (%)		SD	x(%)		SD
0-30	32,6	a	3,8	32,6	a	1,6
30-60	30,7	a	4,4	30,5	a	2,8
60-90	32,9	a	3,3	28,8	a	7,6
90-120	34,8	a	1,8	31,6	a	2,2
<b>ARENA (2000-50 µm)</b>						
Prof. (cm)	dirección A			dirección B		
	x (%)		SD	x(%)		SD
0-30	0,2	a	0,1	0,2	a	0,1
30-60	0,2	a	0,1	0,1	a	0,1
60-90	0,2	a	0,3	0,2	a	0,1
90-120	0,1	a	0,2	0,2	a	0,1

Los valores medios seguidos por una misma letra en una misma línea no son diferentes significativamente (P<0,05).

Tabla III.1 (cont.).

<b>P-3073</b>				
<b>ARCILLA (&lt;2 <math>\mu\text{m}</math>)</b>				
Prof. (cm)	dirección A		dirección B	
	x (%)	SD	x(%)	SD
0-30	70,5	1,8	70,5	-
30-60	70,6	1,0	68,5	-
60-90	71,9	2,7	68,5	-
90-120	74,1	3,4	69,8	-
<b>LIMO (50-2 <math>\mu\text{m}</math>)</b>				
Prof. (cm)	dirección A		dirección B	
	x (%)	SD	x(%)	SD
0-30	29,3	1,9	30,4	-
30-60	28,6	2,9	31,3	-
60-90	28,6	2,9	30,9	-
90-120	25,6	3,6	29,9	-
<b>ARENA (2000-50 <math>\mu\text{m}</math>)</b>				
Prof. (cm)	dirección A		dirección B	
	x (%)	SD	x(%)	SD
0-30	0,3	0,1	0,1	-
30-60	0,2	0,05	0,2	-
60-90	0,5	0,4	0,6	-
90-120	0,3	0,2	0,3	-

Tabla III.1 (cont.).

<b>P-Coop.</b>						
<b>ARCILLA (&lt;2 <math>\mu\text{m}</math>)</b>						
Prof. (cm)	dirección A			dirección B		
	x (%)		SD	x(%)		SD
0-30	65,7	a	1,3	66,8	a	2,4
30-60	66,9	a	0,5	66,0	a	3,8
60-90	65,0	a	4,0	62,0	a	6,7
90-120	64,1	a	1,2	63,7	a	4,7
<b>LIMO (50-2 <math>\mu\text{m}</math>)</b>						
Prof. (cm)	dirección A			dirección B		
	x (%)		SD	x(%)		SD
0-30	33,4	a	1,2	32,2	a	2,5
30-60	33,1	a	0,8	32,9	a	2,7
60-90	34,9	a	3,9	37,9	a	6,6
90-120	35,4	a	2,6	36,2	a	4,7
<b>ARENA (2000-50 <math>\mu\text{m}</math>)</b>						
Prof. (cm)	dirección A			dirección B		
	x (%)		SD	x(%)		SD
0-30	0,9	a	0,2	1,1	a	0,1
30-60	0,3	a	0,2	0,4	a	0,1
60-90	0,1	a	0,06	0,1	a	0,0
90-120	0,1	a	0,06	0,1	a	0,0

Los valores medios seguidos por una misma letra en una misma línea no son diferentes significativamente ( $P < 0,05$ ).

Tabla III.2.

Valores medios (x) y desviaciones típicas (SD) de los contenidos en arcilla, limo y arena en las parcelas estudiadas.

Prof.(cm)	0-30		30-60		60-90		90-120					
<b>P-2049</b>												
Fracción	x(%)	SD	x(%)	SD	x(%)	SD	x(%)	SD				
Arcilla	67,3	a	2,8	69,3	a	3,4	68,7	a	5,4	66,4	a	2,4
Limo	32,5	a	2,8	30,6	a	3,5	31,2	a	5,5	33,4	a	2,5
Arena	0,2	a	0,1	0,1	a	0,1	0,2	a	0,2	0,1	a	0,2
<b>P-3073</b>												
Fracción	x(%)	SD	x(%)	SD	x(%)	SD	x(%)	SD				
Arcilla	70,5	a	1,5	70,1	a	1,3	70,4	a	2,5	73,2	a	3,5
Limo	29,5	a	1,7	29,6	a	1,3	29,1	a	2,7	26,4	a	3,5
Arena	0,2	a	0,1	0,2	a	0,1	0,5	a	0,4	0,3	a	0,2
<b>P-Coop.</b>												
Fracción	x(%)	SD	x(%)	SD	x(%)	SD	x(%)	SD				
Arcilla	66,1	a	1,4	66,5	a	2,4	64,2	a	3,9	63,8	a	2,2
Limo	33,0	a	1,4	33,3	ab	2,5	35,7	ab	3,9	36,1	b	2,1
Arena	0,9	b	0,2	0,3	a	0,2	0,1	a	0,04	0,1	a	0,1

Los valores medios seguidos por una misma letra en una misma línea no son diferentes significativamente ( $P < 0,05$ ).

Tabla III.3.

Comparación de los valores medios (x) de arcilla, limo y arena en las tres parcelas.

<b>0-30 cm</b>		P-2049		P-3073		P-Cooperativa	
Fracción	x(%)			x(%)		x(%)	
Arcilla	67,3	a		70,5	b	66,1	a
Limo	32,5	ab		29,5	a	33,0	b
Arena	0,2	a		0,2	a	0,9	b

<b>30-60 cm</b>		P-2049		P-3073		P-Cooperativa	
Fracción	x(%)			x(%)		x(%)	
Arcilla	69,3	a		70,1	a	66,5	a
Limo	30,6	a		29,6	a	33,3	a
Arena	0,1	a		0,2	a	0,3	a

<b>60-90 cm</b>		P-2049		P-3073		P-Cooperativa	
Fracción	x(%)			x(%)		x(%)	
Arcilla	69,7	a		70,4	a	64,2	a
Limo	31,2	ab		29,1	a	35,7	b
Arena	0,2	ab		0,5	b	0,1	a

<b>90-120cm</b>		P-2049		P-3073		P-Cooperativa	
Fracción	x(%)			x(%)		x(%)	
Arcilla	66,4	a		73,2	b	63,8	a
Limo	33,4	b		26,4	a	36,1	b
Arena	0,1	a		0,3	a	0,1	a

Los valores medios seguidos por una misma letra en una misma línea no son diferentes significativamente ( $P < 0,05$ ).

El ANOVA mostró que:

1) a la profundidad de 0-30 cm existen diferencias significativas entre los valores medios de las tres fracciones granulométricas de las parcelas P-3073 y P-Cooperativa. La parcela P-2049 tiene valores intermedios entre los valores de las otras dos

2) a 30-60 cm no se encontraron diferencias significativas

3) en la capa 60-90 cm no existen diferencias significativas en los contenidos medios de arcilla. Los contenidos medios de limo son más altos en la parcela P-Cooperativa que en la P-3073, mientras que los de arena tienen una tendencia opuesta. En la parcela P-2049 se observan valores medios de limo y arena que son intermedios a los de las otras dos parcelas

4) a 90-120 cm las diferencias entre los valores medios de la fracción arena no fueron estadísticamente significativas. Para las otras dos fracciones granulométricas se encontraron diferencias significativas entre las parcelas, siendo los valores medios de la P-2049 intermedios entre los de las otras dos.

Del análisis estadístico de los datos de granulometría puede deducirse que a cualquier profundidad, los contenidos medios de arcilla, limo y arena de la parcela P-2049 son del mismo orden que los de las otras dos parcelas o tienen valores intermedios entre los de ellas.

En la Tabla III.4 se muestran los valores medios de arcilla, limo y arena en los suelos de la parcela P-2049 junto a la clasificación textural de los mismos.

Tabla III.4

**Valores medios de arcilla, limo y arena de un suelo de las Marismas de Lebrija según diversos autores.**

ARCILLA		LIMO		ARENA		TEXTURA	
x(%)	SD	x(%)	SD	x(%)	SD		
58,9	7,6	37,4	6,3	3,7	2,2	A/A-L	(Murillo,1976
67,3	2,7	31,4	3,2	1,3	0,9	A	(Moreno y col., 1981
67,9	3,7	31,9	3,7	0,15	0,2	A	(este trabaj

(A, Arcillosa; A-L, Arcillo limosa)

Estos datos concuerdan con los obtenidos por Moreno y col. (1981) en suelos inalterados de esta misma zona, pero difieren de los obtenidos por Murillo (1976) unos años antes, quien encontraba que la textura del perfil variaba entre arcillosa y arcillo-limosa. Las diferencias entre los resultados de Moreno y col. (1981) y Murillo (1976) se deben posiblemente a que los estudios no fueron realizados exactamente en el mismo sitio experimental.

### III.1.1.2. Composición mineralógica de la fracción arcilla

Los estudios mineralógicos realizados por personal del IRNAS (Roldán y col., 1991), revelaron que la fracción arcilla de estos suelos está constituida por 75% de illita, 15 % de esmectita, 10 % de caolinita y minerales estratificados en una proporción inferior al 1 %. La illita de estos suelos presenta un avanzado grado de alteración, con pérdida de potasio de la estructura del cristal lo que explicaría el comportamiento de estos suelos más próximo al de suelos constituidos por minerales tipo expandibles como la montmorillonita (alta plasticidad y cohesión, hinchamiento, grandes grietas al secarse formándose duros agregados, etc.). Esta composición es bastante homogénea en toda la zona estudiada y a lo largo del perfil. Asimismo, los resultados concuerdan con los obtenidos en suelos de esta misma zona por otros autores (González García y col., 1971; Moreno y col., 1980).

### III.1.1.3. Análisis de la materia orgánica de distintas parcelas

En la Tabla III.5(a) se muestran los valores medios ( $\bar{x}$ ) y las desviaciones típicas (SD) de los contenidos de materia orgánica en muestras superficiales de suelo tomadas en dos direcciones (A y B) en las parcelas P-2049 y P-Cooperativa. En la Tabla III.5(b) se comparan los valores medios obtenidos para ambas parcelas.

Mediante el criterio "t" de Student se observó que en cada parcela las diferencias entre los valores medios de materia orgánica de cada dirección no fueron significativas ( $P < 0,05$ ). Sin embargo, aplicando este mismo criterio se observó que las diferencias entre las dos parcelas son significativas ( $P < 0,05$ ), debido probablemente a los diferentes tipos de cultivo y manejo de suelo al que han podido estar sometidas.

Los valores medios de materia orgánica encontrados son los típicos para los

suelos de las regiones áridas, que raramente alcanzan valores superiores al 2-3 % y no difieren de los valores medios encontrados por otros autores para la capa superficial de suelos de la misma zona: 1,5 % (Murillo, 1976) y 1,4 % (Moreno y col, 1981).

Tabla III.5(a)

**Valores medios (x) y desviaciones típicas (SD) de los contenidos en materia orgánica de las muestras de suelo tomadas en dos direcciones perpendiculares.**

Parcela	Dirección A			Dirección B		
	x(%)		SD	x(%)		SD
P-2049	1,1	a	0,1	1,2	a	0,2
P-Coop.	1,9	a	0,3	1,5	a	0,2

Tabla III.5(b)

**Comparación de los valores medios (x) de los contenidos en materia orgánica en las parcelas estudiadas.**

Parcela	P-2049		P-Coop.	
x(%)	1,2	a	1,7	b

Los valores medios seguidos por una misma letra en una misma línea no son diferentes significativamente ( $P < 0,05$ ).

#### III.1.1.4. Conductividad eléctrica (CE) en extractos 1:5 de distintas parcelas.

Para la evaluación de la variabilidad de la salinidad de los suelos del sector B-XII, con carácter principalmente comparativo, se adoptó la medida de la CE en extractos 1:5 suelo:agua.

La preparación de extractos diluidos como el 1:5 tiene ventajas (rapidez de preparación de las mezclas suelo:agua, facilidad de separación de las fases por

simple gravedad, etc.) respecto a los extractos de pasta saturada, muy usados en estudios de salinidad. Sin embargo, presenta el inconveniente de que en los extractos diluídos la solubilización de algunas sales (yeso, carbonato cálcico, etc.) depende fuertemente de la razón suelo:agua.

La medida de la CE para la evaluación de la salinidad total es una medida rápida, bastante precisa y no destructiva.

En la Tabla III.6 se recogen los valores medios ( $\bar{x}$ ) y desviaciones típicas (SD) de la CE de extractos 1:5 de muestras de suelo tomadas en dos direcciones (A y B), a las profundidades 0-30, 30-60, 60-90 y 90-120 cm en las parcelas P-2049, P-3073 y P-Cooperativa.

Mediante la aplicación del criterio "t" no se observaron diferencias significativas ( $P < 0,05$ ) entre las direcciones A y B en ninguna de las parcelas y a ninguna de las profundidades estudiadas, lo cual pone de manifiesto la homogeneidad dentro de cada parcela. Hay que tener presente que los coeficientes de variación en cada dirección, para cada profundidad, son muy altos (19,5- 75,9 % para P-2049; 25,9-77,5 % para P-3073 y 12,3-103,9 % para P-Cooperativa).

En la Tabla III.7 se recogen los valores medios ( $\bar{x}$ ) y las desviaciones típicas (SD) de la CE a las distintas profundidades para cada parcela con el objeto de comparar las parcelas entre sí.

El análisis de la varianza ANOVA monofactorial, tomando las parcelas como variables independientes, y la aplicación del test de Tukey a estos datos, mostró que a 0-30, 30-60 y 60-90 cm las diferencias entre las CE medias de las parcelas no son significativas ( $P < 0,05$ ). A la profundidad 90-120 cm existen diferencias ligeramente significativas ( $P < 0,05$ ) entre los valores medios de CE de las parcelas P-3073 y P-Cooperativa. A esta profundidad, sin embargo, la CE media de la parcela P-2049 no presenta diferencias significativas con las correspondientes de las otras dos parcelas.

#### III.1.1.5. Elección de la parcela experimental

De todos estos estudios se deduce que el sector B-XII presenta una homogeneidad bastante grande. La P-2049 presenta siempre características iguales o intermedias a las de las otras dos parcelas. Este hecho, unido a ciertos problemas de drenaje que presentó la P-3073 y la cercanía al borde de la marisma de la P-Cooperativa que la hace menos representativa, hizo que se escogiera P-2049 como

Tabla III.6.

Valores medios (x) y desviaciones típicas (SD) de la CE de las muestras de suelo tomadas en dos direcciones perpendiculares (A y B).

Parcela	Profundidad (cm.)	C.E. (dS/m)					
		dirección A		dirección B			
		x	SD	x	SD		
P-2049	0- 30	0,44	a	0,25	0,45	a	0,12
	30- 60	1,66	a	1,26	1,77	a	1,04
	60- 90	3,63	a	1,66	6,35	a	1,24
	90-120	5,84	a	2,23	7,01	a	1,55
P-3073	0- 30	0,71		0,55	0,39		-
	30- 60	1,62		1,24	0,71		-
	60- 90	2,93		0,76	1,88		-
	90-120	4,91		1,62	2,46		-
P-Coop.	0- 30	0,36	a	0,17	0,65	a	0,08
	30- 60	2,05	a	2,13	2,74	a	1,68
	60- 90	3,18	a	2,58	4,74	a	2,08
	90-120	7,54	a	1,98	6,03	a	1,29

Tabla III.7.

Valores medios (x) y desviaciones típicas (SD) de la CE en las parcelas estudiadas.

Profundidad (cm.)	C.E. (dS/m)								
	P-2049		P-3073		P-Cooperativa				
	x	SD	x	SD	x	SD			
0- 30	0,45	a	0,19	0,65	a	0,50	0,64	a	0,50
30- 60	1,71	a	1,08	1,44	a	1,15	2,61	a	1,64
60- 90	4,79	a	2,00	2,72	a	0,80	5,05	a	2,11
90-120	6,34	ab	1,78	4,42	a	1,78	7,23	b	1,53

Los valores medios seguidos por una misma letra en una misma línea no son diferentes significativamente ( $P < 0,05$ ).

parcela experimental.

Las características de la parcela escogida se resumen a continuación:

**Valores medios de las distintas fracciones granulométricas.**

ARCILLA		LIMO		ARENA	
x(%)	SD	x(%)	SD	x(%)	SD
67,9	3,7	31,9	3,7	0,15	0,2

**Composición mineralógica de la fracción arcilla.**

Ilita: 75 %

Esmectitas: 15 %

Caolinita: 10 %

Interestratificados

**Contenido en materia orgánica.**

x (%):  $1,2 \pm 0,2$

**Conductividad eléctrica (CE) en extractos 1:5.**

Prof. (cm)	CE (dS/m)	SD
0- 30	0,45	0,19
30- 60	1,71	1,08
60- 90	4,79	2,00
90-120	6,34	1,78

La presencia de un alto porcentaje de arcilla en estos suelos les comunica una textura fina y cabe esperar en ellos un bajo movimiento de agua y aire. Estos suelos son muy plásticos y moldeables volviéndose pegajosos cuando están demasiado húmedos y formando terrones cuando están secos excepto si son correctamente laboreados. Los procesos de expansión y contracción con los cambios en su contenido de agua son muy importantes, y la capacidad de retención de agua es alta. La capacidad de intercambio catiónica de estos suelos es más alta que la de suelos arenosos. A estos suelos se les conoce también como suelos pesados por su dificultad de manejo.

La característica que más se ve afectada por el pequeño tamaño y la fina subdivisión de la arcilla es el área superficial. La arcilla fina coloidal tiene un área superficial 10.000 veces mayor que la que tendría un peso equivalente de arena de tamaño medio, variando entre 10 y 1.000 m<sup>2</sup>/g. Este hecho repercute en la adsorción de agua, nutrientes y gases, así como en la atracción entre las partículas y otros fenómenos de superficie

Respecto a la composición mineralógica de la fracción arcilla, la illita es el componente predominante, presentando un avanzado grado de alteración, lo que hace sus propiedades similares a las de las arcillas expandibles.

Los valores medios obtenidos para la CE en extractos 1:5 muestran un claro aumento de la salinidad con la profundidad, consecuencia de la capa freática, altamente salina, que aporta continuamente sales al suelo.

### III.1.2. PARAMETROS CLIMATICOS DURANTE EL PERIODO EXPERIMENTAL

En la Tabla III.8 se comparan los valores mensuales de algunas variables climáticas durante los tres períodos de experimentación, con los valores medios correspondientes al período 1975-1990.

Tabla III.8.

**Temperatura media (°C), días de lluvia y precipitación (mm) mensual durante los períodos experimentales y el año medio.**

Mes	1988-1989			1989-1990			1990-1991			1975-1990		
	°C	días	mm									
Mar.	12,0	2	3,2	13,2	4	15,9	14,5	7	19,4	14,1	6	57,3
Abr.	15,3	3	15,7	13,1	2	53,0	14,3	8	111,9	16,2	5	48,0
May	17,7	7	65,9	18,3	3	13,0	18,8	3	17,0	18,1	4	32,3
Jun.	20,5	5	41,1	22,4	0	0,0	20,9	0	0,0	21,6	2	16,9
Jul.	25,5	0	0,0	26,6	0	0,0	25,6	0	0,0	24,3	0	0,5
Ago	24,9	0	0,0	26,0	0	0,0	26,1	0	0,0	24,1	0	6,3
Sep.	22,3	0	0,0	23,0	2	6,5	24,4	0	0,0	21,0	2	21,9
Oct.	18,9	7	57,0	19,6	4	49,5				17,7	5	65,6
Nov	15,0	8	27,1	15,3	15	215,8				13,5	6	76,2
Dic.	8,6	0	0,0	14,1	14	176,1				10,0	7	89,6
Ene.	9,0	4	25,6	9,8	8	83,2				9,1	7	91,8
Feb.	11,1	7	54,8	12,2	0	0,0				11,2	7	83,9
Total		43	290,4		52	613,0		18	148,3		51	590,3

El primer período experimental fue excepcionalmente seco exceptuando los meses de mayo y junio, que duplicaron en su precipitación al año medio. El segundo período experimental fue bastante lluvioso, con precipitaciones anormalmente altas en los meses de noviembre y diciembre. El tercer período experimental fue también más seco que el año medio, excepto el mes de abril que resultó muy lluvioso.

### III.1.3. CARACTERIZACION INICIAL DE LA PARCELA EXPERIMENTAL

Con objeto de estudiar la variabilidad espacial de algunas propiedades del suelo de la parcela experimental P-2049, en una subparcela (80 x 40 m), sin cultivo de la misma, se trazó una malla de muestreo (Fig.II.15) de 6 x 6 puntos, con una superficie de 1.250 m<sup>2</sup>. En cada punto de la malla se tomaron muestras de suelo a tres profundidades, en las que se hicieron determinaciones de humedad gravimétrica, contenido en carbonato, CE y concentración de sodio en el extracto 1:5.

Los resultados se analizaron mediante los métodos estadísticos convencionales así como mediante métodos geoestadísticos.

En los análisis estadísticos convencionales se asume que el valor de la variable medida es independiente de su localización en el espacio, es decir, que las diferencias entre las medidas de diferentes puntos se deben a efectos de tipo aleatorio.

Actualmente se ha comprobado la importancia que tiene la distribución espacial de muchas de las propiedades físico-químicas del suelo, surgiendo un caso particular de la estadística denominada geoestadística para el estudio de la variabilidad espacial.

Los métodos geoestadísticos, basados en la teoría de variables regionalizadas de Matheron (1963), fueron utilizados inicialmente en estudios geológicos y mineros, pero actualmente vienen siendo aplicados a estudios de suelos con gran éxito.

Con el estudio geoestadístico de los datos de la malla, se pretende conocer la dependencia espacial de los parámetros en cuestión, para facilitar posteriormente la elección de los puntos de muestreo para un estudio más profundo. Para ello, se realiza el estudio de los variogramas e interpolación mediante la metodología de interpolación óptima o kriging que permite mapear la zona muestreada. El procesamiento de los datos se llevó a cabo mediante el programa GEOAS.

Con los datos experimentales se obtiene un variograma experimental en función de una distancia de separación  $h$ . A estos datos se les ajusta a continuación una función continua que constituye el variograma teórico asociado al modelo experimental, y que en este caso fue un variograma esférico.

### III.1.3.1. Contenido de agua de las muestras de la malla

La Tabla III.9 muestra los valores medios, desviaciones típicas y coeficientes de variación del porcentaje en peso del contenido de agua de las muestras a cada profundidad. El día anterior a la toma de muestras se había producido una precipitación (8 mm), que provocó embolsamiento de agua en algunos puntos debido a la existencia de grietas.

Tabla III.9.

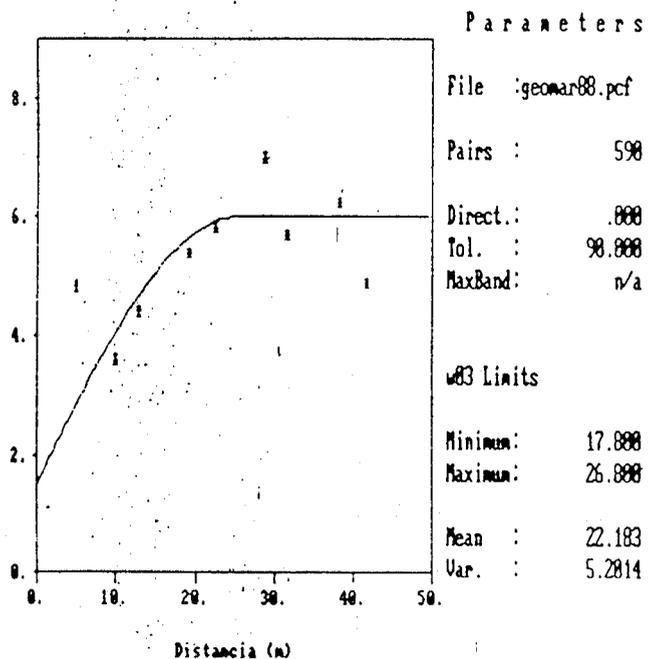
**Comparación de los valores medios de los contenidos de humedad del suelo a distintas profundidades.**

Prof(cm)	x(%)		SD	CV(%)
0-30	22,2	a	2,3	10,4
30-60	33,4	b	3,3	9,9
60-90	34,8	b	1,6	4,6

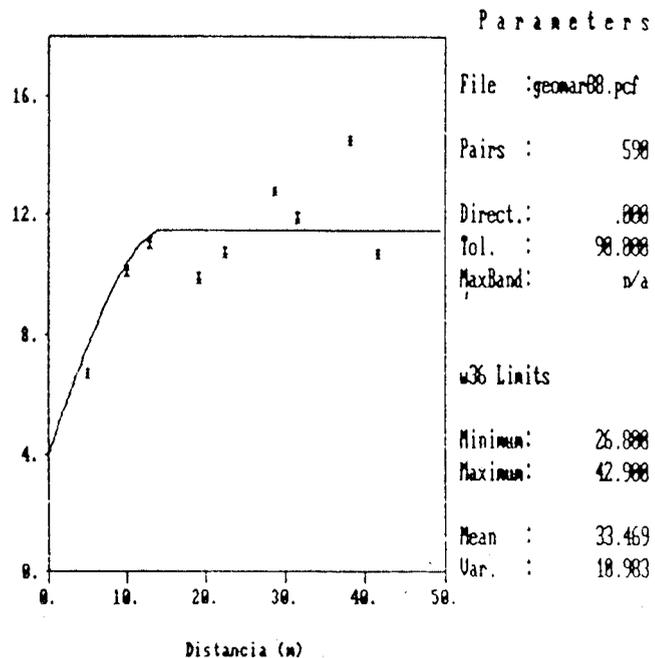
Los valores medios seguidos por una misma letra no son diferentes significativamente ( $P < 0,05$ ).

Este parámetro presenta una cierta tendencia a aumentar con la profundidad, aunque las diferencias entre las capas 30-60 y 60-90 cm no llegan a ser significativas ( $P < 0,05$ ). A estas dos profundidades la homogeneidad es superior a la de la capa 0-30 cm por estar menos influenciadas por los cambios ambientales, climáticos, etc. En la capa superficial se observa una mayor variabilidad, que podría ser debida a una evaporación irregular desde la superficie del suelo como consecuencia de la formación de grietas. Estas conclusiones son las mismas a las que se llega a la vista de los variogramas experimentales (Fig.III.1). En ellos se observa como los variogramas de las profundidades 30-60 cm y 60-90 cm se ajustan mejor al variograma esférico que el de 0-30 cm. Este último presenta una gran variación entre puntos próximos, lo que indica que a esta profundidad el valor de la humedad es completamente aleatorio y no tiene estructura espacial a la escala del muestreo utilizado. Los otros dos variogramas, a pesar de tener una componente aleatoria, presentan también cierta componente espacial, con intervalo de influencia que oscila entre 15 y 20 m y un valor de meseta de aproximadamente 10.

Variograma para el contenido de agua (0-30 cm)  
Parcela marismas



Variograma para el contenido de agua (30-60 cm)  
Parcela marismas



Variograma para el contenido de agua (60-90 cm)  
Parcela marismas

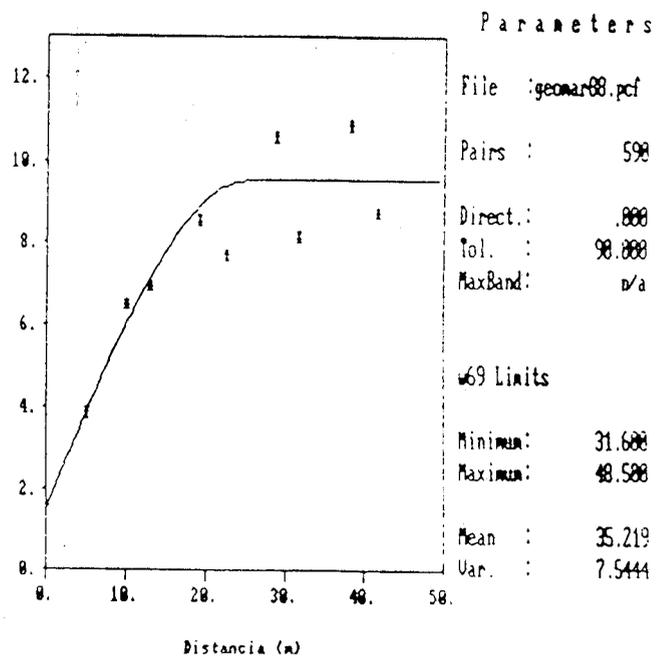


FIG III.1 VARIOGRAMAS PARA EL CONTENIDO DE AGUA A TRES PROFUNDIDADES

### III.1.3.2. Contenido en carbonatos de las muestras de la malla

El estudio del contenido en carbonatos de las muestras de la malla muestra un ligero aumento de este parámetro con la profundidad, probablemente debido al carácter calizo de la roca madre, sin llegar a ser las diferencias significativas ( $P < 0,05$ ).

El valor medio del contenido en carbonatos de las muestras de suelo estudiadas es de 17,1 % con una desviación típica de 2,7. El porcentaje de carbonato cálcico encontrado es típico de los suelos de Andalucía y favorece la estructura y permeabilidad del suelo al aportar Ca a un suelo predominantemente sódico (Bolt y col., 1976).

### III.1.3.3. Conductividad eléctrica de los extractos 1:5 de las muestras de la malla

La Fig.III.2 muestra los valores medios y las desviaciones típicas de la CE de los extractos 1:5 de los puntos de la malla para dren e interdren a cada profundidad. En ella se observa que la CE presenta una clara tendencia a aumentar con la profundidad, y que para cada profundidad los valores de CE en la posición interdren son significativamente mayores ( $P < 0,05$ ) que los correspondientes en la posición dren. Este hecho podría ser una prueba de la efectividad del sistema de drenaje, que produce un mejor lavado de las sales en las zonas más próximas a la línea del dren.

Los variogramas de CE se ajustan mal al variograma esférico en todas las profundidades (Fig.III.3), probablemente debido a la sucesión de posiciones dren e interdren.

El efecto de los drenes se ve claramente reflejado en los diagramas de isovalores (Fig.III.4) y tridimensionales (Fig.III.5) obtenidos por krigeaje.

Comparando estos resultados con los obtenidos por Moreno y col. (1979) para un suelo de esta misma zona antes de su recuperación, se observa que después de casi diez años de recuperación la salinidad ha disminuído a lo largo de todo el perfil (Fig.III.6), lo que prueba la efectividad del sistema de drenaje.

### III.1.3.4. Concentración de $\text{Na}^+$ de los extractos 1:5 de las muestras de la malla

Otro índice elegido para el estudio de la salinidad es la concentración de  $\text{Na}^+$  en el extracto 1:5, ya que la sal más abundante en estos suelos es el NaCl. La

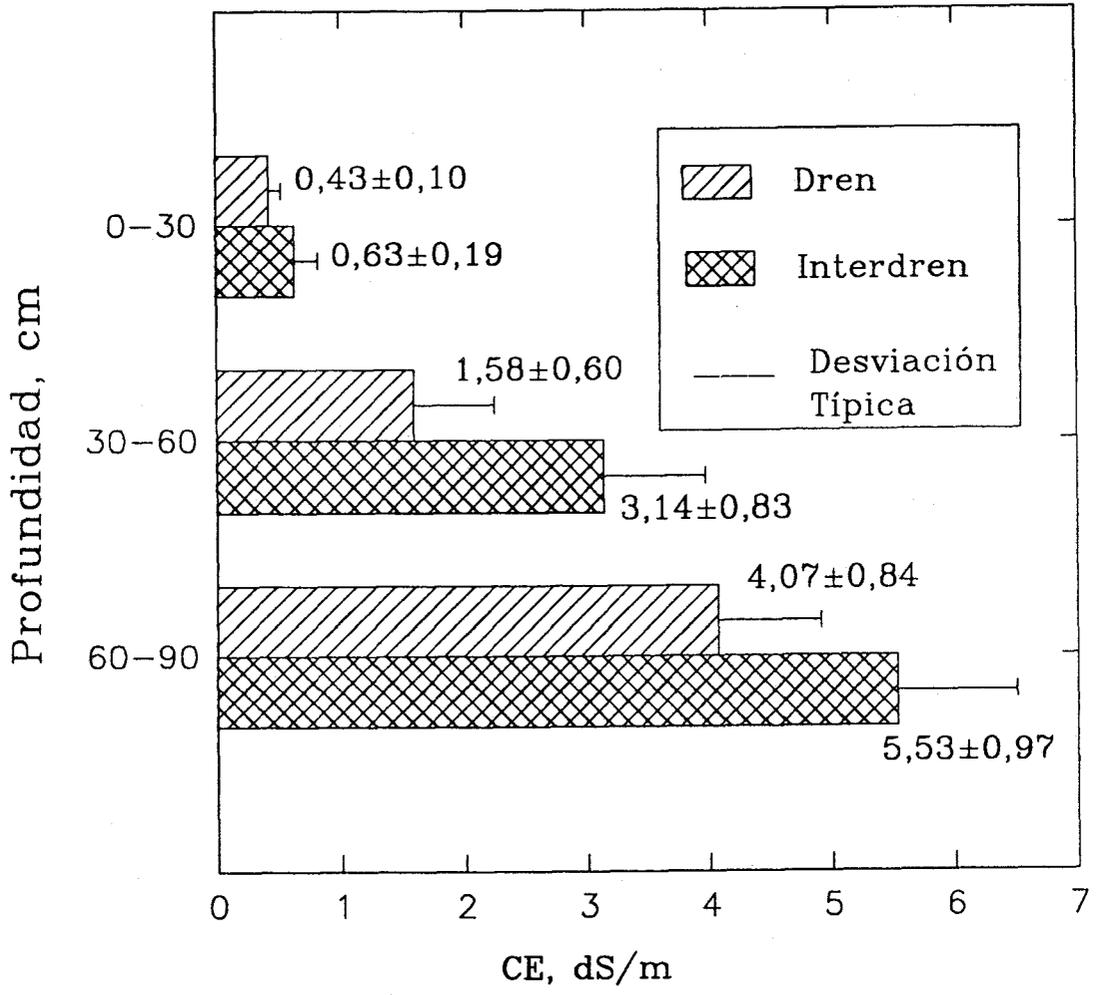
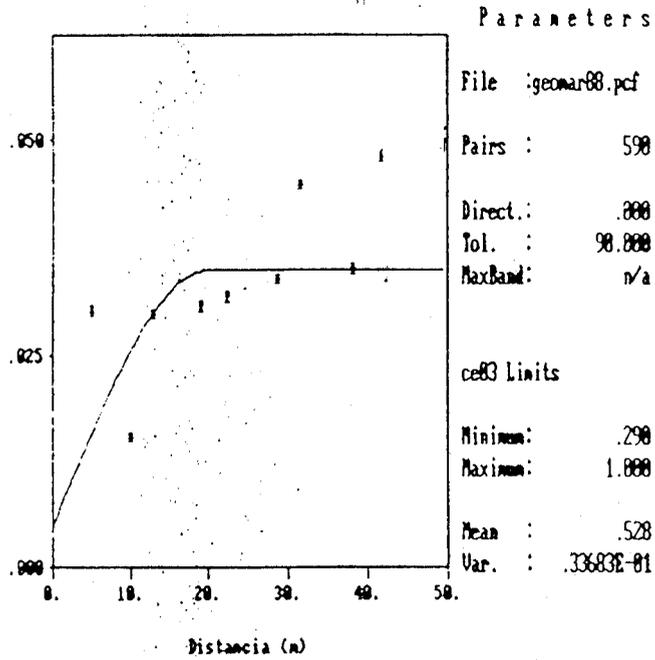
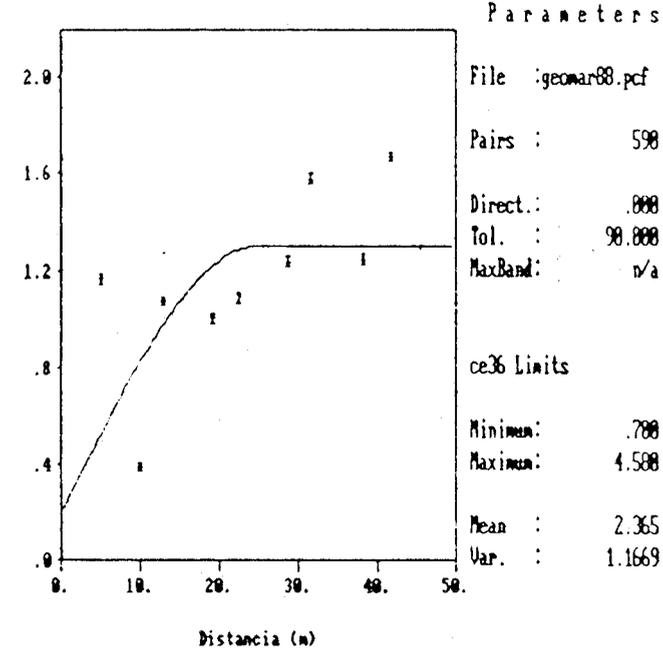


FIG III.2 CE DE LOS EXTRACTOS 1:5 DE LAS MUESTRAS DE LA MALLA

Variograma para la conductividad electrica (0-30 cm)  
Parcela marismas



Variograma para la conductividad electrica (30-60 cm)  
Parcela marismas



Variograma para la conductividad electrica (60-90 cm)  
Parcela marismas

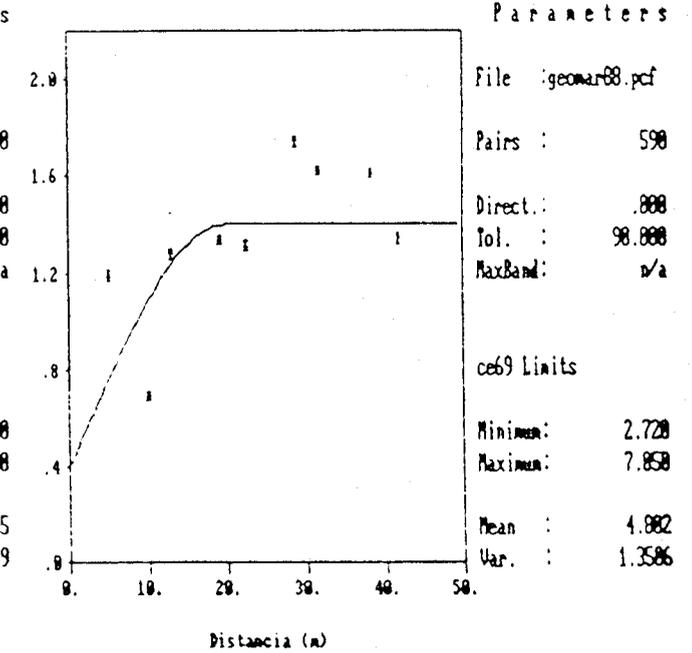
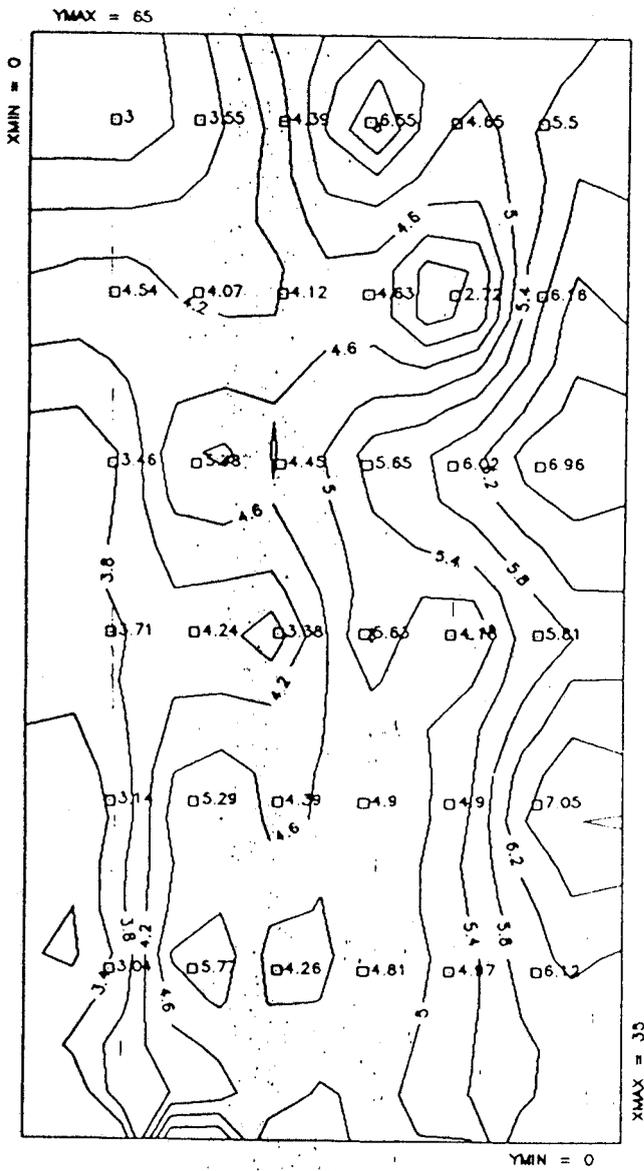
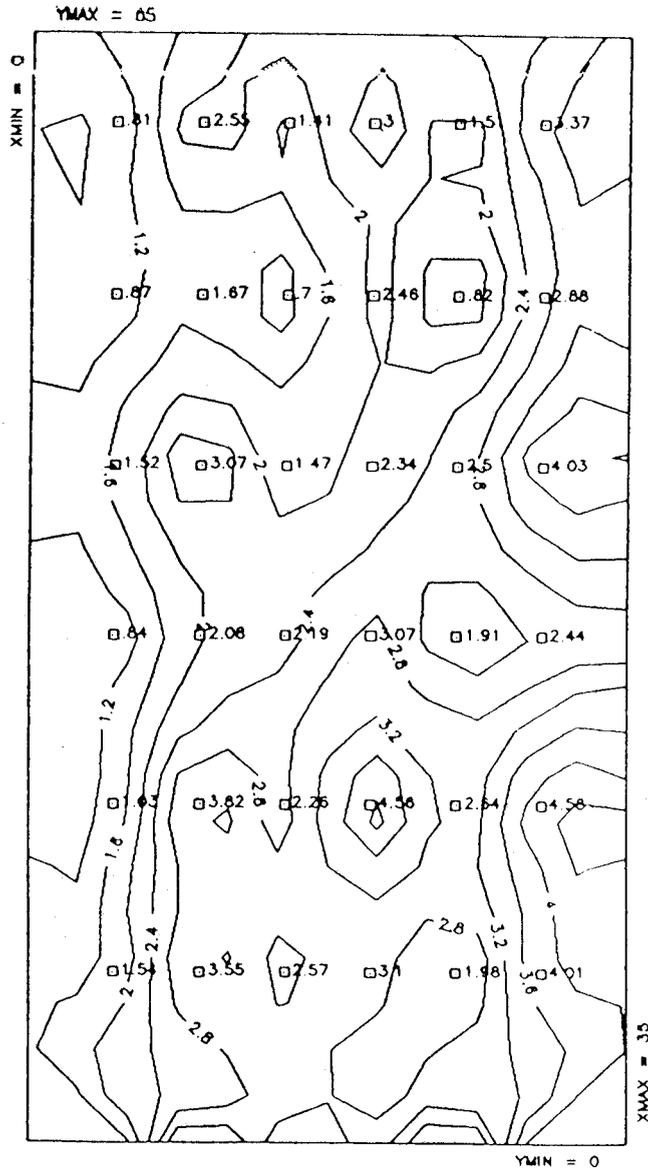


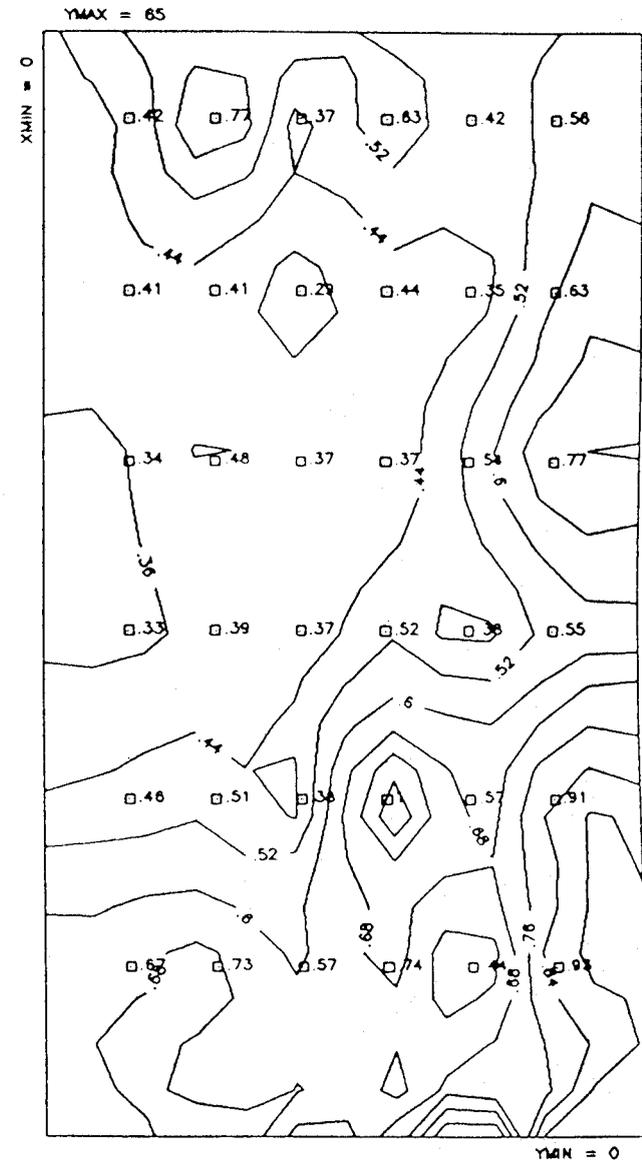
FIG III.5 VARIOGRAMAS PARA LA CONDUCTIVIDAD ELECTRICA DEL EXTRACTO 1:5 A TRES PROFUNDIDADES



CE (dS/m) 60-90 cm

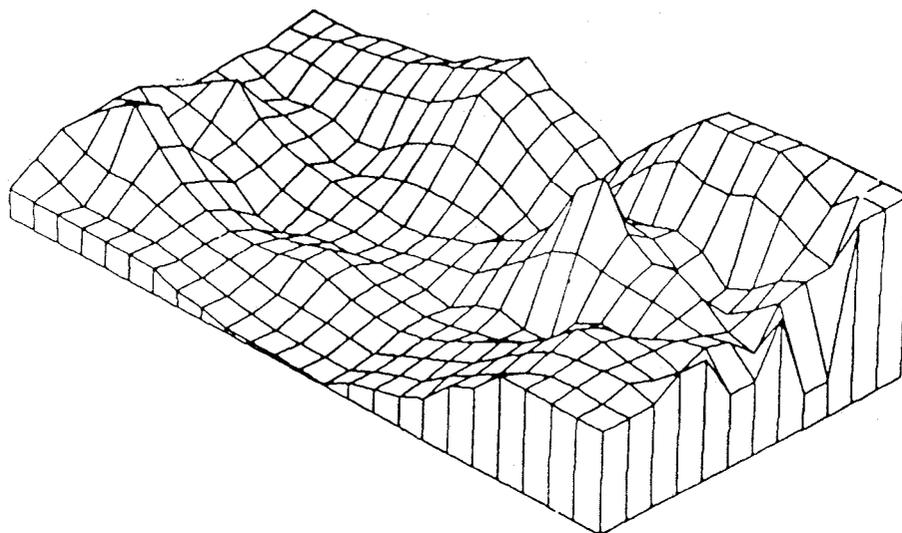


CE (dS/m) 30-60 cm

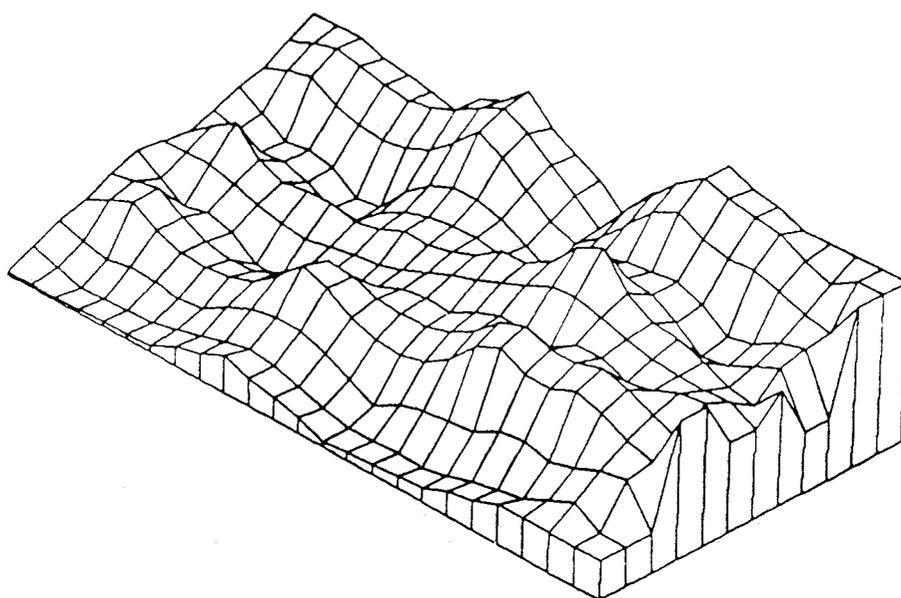


CE (dS/m) 00-30cm

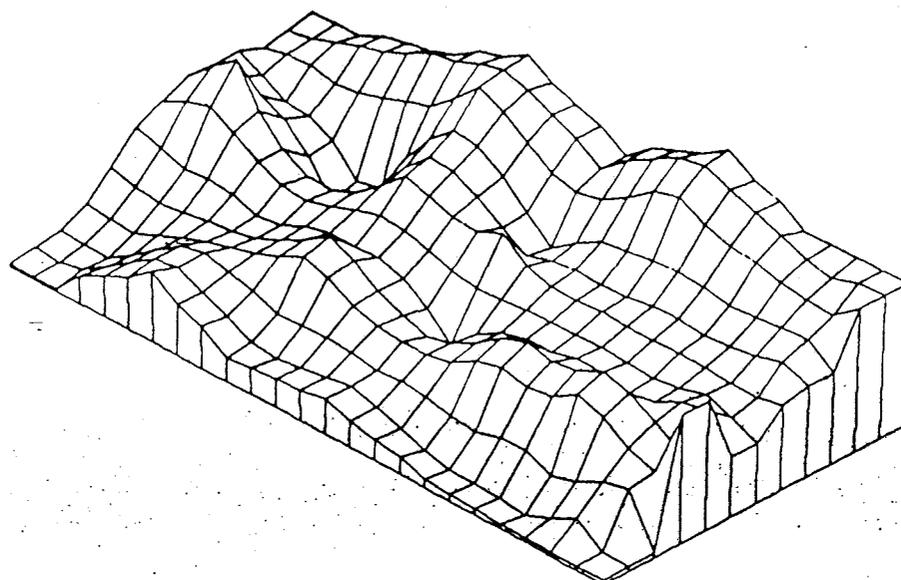
FIG III.4 DIAGRAMAS DE ISOVALORES DE CE (EXTRACTO 1:5) A TRES PROFUNDIDADES EN LA PARCELA EXPERIMENTAL



CE (dS/m) 00-30 cm

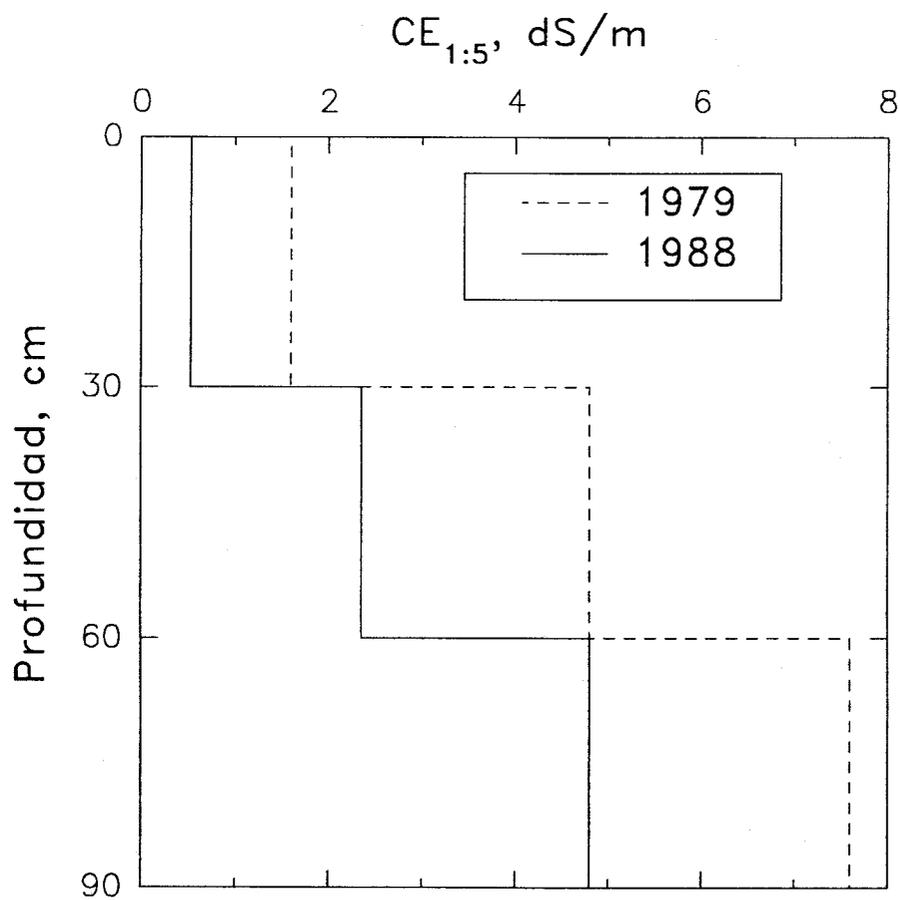


CE (dS/m) 30-60 cm



CE (dS/m) 60-90 cm

FIG III.5 DIAGRAMAS TRIDIMENSIONALES DE CE (EXTRACTO 1:5) A TRES PROFUNDIDADES EN LA PARCELA EXPERIMENTAL



**FIG III.6 CE DE EXTRACTOS 1:5 DE SUELO ANTES Y DESPUES DE LA RECUPERACION**

elección del  $\text{Na}^+$  en vez del  $\text{Cl}^-$  obedece al hecho de que la determinación de  $\text{Na}^+$  por fotometría de llama está sujeta a menos errores experimentales (por ejemplo: por manipulación de las muestras, por formación de compuestos intermedios, etc.) que las de  $\text{Cl}^-$  por colorimetría o por volumetría.

Los valores medios de las concentraciones de  $\text{Na}^+$  aumentan con la profundidad y son significativamente superiores ( $P < 0,05$ ) en los puntos de la malla en posición dren que en los de posición interdren (Fig.III.7).

La comparación de estos valores con los obtenidos por Moreno y col. (1979) antes de la recuperación, muestra de nuevo la disminución de la salinidad en todo el perfil (Fig.III.8).

### III.1.3.5. Composición química de las pastas saturadas de muestras de la malla

En 10 puntos seleccionados de la malla que cubren completamente el intervalo de salinidades de la parcela, y a tres profundidades, se realizaron estudios de la composición química de extractos de pasta saturada.

La Tabla III.10 muestra la composición media de dichos extractos, cuyo pH medio fue 7,5.

En general se observa un pequeño déficit en la suma de aniones debido, al menos en parte, a que no se consideraron los nitratos. A pesar de la importancia de este anión en los suelos cultivados, como consecuencia del abonado, en los estudios clásicos de salinidad no suele considerarse por su baja concentración relativa a los restantes iones, así como por la dificultad de su determinación con precisión en presencia de altas concentraciones de  $\text{Cl}^-$ .

El análisis de la varianza ANOVA de los resultados mostró que tanto la CE como la concentración de cada uno de los iones determinados en la pasta saturada, excepto la de  $\text{Alk}$ , aumentan con la profundidad ( $P < 0,05$ ).

Los valores de ESP se han calculado a partir del SAR mediante la expresión:  $\text{ESP}/(100-\text{ESP}) = 0,014575 \text{ SAR} - 0,0126$ , propuesta por el Laboratorio de Salinidad de los EEUU (Richards, 1973).

Según los valores de CE y los de ESP, el suelo podría clasificarse, según el criterio tradicional, como salino-sódico en sus capas media y profunda ( $\text{CE} > 4 \text{ dS/m}$ ,  $\text{ESP} > 15$ ), y normal en su capa superficial, consecuencia lógica del manejo y riego de la parcela.

Según este criterio, el suelo de la parcela P-2049, por su salinidad en la capa

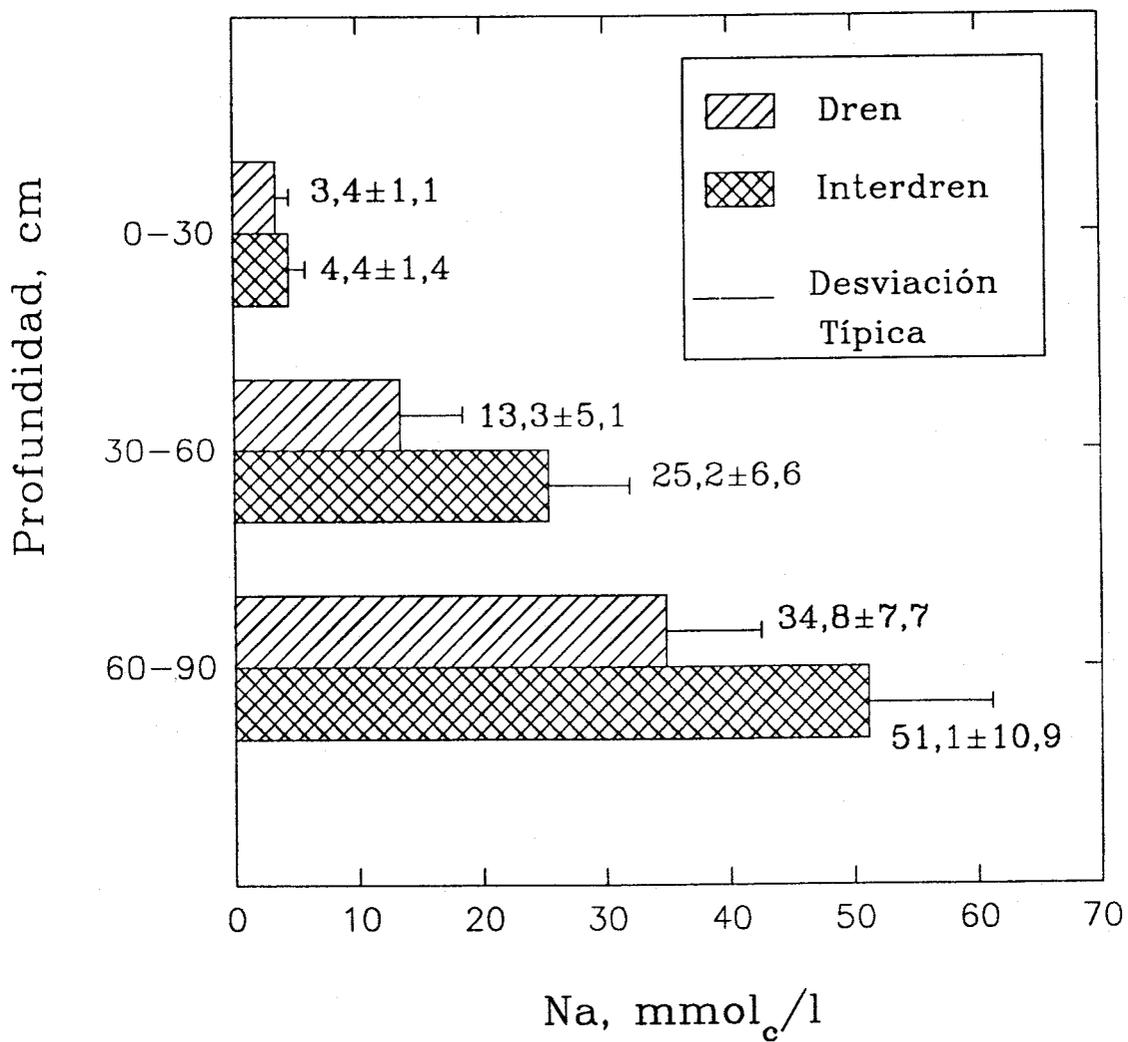
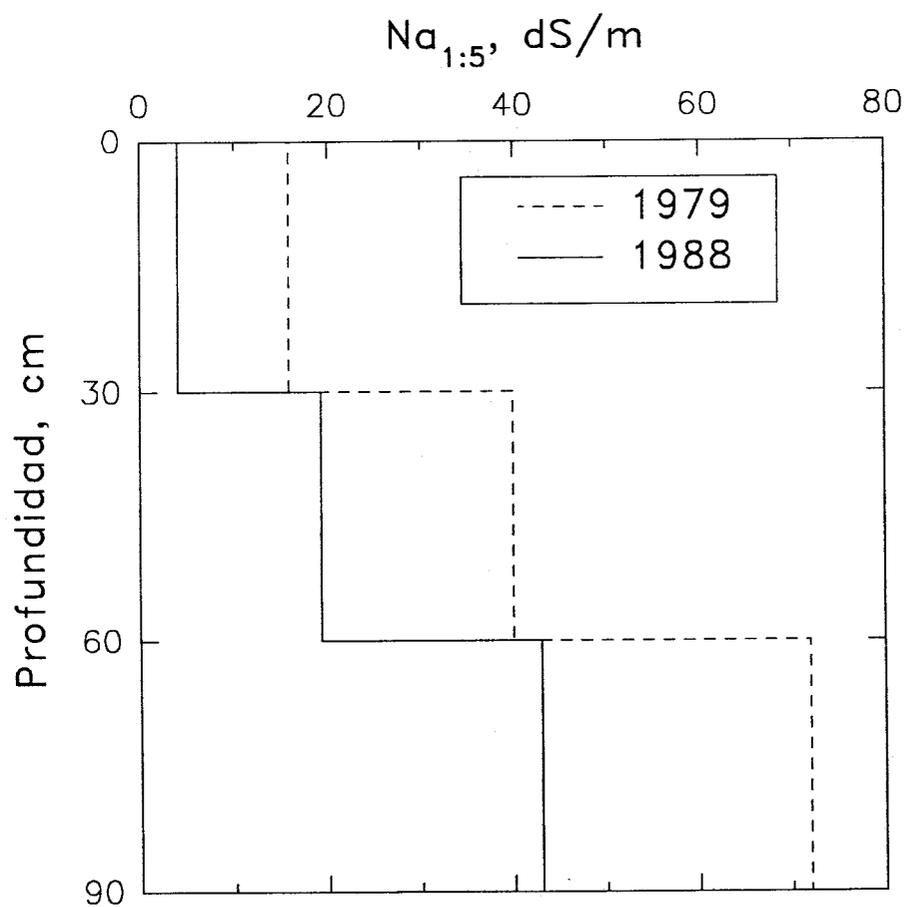


FIG III.7 NA DE LOS EXTRACTOS 1:5 DE LAS MUESTRAS DE LA MALLA



**FIG III.8 NA DE EXTRACTOS 1:5 DE SUELO ANTES Y DESPUES DE LA RECUPERACION**

Tabla III.10.

Comparación de los valores medios (x) de CE (dS/m), de concentración de iones solubles ( $\mu\text{mol}_c/\text{g}$ ), de SAR ( $\text{mmol/l}^{1/2}$ ) y de ESP (%) de pastas saturadas de muestras de suelo a distintas profundidades.

	0-30 cm		30-60 cm		60-90 cm				
	x	SD	x	SD	x	SD			
CE	2,2	a	0,7	9,4	b	3,4	21,6	c	6,4
Na	11,1	a	4,4	76,0	b	30,9	176,2	c	43,8
K	0,7	a	0,1	1,5	b	0,4	2,6	c	0,4
Ca	3,9	a	2,1	9,6	b	4,0	16,0	c	5,9
Mg	2,7	a	1,1	12,4	b	5,3	33,1	c	10,2
Suma	17,6	a	5,3	99,4	b	38,5	227,9	c	58,1
SAR	6,6	a	2,3	22,9	b	5,7	36,7	c	5,3
ESP	7,8	a	2,9	24,3	b	4,7	34,4	c	3,5
Alk	2,0	b	0,4	1,8	a	0,5	1,5	c	0,5
Cl	6,3	a	2,5	64,7	b	34,9	179,0	c	63,2
SO <sub>4</sub>	7,5	a	4,0	28,9	b	15,3	47,0	c	12,9
Suma	15,8	a	5,7	95,5	b	42,1	227,5	c	67,2

SAR= Sodium Adsorption Ratio =  $(\text{Na}/(\text{Ca}+\text{Mg})^{1/2})$  expresados en mmol/l.

ESP= Exchangeable Sodium Percentage =  $(\text{Na}_x/\text{CEC}) 100$ .

Los valores medios seguidos por una misma letra en una misma línea no son diferentes significativamente ( $P < 0,05$ )

superficial podría soportar cultivos sensibles a las sales ( $<4$  dS/m), mientras que por la salinidad de la capa media, sólo podría soportar cultivos muy tolerantes a las sales ( $<16$  dS/m). En cualquiera de los casos es necesario mantener mediante el riego la capa freática, altamente salina, por debajo de la zona radicular.

Debido a que algunos cultivos sensibles a las sales pueden verse afectados en suelos con CE con valores comprendidos entre 2 y 4 dS/m, el *Terminology Committee of the Soil Science Society of America* ha bajado el límite de separación entre suelos salinos y no-salinos de 4 a 2 dS/m de CE en el extracto de saturación (Bohn, 1979). Según este nuevo criterio, la CE de la capa superficial del suelo en estudio estaría ligeramente por encima del valor límite, y por tanto clasificada como salina.

Según este mismo comité, el criterio para determinar si un suelo es o no sódico se basa en el valor del SAR en vez de en el del ESP, considerando sódicos a los suelos con SAR mayor que 15. Este criterio no modifica la clasificación del suelo en estudio según el método tradicional, porque en este suelo los valores de SAR y ESP son muy similares.

El pH medio de este suelo (7,5), es el típico de los suelos salinos y salino-sódicos ( $\text{pH} < 8,5$ ), debido a la presencia de sales solubles neutras (Richards, 1973). En este suelo, la presencia de sales cálcicas y magnésicas impiden la hidrólisis del Na intercambiable,  $\text{Na}_x$  y el consecuente aumento del pH.

Las Tablas III.11, 12 y 13 muestran los valores medios y desviaciones típicas de los diferentes parámetros, en dren e interdren, a 30, 60 y 90 cm de profundidad respectivamente.

En las tres capas de suelo estudiadas, los valores medios de todos los parámetros, a excepción de la alcalinidad, son inferiores en la posición dren que en la interdren, si bien sólo se encuentran diferencias significativas ( $P < 0,05$ ) para algunos parámetros en la capa de 30-60 cm.

Estos resultados ponen de manifiesto la eficiencia del sistema de drenaje, que es mayor cuanto menor es la distancia al dren. Sin embargo, donde mejor se observa la influencia del dren es en la capa intermedia, que está menos expuesta a la acción del riego, lluvia y laboreo, así como a la influencia de la salinidad de la capa freática.

Comparando los resultados obtenidos en este trabajo con los de Moreno y col., (1981) en 1979, antes de las obras de drenaje, (Tabla III.14), puede observarse

Tabla III.11.

**Comparación de los valores medios (x) de CE (dS/m), de concentración de iones solubles ( $\mu\text{mol}_c/\text{g}$ ), de SAR ( $\text{mmol/l}$ )<sup>1/2</sup> y de ESP (%) de pastas saturadas de muestras de suelo en dren e interdren, a la profundidad 0-30 cm.**

	Dren			Interdren		
	x		SD	x		SD
CE	1,9	a	0,5	2,6	a	0,9
Na	9,1	a	3,1	11,5	a	4,0
K	0,6	a	0,1	0,7	a	0,2
Ca	3,2	a	0,5	4,6	a	2,8
Mg	2,2	a	0,4	3,1	a	1,5
Suma	15,1	a	3,7	19,9	a	6,0
SAR	6,2	a	5,4	7,1	a	2,9
ESP	7,2	a	2,4	8,4	a	3,5
Alk	2,0	a	0,6	2,0	a	0,3
Cl	5,8	a	2,5	6,9	a	2,6
SO4	5,5	a	2,6	9,4	a	4,5
Suma	13,3	a	5,3	18,3	a	5,5

Los valores medios seguidos por una misma letra en una misma línea no son diferentes significativamente ( $P < 0,05$ ).

Tabla III.12.

**Comparación de los valores medios (x) de CE (dS/m), de concentración de iones solubles ( $\mu\text{mol}_c/\text{g}$ ), de SAR ( $\text{mmol/l}$ )<sup>1/2</sup> y de ESP (%) de pastas saturadas de muestras de suelo en dren e interdren, a la profundidad 30-60 cm.**

	Dren		Interdren	
	x	SD	x	SD
CE	6,9	a 2,0	11,9	a 2,6
Na	57,1	a 18,8	94,9	b 30,4
K	1,3	a 0,2	1,8	b 0,3
Ca	6,5	a 1,1	12,7	b 3,4
Mg	8,1	a 2,3	16,7	b 3,1
Suma	73,0	a 22,3	126,0	b 32,8
SAR	20,4	a 3,9	25,4	a 6,6
ESP	22,2	a 3,3	26,3	a 5,3
Alk	2,1	a 0,3	1,7	a 0,3
Cl	41,1	a 10,0	88,2	b 35,3
SO4	22,7	a 15,7	35,0	a 13,7
Suma	66,0	a 24,7	125,0	b 34,7

Los valores medios seguidos por una misma letra en una misma línea no son diferentes significativamente ( $P < 0,05$ ).

Tabla III.13.

**Comparación de los valores medios (x) de CE (dS/m), de concentración de iones solubles ( $\mu\text{mol}_c/\text{g}$ ), de SAR ( $\text{mmol/l}^{1/2}$ ) y de ESP (%) de pastas saturadas de muestras de suelo en dren e interdren, a la profundidad 60-90 cm.**

	Dren		Interdren	
	x	SD	x	SD
CE	20,1	a 6,8	23,1	a 6,4
Na	154,3	a 24,1	198,2	a 50,3
K	2,4	a 0,2	2,7	a 0,5
Ca	12,1	a 5,5	19,9	b 3,3
Mg	28,5	a 6,2	37,7	a 12,0
Suma	197,4	a 31,7	258,5	a 65,1
SAR	35,1	a 3,9	38,2	a 6,4
ESP	33,5	a 2,6	35,3	a 4,3
Alk	1,5	a 0,3	1,4	a 0,7
Cl	147,9	a 26,0	210,1	a 76,7
SO <sub>4</sub>	41,2	a 14,5	52,8	a 8,8
Suma	190,6	a 39,4	264,3	a 72,3

Los valores medios seguidos por una misma letra en una misma línea no son diferentes significativamente ( $P < 0,05$ ).

Tabla III.14.

**Comparación de la CE (dS/m), las concentraciones de iones solubles ( $\mu\text{mol/g}$ ), SAR ( $\text{mmol/l}^{1/2}$ ) y ESP (%) de pastas saturadas de muestras del suelo de la parcela P-2049 en 1988 con las de un suelo sin recuperar de la misma zona en 1979 (Moreno y col., 1981).**

Prof(cm)	1988	1979	1988	1979	1988	1979
	0-30	0-25	30-60	25-50	60-90	50-100
CE	2,3	4,8	9,4	18,3	21,6	28,2
Na	10,3	16	76,0	98	176,3	159
K	0,7	1	1,5	1	2,6	1
Ca	3,9	14	9,6	26	16,0	31
Mg	2,7	2	12,4	15	33,1	30
Suma +	18,5	33	99,5	140	228,0	221
SAR	6,6	7,2	22,9	26,8	36,6	35,8
ESP	7,8	15,4	24,3	30,2	34,4	35,9
Alk	2,0	3	1,9	1	1,5	1
Cl	6,3	8	64,7	88	179,0	160
SO <sub>4</sub>	7,5	24	28,9	51	47,0	58
Suma -	15,8	35	95,5	140	227,5	219

una notable recuperación de las capas superficiales del suelo. En efecto, en la capa de 0-30 cm se observa la importante disminución de la salinidad reflejada en la CE, debido a la disminución del  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  y  $\text{Cl}^-$ , así como del carácter sódico del suelo medido por el ESP. En la capa de 30-60 cm, la tendencia es similar aunque menos pronunciada, mientras que en la capa más profunda (60-90 cm) la situación en 1988 es muy similar a la de 1979.

Estos resultados pueden explicarse por el de la presencia de una capa freática, altamente salina, que por ascenso capilar hace que el suelo recupere las sales al mismo tiempo que éstas son eliminadas a través del drenaje. Sin embargo, en las capas superficial y media, el efecto del ascenso capilar se ve contrarrestado por el lavado de sales debido al riego o a la lluvia, que junto con el sistema de drenaje hacen que el nivel de salinidad en la capa de 0-30 cm se mantenga en unos márgenes adecuados para los cultivos.

#### III.1.3.6. Composición del complejo de intercambio y capacidad de intercambio catiónica.

En los mismos puntos de la malla seleccionados para la caracterización de la composición de los extractos de pasta saturada, se determinó la composición del complejo de intercambio y la capacidad de intercambio catiónica del suelo.

En la Tabla III.15 se observa que los valores medios de Na y K intercambiables,  $\text{Na}_x$  y  $\text{K}_x$ , en la posición dren son inferiores a los correspondientes en la posición interdren. En cambio, los valores medios de Ca y Mg intercambiables,  $\text{Ca}_x$  y  $\text{Mg}_x$ , son generalmente superiores en la posición dren. Sin embargo, en ninguno de los casos las diferencias entre los valores medios de ambas posiciones fueron significativas estadísticamente ( $P < 0,05$ ) debido a la gran variabilidad horizontal encontrada.

Se observó también que los valores medios de  $\text{Na}_x$  aumentan en profundidad y los de  $\text{Ca}_x$  decrecen, mientras que los de  $\text{K}_x$  y  $\text{Mg}_x$  permanecen constantes a lo largo del perfil (Tabla III.16). Estos resultados ponen de manifiesto que en estos suelos la composición del complejo de intercambio está dominada por la reacción de intercambio catiónica entre el Ca y el Na.

Las capacidades de intercambio catiónico de las muestras se determinaron por los métodos descritos en II.4.8.8 y II.4.8.9, usando  $\text{NH}_4^+$  y  $\text{Na}^+$  como cationes índices. Los valores medios de los resultados obtenidos usando  $\text{NH}_4^+$  como ión

Tabla III.15.

**Comparación de los valores medios de Na, K, Ca y Mg cambiables,  $Na_x$ ,  $K_x$ ,  $Ca_x$  y  $Mg_x$  (cmol<sub>c</sub>/kg), en las posiciones dren e interdren.**

Profundidad		Dren		Interdren	
0-30 cm	$Na_x$	12,1	a	21,1	a
	$K_x$	19,5	a	21,9	a
	$Ca_x$	109,7	a	102,9	a
	$Mg_x$	84,5	a	82,0	a
30-60 cm	$Na_x$	50,7	a	55,9	a
	$K_x$	19,4	a	22,8	a
	$Ca_x$	66,6	a	58,2	a
	$Mg_x$	69,5	a	86,3	a
60-90 cm	$Na_x$	52,9	a	82,5	a
	$K_x$	20,8	a	22,1	a
	$Ca_x$	42,7	a	33,5	a
	$Mg_x$	83,0	a	79,4	a

Los valores medios seguidos por una misma letra en una misma línea no son diferentes significativamente ( $P < 0,05$ ).

Tabla III.16.

**Variación con la profundidad de los valores medios de Na, K, Ca y Mg cambiables,  $Na_x$ ,  $K_x$ ,  $Ca_x$  y  $Mg_x$  (cmol<sub>c</sub>/kg).**

	0-30 cm		30-60 cm		60-90 cm	
$Na_x$	16,6	a	53,3	b	67,7	b
$K_x$	20,7	a	21,1	a	21,4	a
$Ca_x$	106,3	c	62,4	b	38,1	a
$Mg_x$	83,2	a	77,9	a	81,2	a

Los valores medios seguidos por una misma letra en una misma línea no son diferentes significativamente ( $P < 0,05$ ).

índice,  $CEC_{NH_4}$ , son inferiores a los obtenidos usando Na,  $CEC_{Na}$  (Tabla III.17). Las diferencias observadas entre las CEC determinadas por ambos métodos podrían atribuirse al mayor poder dispersante del Na que facilitaría una mejor exposición de los sitios de intercambio, si bien otra causa podría ser la existencia en el suelo de carbonato cálcico. Según Amer (1960) (citado en Hesse, 1971), en suelos calcáreos el método del acetato sódico da lugar a altos valores de CEC, debido al fuerte efecto del pH, encontrándose mejores resultados usando acetato amónico.

La estimación de la CEC mediante la suma de bases intercambiables,  $CEC_{sumx}$ , da lugar a valores medios intermedios entre  $CEC_{NH_4}$  y  $CEC_{Na}$ . Dichos valores resultaron ser significativamente diferentes de los de  $CEC_{NH_4}$  en las muestras superficiales (0-30 cm).

Teniendo en cuenta que el suelo en estudio presenta un 69-70 % de fracción arcilla, la composición mineralógica de la misma (75 % ilita, 15 % montmorillonita, 10 % caolinita) y las CEC de estos minerales de la arcilla (ilita 20-40  $cmol_c/kg$ , montmorillonita 80-120  $cmol_c/kg$ , caolinita 1-10  $cmol_c/kg$ ) (Bohn, 1979; Bresler, 1982), puede calcularse que la CEC de este suelo estaría comprendida entre 20 y 36  $cmol_c/kg$ . Por consiguiente, los valores de CEC obtenidos por cualquiera de los tres métodos están de acuerdo con el esperable según la composición mineralógica del suelo.

Los valores de CEC en los tres casos considerados son bastante homogéneos en el perfil, sin ser significativas las diferencias obtenidas en profundidad.

Usando  $CEC_{sumx}$ , se ha determinado la importancia relativa de cada uno de los cationes de intercambio en el complejo de intercambio (Fig.III.9). En dichas figuras se observa que el  $K_x$  representa aproximadamente el 10 % de las bases intercambiables a lo largo de todo el perfil. El  $Mg_x$  representa entre el 35-40 % del total de cationes intercambiables, siendo el catión dominante en las capas media e inferior del suelo, mientras que el  $Ca_x$  (20-45 %) predomina a la profundidad 0-30 cm. El  $Na_x$  (5-38 %) nunca supera al  $Mg_x$ , especialmente en posición "dren", y sólo supera al  $Ca_x$  en la capa de 60-90 cm.

El  $Na_x$  en las capas 30-60 y 60-90 cm supera al 15 % de la CEC del suelo, lo que unido a la alta salinidad de estas capas, ( $CE > 4$  dS/m) (Tablas III.12 y 13), hace que por debajo de los 30 cm este suelo se clasifique como salino sódico. En la capa superficial, el porcentaje de Na intercambiable no supera al 15 % y la CE es  $< 4$  dS/m, por lo que el suelo puede clasificarse como normal. A estas mismas

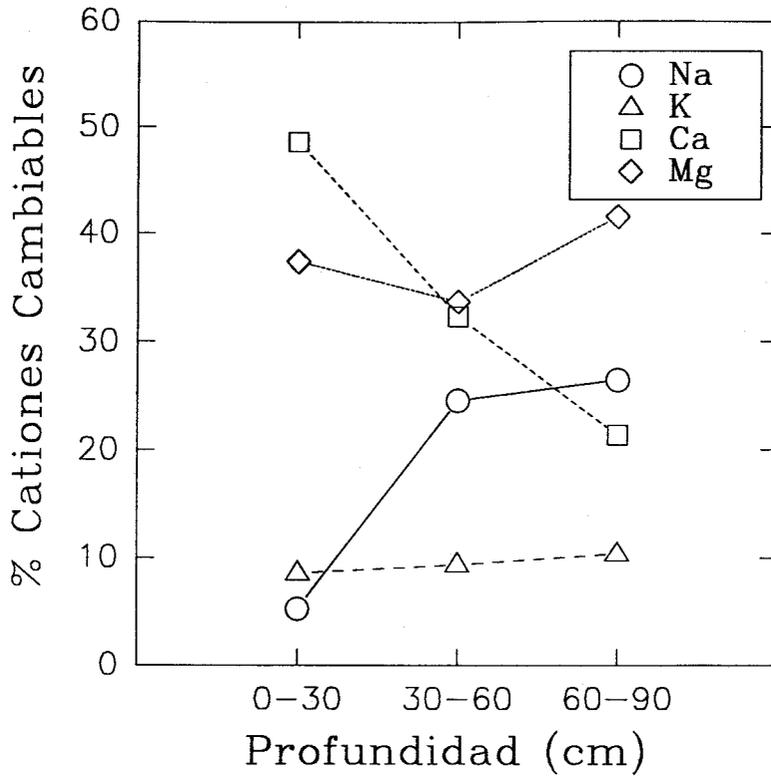
Tabla III.17.

Valores medios de las capacidades de cambio catiónico (cmol<sub>c</sub>/kg) usando NH<sub>4</sub><sup>+</sup> (CEC<sub>NH4</sub>) y Na<sup>+</sup> (CEC<sub>Na</sub>) como iones índice y de la suma de bases cambiables (CEC<sub>sumx</sub>).

Profundidad	CEC <sub>NH4</sub>		CEC <sub>Na</sub>		CEC <sub>sumx</sub>	
0-30 cm	20,2	a	26,6	ab	22,7	a
30-60 cm	20,7	a	27,1	b	22,6	a
60-90 cm	19,2	a	24,5	a	21,0	a
Valor medio	20,0		26,4		22,0	

Los valores medios seguidos por una misma letra en una misma línea no son diferentes significativamente (P<0,05).

### DREN



### INTERDREN

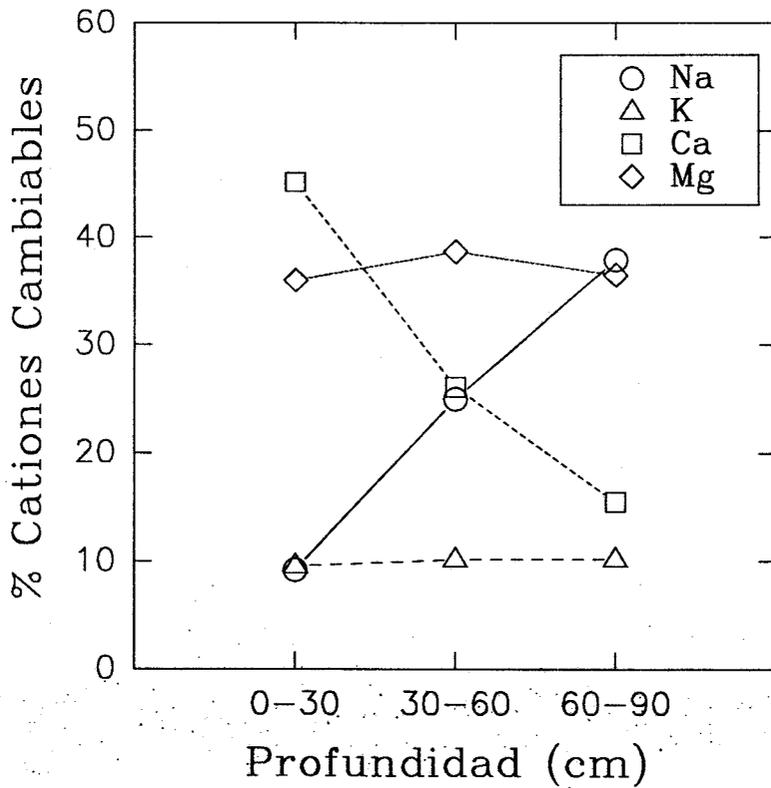


FIG III.9 COMPOSICION DEL COMPLEJO DE INTERCAMBIO

conclusiones se llegó a través de la composición de la pasta saturada (apartado III.1.3.5) en la que el porcentaje de Na intercambiable, ESP, se calculó a partir del SAR mediante la expresión del Laboratorio de Salinidad de los EEUU. Sin embargo, esta expresión es distinta a la que se obtiene al representar  $ESP_{sumx}/(100 - ESP_{sumx})$  frente al SAR, donde  $ESP_{sumx} = 100 Na_x / CEC_{sumx}$  :

$$ESP_{sumx} / (100 - ESP_{sumx}) = 0,00961 SAR + 0,02793 \quad r=0,96$$

Utilizando  $CEC_{NH_4}$  y  $CEC_{Na}$ , también resultan expresiones distintas a las del Laboratorio de Salinidad de los EEUU.

$$ESP_{NH_4} / (100 - ESP_{NH_4}) = 0,00889 SAR + 0,05018 \quad r=0,92$$

$$ESP_{Na} / (100 - ESP_{Na}) = 0,00643 SAR + 0,03354 \quad r=0,99$$

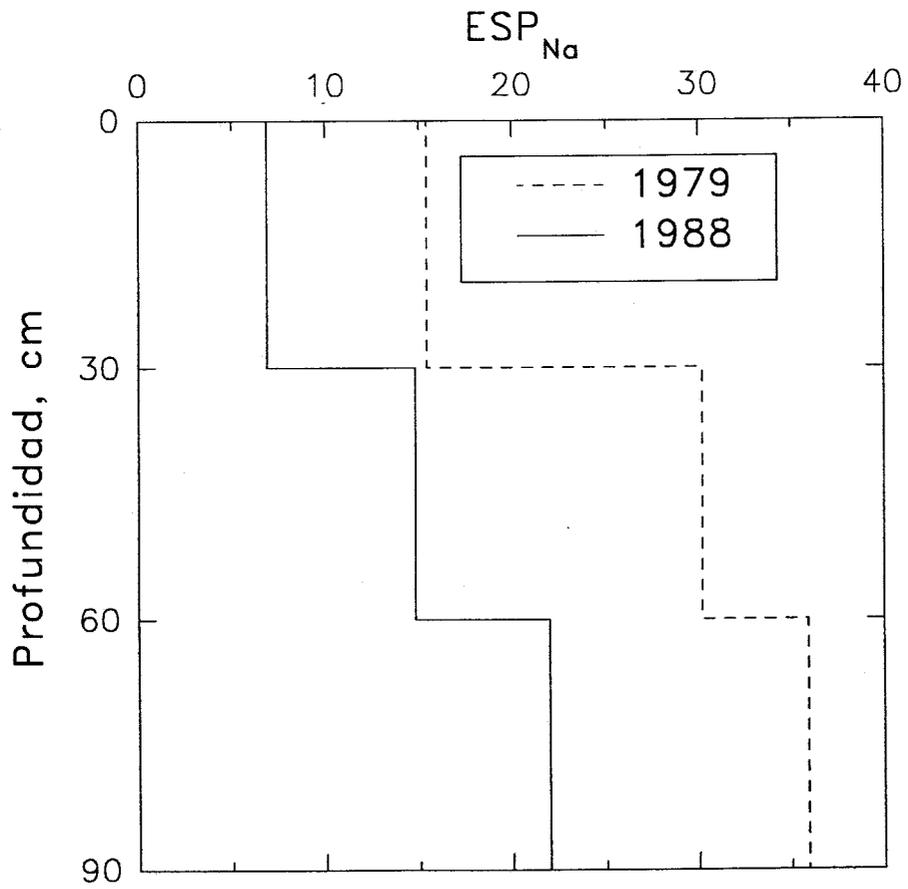
En los tres casos, los valores de r indican la existencia de una buena correlación entre ambas variables ( $P < 0,01$ ). Los altos valores de los coeficientes de determinación  $r^2$  (0,92; 0,85; 0,98) indican un alto valor de predicción de ESP a partir del SAR. En efecto, la comparación estadística de los valores de  $ESP_{sumx}$ ,  $ESP_{NH_4}$  y  $ESP_{Na}$  experimentales con los respectivos calculados mediante las expresiones anteriores, revelaron que no existe diferencia significativa ( $P < 0,05$ ) entre ambos conjuntos de valores en ninguno de los tres casos.

Los valores de ESP medidos en el presente estudio en todo el perfil son inferiores a los obtenidos por Moreno y col., (1981) poniendo de manifiesto la recuperación del suelo mediante el lavado de sales y el drenaje (Fig.III.10). Existe un paralelismo entre el comportamiento de los parámetros CE y ESP (Tabla III.14 y Fig.III.10), como es de esperar si en la reacción de intercambio catiónico se cumple la ecuación de Gapon, lo que implica que al disminuir la concentración de la solución del suelo por lavado, decrece el  $Na_x$ .

### III.1.3.7. Estimación de $CE_{ps}$ , $Na_{ps}$ y ESP a partir de las medidas de $CE_{1:5}$ y $Na_{1:5}$ .

Se ha observado la existencia de altas correlaciones entre los valores de CE y Na medidos en los extractos 1:5,  $CE_{1:5}$  y  $Na_{1:5}$ , y los correspondientes en extractos de pasta saturada,  $CE_{ps}$  y  $Na_{ps}$  que se describen mediante las ecuaciones (Fig.III.11 y 12):

$$CE_{ps} = 0,27 CE_{1:5}^2 + 3,09 CE_{1:5} + 0,86$$



**FIG III.10 ESP DEL SUELO ANTES Y DESPUES DE LA RECUPERACION**

$$CE_{ps} = 0,27 CE_{1:5}^2 + 3,09 CE_{1:5} + 0,86$$

$$r = 0,9666$$

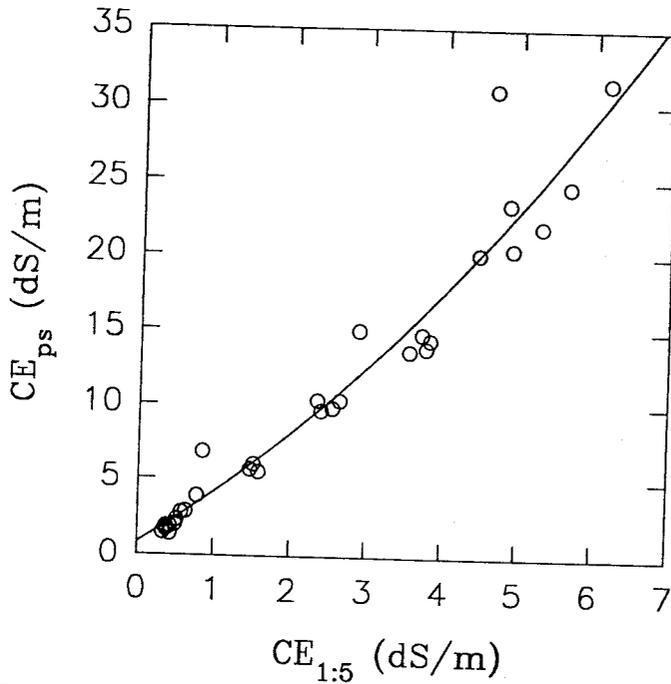


FIG III.11 RELACION ENTRE LOS VALORES DE CE MEDIDOS EN EXTRACTOS 1:5 Y LOS CORRESPONDIENTES EN EXTRACTOS DE PASTA SATURADA

$$Na_{ps} = 4,43 Na_{1:5} - 2,65$$

$$r = 0,9794$$

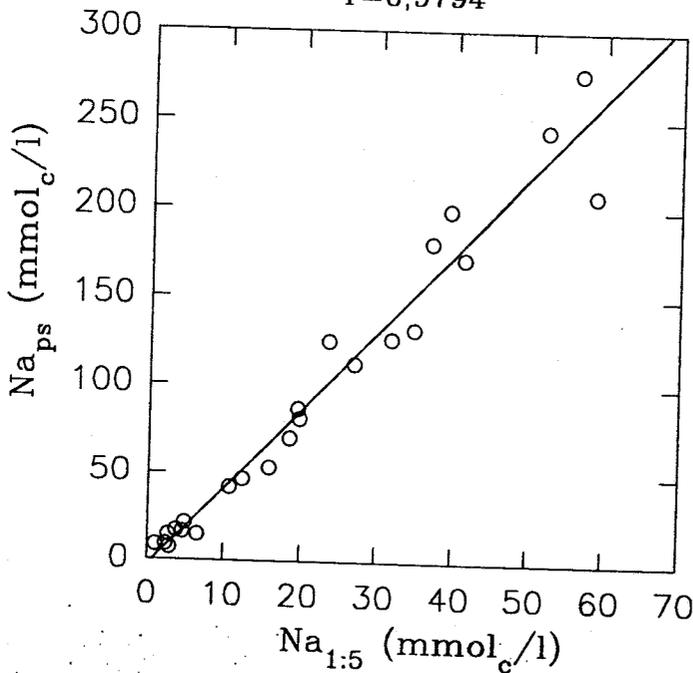


FIG III.12 RELACION ENTRE LOS VALORES DE NA MEDIDOS EN EXTRACTOS 1:5 Y LOS CORRESPONDIENTES EN EXTRACTOS DE PASTA SATURADA

$$Na_{ps} = 4,43 Na_{1:5} - 2,65$$

para las que se obtienen valores de  $r$  de 0,9666 y 0,9794 respectivamente, que indican que ambos pares de parámetros están altamente relacionados ( $P < 0,01$ ). A estos valores de  $r$  les corresponden coeficientes de determinación,  $r^2$ , de 0,93 y 0,96 respectivamente, que indican un alto valor de predicción de  $CE_{ps}$  y de  $Na_{ps}$  a partir de  $CE_{1:5}$  y  $Na_{1:5}$ .

Por otra parte, son interesantes las correlaciones encontradas entre parámetros de los extractos de pasta saturada. Así, el  $Na_{ps}$  y la  $CE_{ps}$  se encuentran altamente correlacionados mediante una ecuación de segundo orden y el SAR y el  $Na_{ps}$  mediante una exponencial (Fig.III.13 y 14):

$$Na_{ps} = 0,013 CE_{ps}^2 + 9,20 CE_{ps} - 8,44 \quad r=0,9945 \quad P < 0,01$$

$$SAR = 46,6 - 44,5 e^{-0,0085 Na_{ps}} \quad r^2 = 0,9786$$

Estas ecuaciones permiten estimar el  $Na_{ps}$  y el SAR a partir de  $CE_{ps}$  y  $Na_{ps}$  respectivamente con determinaciones del 99 % y 98 %.

La existencia de este tipo de relaciones es muy importante porque a través de ellas es posible estimar los parámetros que definen la salinidad de este suelo,  $CE_{ps}$ , SAR y ESP, mediante simples determinaciones en extracto 1:5. El camino a seguir se esquematiza de la siguiente forma:

$Na_{1:5}$	$Na_{ps}$	SAR	$ESP_{est1}$	
$CE_{1:5}$	$CE_{ps}$	$Na_{ps}$	SAR	$ESP_{est2}$

El último paso del esquema es mediante la ecuación:

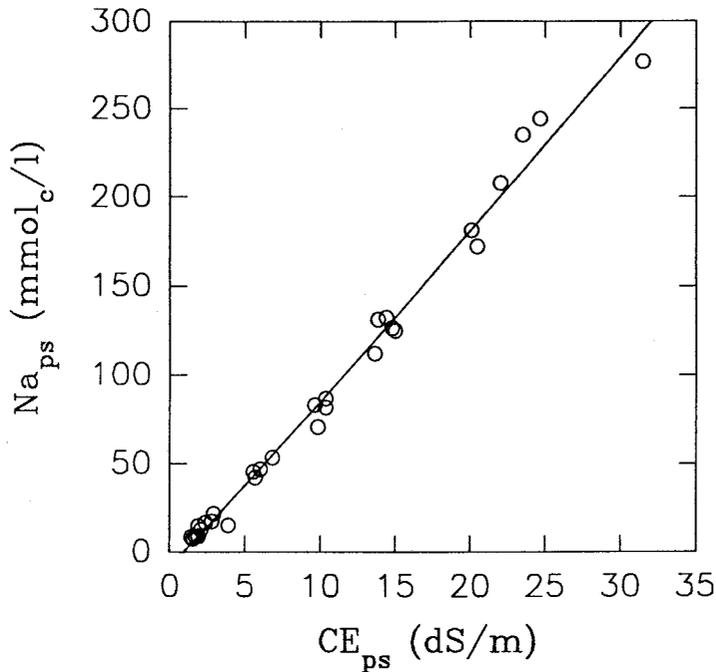
$$ESP = 100 (0,002793 + 0,00961 SAR) / (1 + (0,02793 + 0,00961 SAR))$$

deducida a partir de la expresión que se obtuvo en el apartado III.1.3.6.

Comparando los valores estimados de ESP por estos dos caminos,  $ESP_{est1}$  y  $ESP_{est2}$ , con los valores de  $ESP_{sumx}$ , se observó que los valores estimados no diferían significativamente ( $P < 0,01$ ) de los experimentales.

$$Na_{ps} = 0,013 CE_{ps}^2 + 9,20 CE_{ps} - 8,44$$

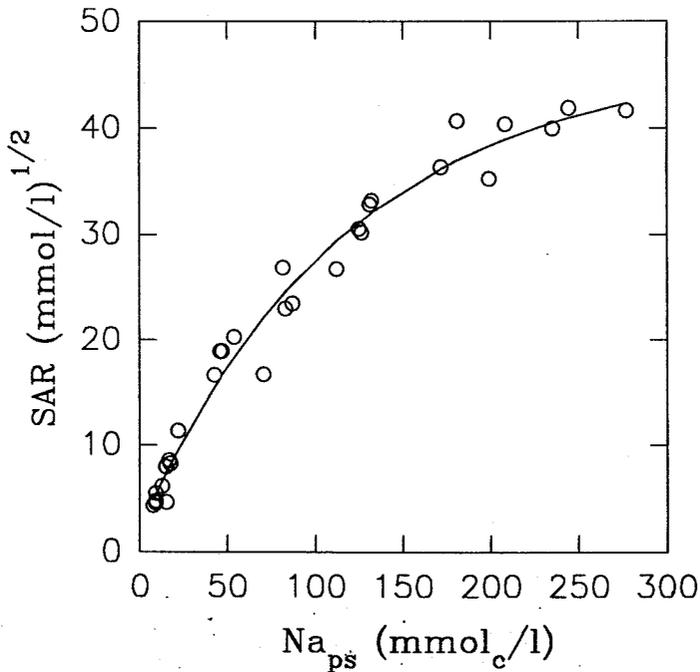
$$r = 0,9995$$



**FIG III.13 RELACION ENTRE LA CE Y EL NA MEDIDOS EN EXTRACTOS DE PASTA SATURADA**

$$SAR = 46,6 - 44,5 e^{-0,0085 Na_{ps}}$$

$$r^2 = 0,9786$$



**FIG III.14 RELACION ENTRE EL NA Y EL SAR MEDIDOS EN EXTRACTOS DE PASTA SATURADA**

### III.2 PRIMER PERIODO EXPERIMENTAL

Durante el primer período experimental se llevó a cabo la caracterización de la composición de las aguas de riego, de las extraídas por los extractores de solución y de las de la capa freática, así como su evolución con el tiempo.

En este mismo período se hicieron medidas de humedad volumétrica, mediante sonda de neutrones, en condiciones de parcela desnuda y cultivada, que permiten estudiar la evolución de los perfiles hídricos durante el año agronómico y la del contenido de sales en el suelo.

Así mismo, se estudió la evolución de los perfiles de carga hidráulica mediante las medidas realizadas con las baterías de tensiómetros instaladas en la parcela.

#### III.2.1. CARACTERIZACION DEL AGUA DE RIEGO.

El agua utilizada para el riego procede del Canal del Bajo Guadalquivir. Este agua posee una salinidad mucho menor que la del Guadalquivir a su paso por el sector en estudio, y tan sólo en algunas ocasiones se ha utilizado esta última para el riego de la parcela.

El análisis sistemático de las aguas de riego permitió distinguir dos tipos de agua de diferente calidad, dependiendo de la época del año:

1) agua tipo "a", utilizada para los primeros riegos por aspersión de la parcela, inmediatamente después de la siembra, en el mes de marzo.

2) agua tipo "b", utilizada para los riegos del cultivo durante los meses de julio, agosto y septiembre.

En la Tabla III.18 se recogen los análisis químicos de dos muestras de agua de riego representativas de cada uno de estos tipos.

Tabla III.18.

#### Características químicas de aguas de riego.

Tipo	CE (dS/m)	pH	Na (mmol <sub>e</sub> /l)	K (mmol <sub>e</sub> /l)	Ca (mmol <sub>e</sub> /l)	Mg (mmol <sub>e</sub> /l)	Suma cat	Alk (mmol <sub>e</sub> /l)	Cl (mmol <sub>e</sub> /l)	SO <sub>4</sub> (mmol <sub>e</sub> /l)	Sum an.	SAR
a	2,45	8,8	10,0	0,36	6,79	3,97	21,12	5,51	8,66	6,44	20,61	4,31
b	0,96	8,1	3,4	0,09	3,77	2,34	9,64	2,78	3,26	3,73	9,77	1,95

El motivo de la diferente calidad del agua del Canal del Bajo Guadalquivir según la época del año, es que en épocas de lluvia el Canal está alimentado por el agua del río a su paso por Peñaflor (Sevilla), mientras que en época de estiaje se alimenta de agua del embalse de Iznajar, que llega al Canal por el Genil, y que posee menor salinidad.

Según el sistema de clasificación para aguas de riego del Laboratorio de Salinidad de los EEUU (1954) el agua tipo "a" pertenece al grupo C4-S2, es decir, agua muy altamente salina y media en sodio, utilizable sólo ocasionalmente, con cultivos altamente tolerantes a las sales, suelos de buen drenaje y con aplicación de exceso de agua para lograr un buen lavado.

El agua tipo "b" pertenece al grupo C3-S1, es decir, agua altamente salina y baja en sodio, utilizable sólo con especies vegetales muy tolerantes a sales bajo un drenaje adecuado, y con poca probabilidad de dar niveles peligrosos de sodio intercambiable para las plantas. Las aguas muy salinas y con valores bajos de SAR son las indicadas para el lavado de los suelos salinos sódicos, pues las aguas de buena calidad podrían dar lugar a la alcalinización del suelo y al deterioro de la estructura del mismo, que se vuelve impermeable (Thellier, 1990).

Ambos tipos de aguas presentan una proporción Mg/Ca similar, con lo cuál según este parámetro sus efectos sobre la composición del complejo de intercambio del suelo, principalmente sobre la relación  $Mg_x/Ca_x$  de éste y sobre la adsorción de Na, no deben de ser diferentes. Sin embargo, al ser el SAR del agua tipo "a" mayor, ésto podría dar lugar a valores menores para el cociente Mg/Ca en el complejo de intercambio del suelo, consecuencia del aumento de la solubilidad del  $CaCO_3$  del mismo, y a una mayor adsorción de Na (Girdhar, 1984).

### III.2.2. CARACTERIZACION DE LA SOLUCIÓN EXTRAIDA DEL SUELO.

La determinación de la salinidad, SAR y las concentraciones de solutos individuales en muestras de agua de suelo, usando los métodos convencionales de análisis químico, suele realizarse extrayendo *in situ* la solución del suelo mediante una sonda de succión. Los otros métodos para la medida de la salinidad en muestras de agua del suelo (desplazamiento, compactación, centrifugación, adsorción molecular,...) requieren la toma de muestras de suelo, y no son apropiados para un seguimiento rutinario. En este trabajo se han utilizado cápsulas de cerámica porosa, aunque existen otras posibilidades (fritted glass cups, hollow cellulose fibers,...). Se han publicado numerosas revisiones sobre los distintos métodos de extracción de

solución del suelo (Rhoades, 1978; Rhoades y Oster, 1984; Litaor, 1988; Levin, 1977; Silkworth, 1981; Talsma, 1979; Grossmann, 1991). También existen estudios sobre los resultados obtenidos mediante el uso de cápsulas de cerámica porosa, sus ventajas y sus inconvenientes (Grover, 1970; Wood, 1973; England, 1974; Hansen, 1975; Severson, 1976; Debyle, 1988).

En las Fig.III.15 a III.17 se muestra la composición iónica del agua extraída por los extractores de solución, a las distintas profundidades, en la parcela no cultivada, diferenciando entre las posiciones dren (Fig.III.15) e interdren (Fig.III.16), y en la parcela cultivada, tomando los valores medios y desviaciones estándar de los tres extractores, situados en la línea de interdren (Fig.III.17).

Es difícil sacar conclusiones sobre la evolución en el tiempo de los diferentes iones, en el caso de la parcela no cultivada por la falta de datos a las profundidades de 30 y 60 cm en los meses de julio a septiembre, y en el de la parcela cultivada por no haberse dispuesto de los valores medios en algunas fechas, quedando en ellas reflejados valores puntuales que pueden falsear la evolución. Por ello, las figuras se presentan principalmente con el objeto de mostrar los intervalos de valores en los que se mueven los iones. La escala en el tiempo utilizada no es real.

Por otra parte, la evolución en el tiempo de la concentración salina de las aguas está directamente relacionada con los episodios de riego y lluvia, y se tratará posteriormente con el estudio de la suma catiónica, utilizando métodos de interpolación para solventar los problemas mencionados.

Considerando, por tanto, los valores experimentales de concentración de cada ión, puede observarse como, en todos los casos, los iones mayoritarios son  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ , que se han representado en una escala diferente, seguidos por el  $\text{Mg}^{2+}$  y el  $\text{SO}_4^{2-}$ , respectivamente.

Todos los iones, excepto  $\text{K}^+$  y Alk., que son los minoritarios, presentan valores inferiores en dren que en interdren para cada profundidad. Comparando los valores para cada ión de la parcela no cultivada en la posición interdren con los de la parcela cultivada, se observa que, para cada profundidad, son menores éstos últimos como consecuencia del riego.

La concentración de los iones mayoritarios aumenta claramente con la profundidad en todos los casos, no pudiéndose concluir nada para los minoritarios.

En la Tabla III.19. se muestran los valores medios y desviaciones típicas de las proporciones (expresadas en porcentajes) de los distintos iones determinados en las aguas extraídas del suelo a tres profundidades (30, 60 y 90 cm), en distintos

Parcela no cultivada (dren)

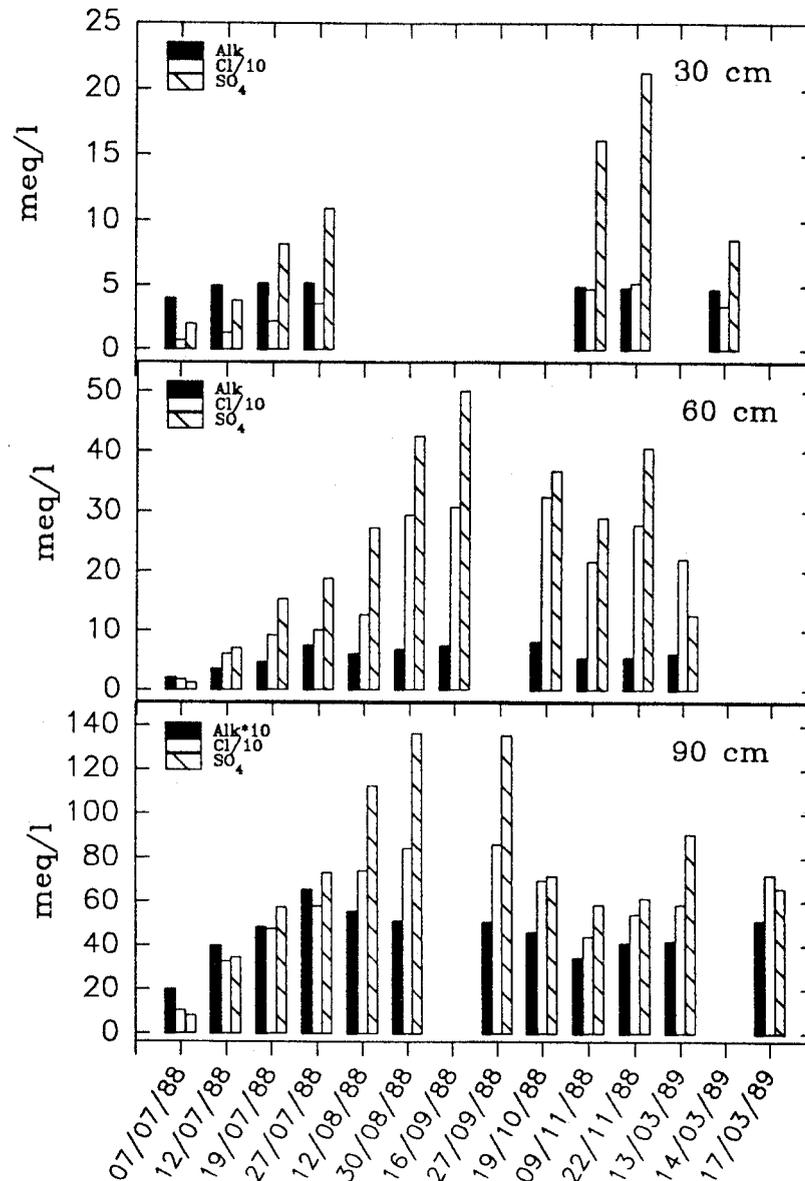
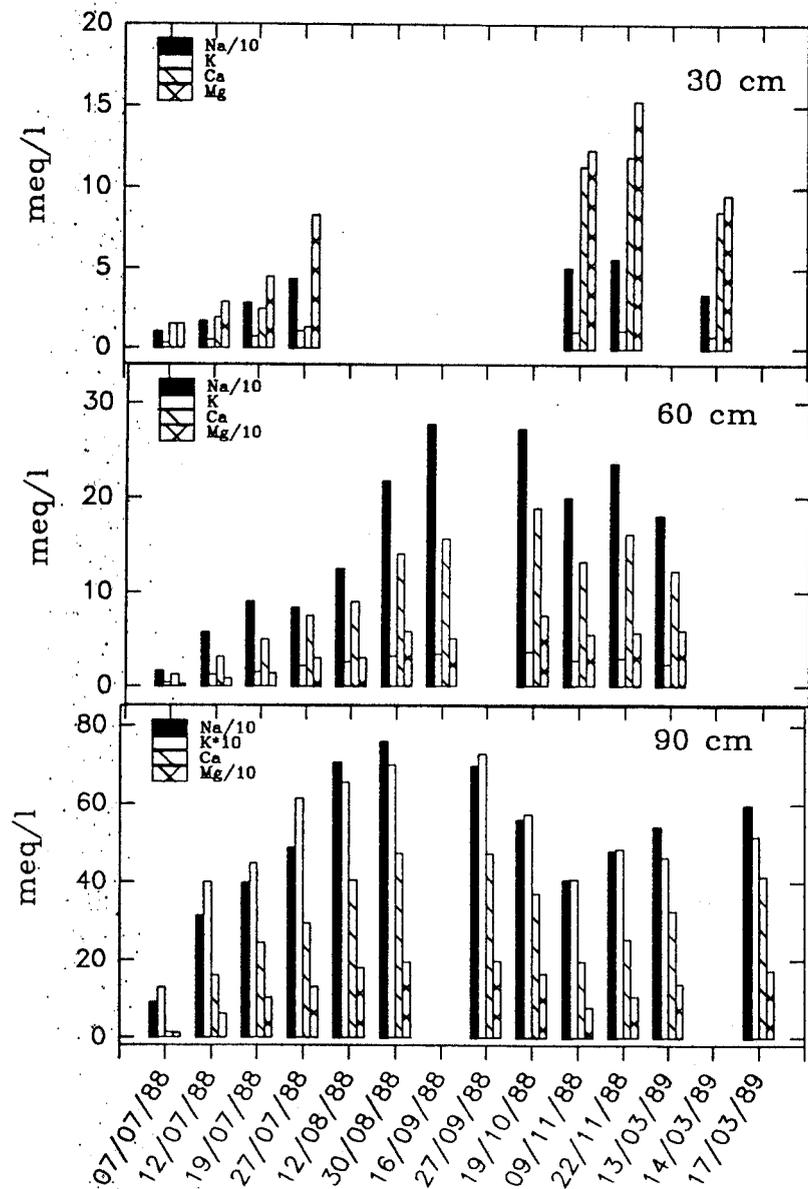


FIG III.15 COMPOSICION IONICA DE LAS SOLUCIONES DE SUELO  
EN LA PARCELA NO CULTIVADA (DREN)

Parcela no cultivada (interdren)

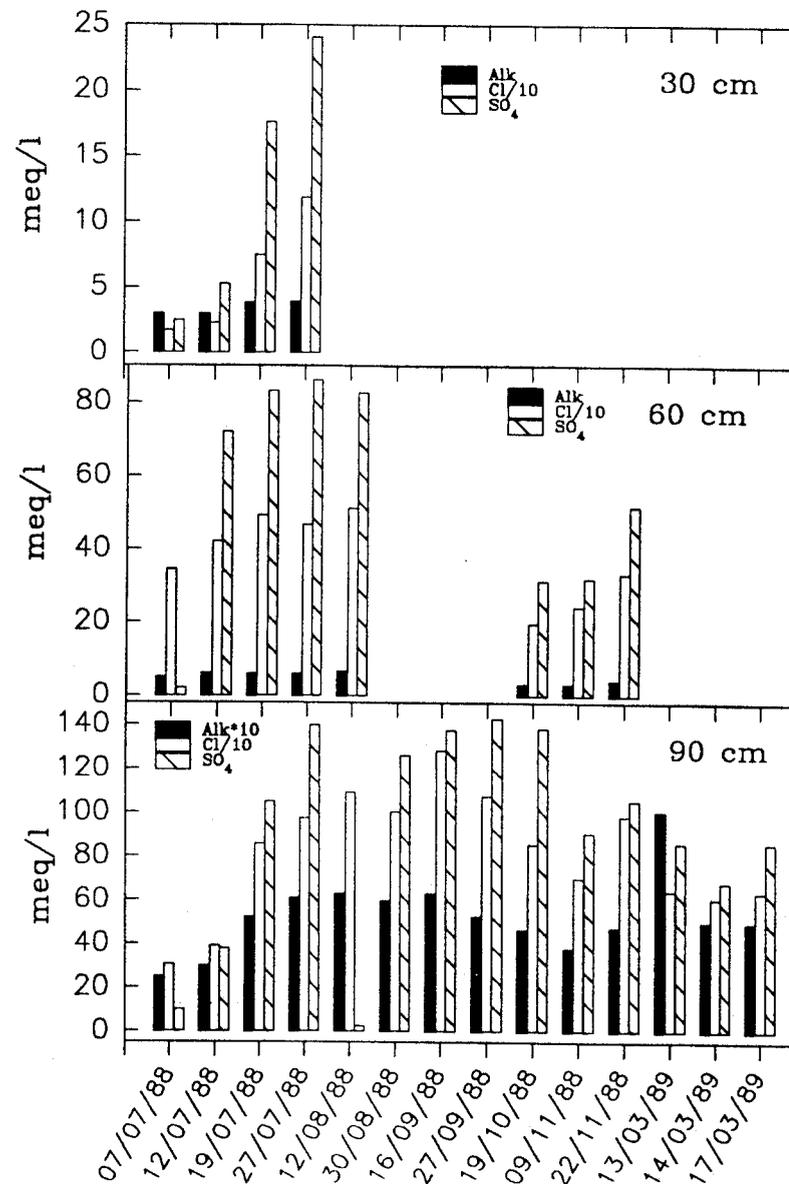
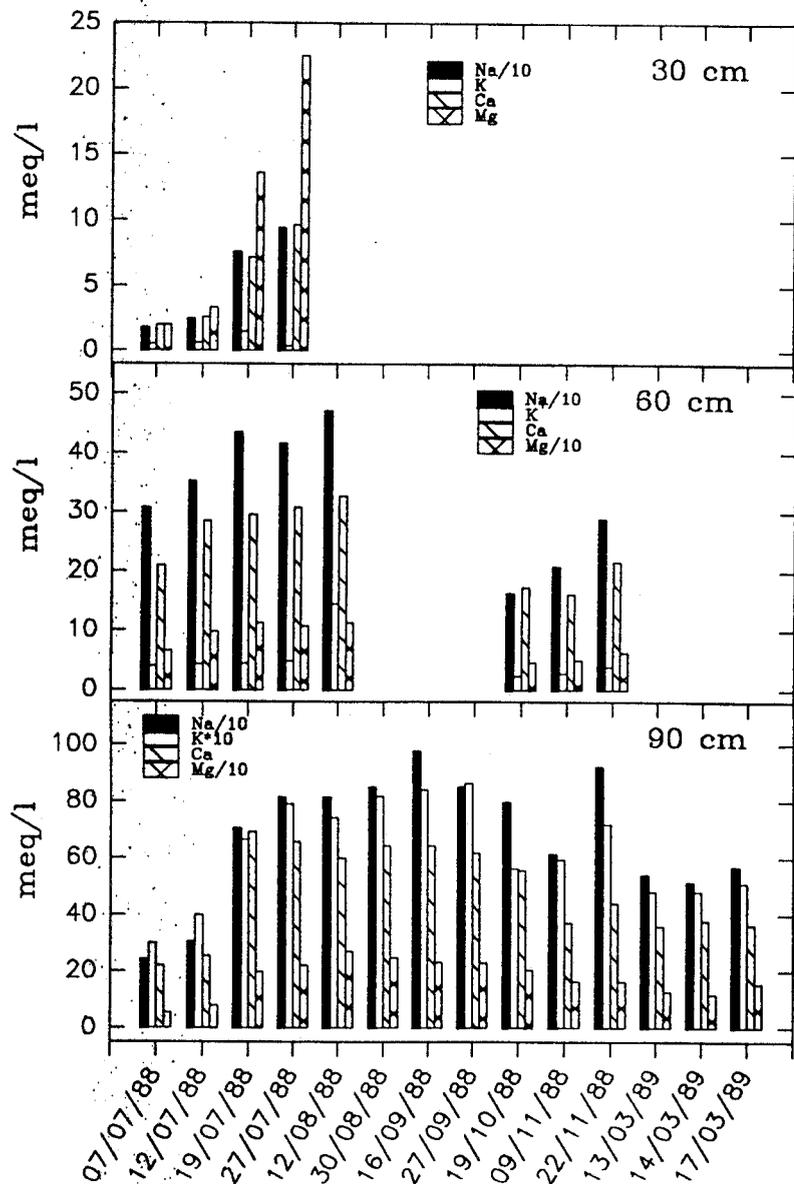


FIG III.16 COMPOSICION IONICA DE LAS SOLUCIONES DE SUELO  
EN LA PARCELA NO CULTIVADA (INTERDREN)

Parcela cultivada

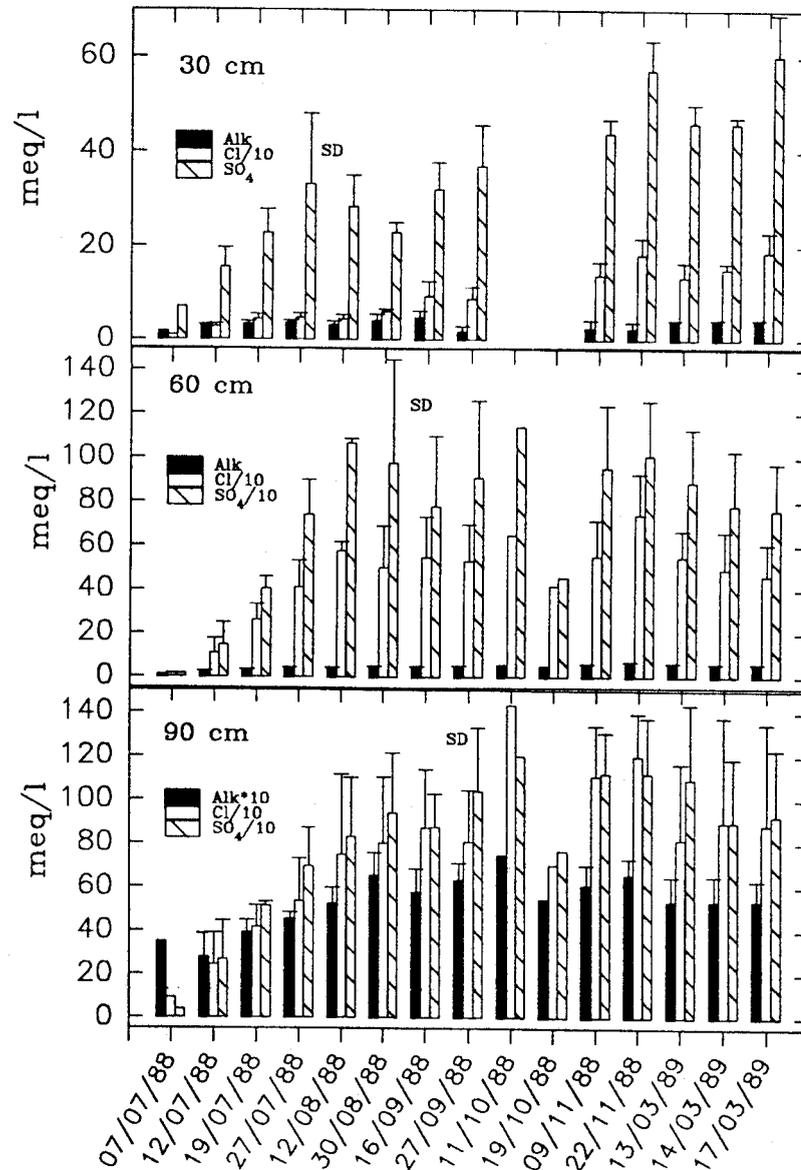
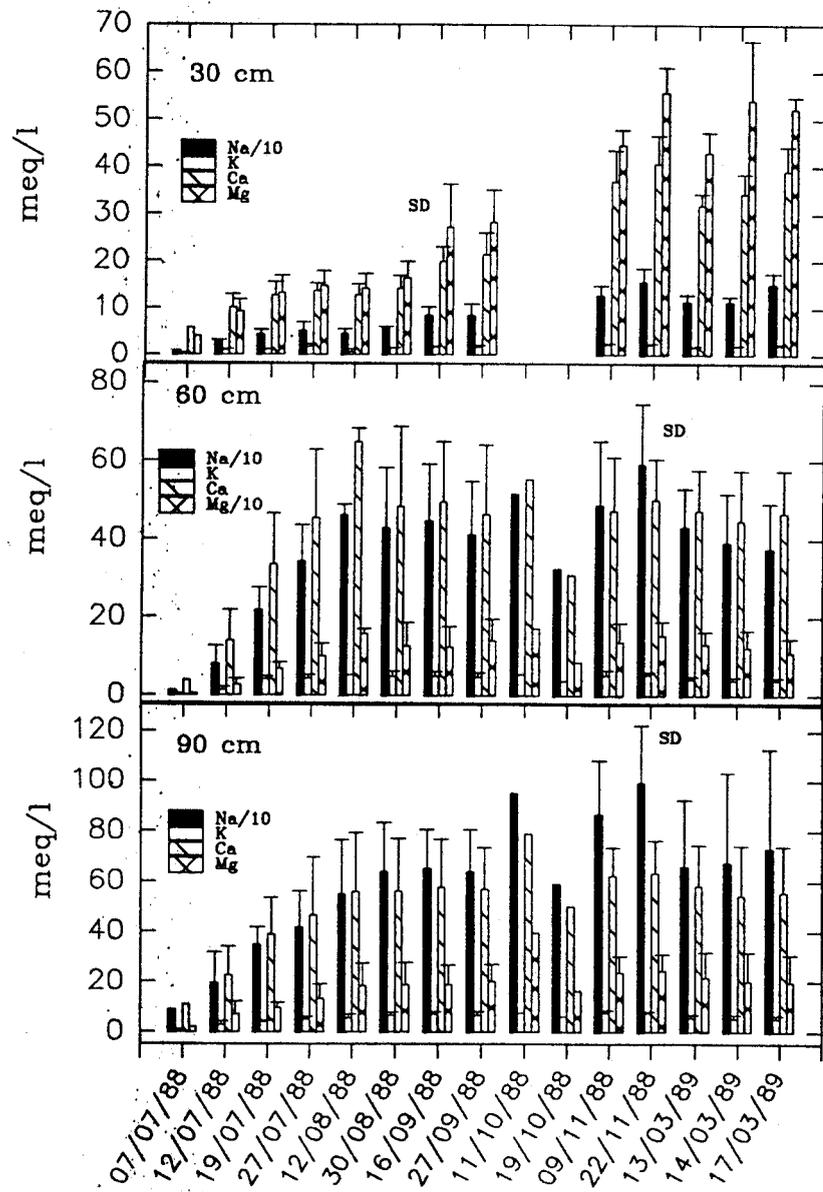


FIG III.17 COMPOSICION IONICA DE LAS SOLUCIONES DE SUELO  
EN LA PARCELA CULTIVADA

puntos de la parcela en estudio y en distintos momentos a lo largo del tiempo.

Tabla III.19.

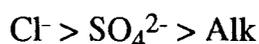
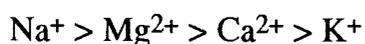
**Valores medios (x) y desviaciones típicas (SD) de los porcentajes de distintos iones en solución extraída del suelo.**

Prof (cm)	30		60		90	
	x	SD	x	SD	x	SD
Na (%)	61,67	1,31	71,44	3,86	73,07	3,07
K (%)	1,31	0,53	1,06	0,68	0,76	0,16
Ca (%)	16,78	2,35	7,60	2,54	5,90	1,24
Mg (%)	20,24	3,23	19,91	2,80	20,30	2,47
Alk(%)	4,39	4,92	1,46	1,15	0,68	0,22
Cl (%)	67,76	7,68	85,12	2,40	88,62	1,83
SO <sub>4</sub> (%)	27,86	6,87	13,42	2,37	10,69	1,74

Aún cuando los niveles de salinidad del agua extraída del suelo dependen del contenido de agua de éste en el momento de la extracción, por los bajos valores de las desviaciones típicas se deduce que la proporción de los diferentes iones en la solución del suelo se mantiene prácticamente constante en el tiempo para una profundidad dada. Sin embargo, puede observarse una evolución de la composición de la solución del suelo con la profundidad, similar a la que presentan los extractos suelo:agua de muestras de suelo tomadas a las mismas profundidades:

- El porcentaje de Mg<sup>2+</sup> no varía apreciablemente con la profundidad.
- Los porcentajes de Cl<sup>-</sup> y Na<sup>+</sup> aumentan considerablemente en profundidad, como consecuencia del lavado de la sal predominante, NaCl. Las diferencias no llegan a ser significativas (P<0,05) entre 60 y 90 cm.
- Los porcentajes de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup>, Alk y Ca<sup>2+</sup> disminuyen con la profundidad, siendo significativas las diferencias entre 30 y 60 cm. El alto contenido de SO<sub>4</sub><sup>2-</sup> y de Ca<sup>2+</sup> del agua extraída de la capa superficial pone de manifiesto la presencia de yeso debido a las frecuentes enmiendas con yeso realizadas en el sector.
- La proporción de K<sup>+</sup> disminuye ligeramente con la profundidad, sin ser significativas (P<0,05) las diferencias entre las distintas profundidades.
- Por último, puede concluirse que la abundancia de cationes y aniones en la

solución del suelo siguen las siguientes tendencias a cualquier profundidad:



Los valores de SAR de las muestras de agua del suelo aumentan con la CE de las mismas (Fig.III.18). Esto puede explicarse en primer lugar por el predominio del ión  $\text{Na}^+$  respecto a  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ , y en segundo lugar porque el aumento que experimenta la concentración de  $\text{Na}^+$  al hacerlo la salinidad de las muestras es superior al que experimentan  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ , y afecta más al SAR debido a la definición del mismo.

La Fig.III.19 muestra las precipitaciones que se produjeron durante el primer período experimental, las cantidades de agua aportadas a la subparcela cultivada con algodón mediante riego por surcos, y la evolución a lo largo del tiempo de la salinidad de las aguas extraídas a las profundidades de 30, 60 y 90 cm por los extractores de solución, expresada como suma de cationes, en la subparcela no cultivada, que no recibió riego, y en la cultivada, respectivamente.

Una primera observación de la evolución de la suma de cationes hace pensar que los resultados obtenidos durante los dos primeros muestreos son anormalmente bajos. Esta circunstancia queda corroborada por el hecho de que valores tan bajos no vuelven a encontrarse a lo largo de este período experimental ni en posteriores períodos.

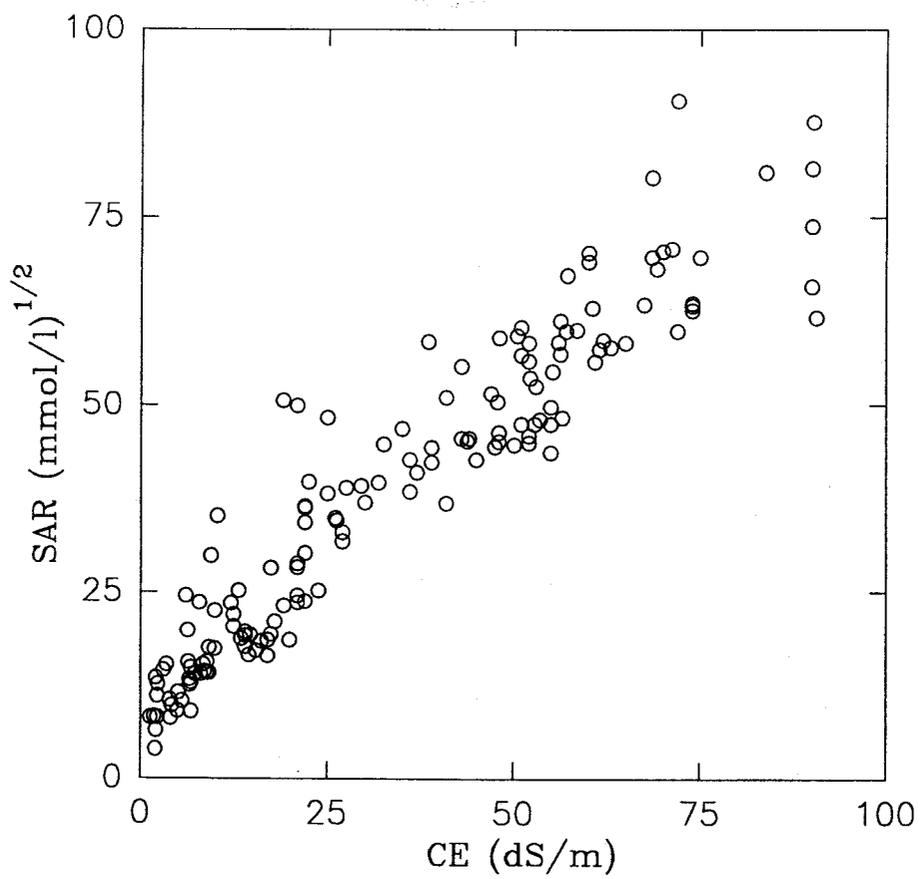
La obtención de soluciones con salinidades anormalmente bajas al comienzo del uso de los extractores parece estar motivada por causas ajenas a la propia salinidad del suelo y deberse a diversos factores relacionados con la instalación de los mismos:

1. Las cápsulas cerámicas se saturan con agua no salina antes de su instalación

2. Durante la instalación de los extractores, el suelo se humecta con agua no salina para facilitar el contacto entre la cápsula y el suelo.

En la bibliografía especializada sobre la extracción *in situ* de la solución del suelo con cápsulas cerámicas, se recomienda esperar a la estabilización del funcionamiento de las mismas después de su instalación y rechazar las primeras muestras extraídas (Grossmann y Udluft, 1991; Debyle y col., 1988).

En el caso de la subparcela no cultivada, se puede observar como la salinidad es, por lo general, inferior en las aguas extraídas por los extractores situados sobre la línea del dren, a todas las profundidades, prueba una vez más de la efectividad del



**FIG III.18 RELACION ENTRE LA CE Y EL SAR DE LAS SOLUCIONES DE SUELO**

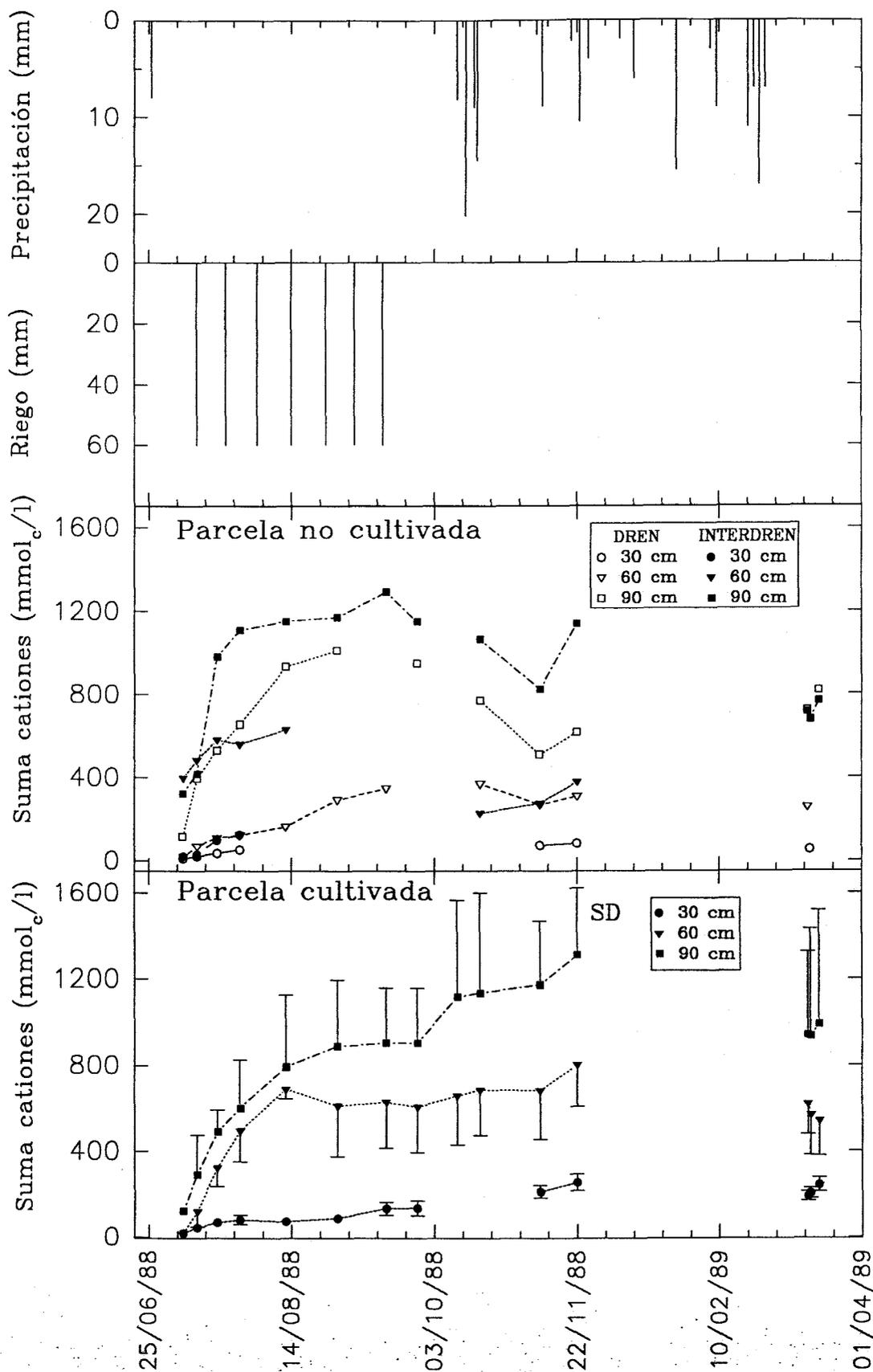


FIG III.19 EVOLUCION DE LA SALINIDAD DE LA SOLUCION EXTRAIDA DEL SUELO EN LAS SUBPARCELAS NO CULTIVADA Y CULTIVADA

sistema de drenaje. En la subparcela cultivada, todos los extractores de solución se encontraban situados en interdren, a distintas distancias del canal de drenaje. Debido a la enorme variabilidad espacial, no se pudieron apreciar diferencias atribuibles a la distancia de cada punto al canal de drenaje, por lo que en la figura se representan las medias y desviaciones estándar de los valores obtenidos para cada fecha y profundidad.

Al no estar la subparcela no cultivada sometida a riego, los extractores situados a 30 cm no pudieron extraer solución durante los meses de agosto a noviembre, hecho que en la subparcela cultivada sólo ocurre en el intervalo de tiempo comprendido entre el último riego y las primeras lluvias de otoño. En las fechas 11/10/88 y 19/10/88 no se disponía de datos de algunos de los extractores a las profundidades de 60 y 90 cm. Estos valores, necesarios para obtener los valores medios, se estimaron por interpolación.

En ambas subparcelas se observa un gradiente de salinidad en el que ésta aumenta con la profundidad.

Respecto a la evolución a lo largo de este período experimental, se observa que en cada profundidad en la subparcela no cultivada la salinidad aumenta durante los meses de julio a octubre. Este aumento puede explicarse por la concentración de la solución del suelo así como por el ascenso capilar de las sales de la capa freática, muy salina como se verá en el apartado III.2.3.

En la subparcela cultivada, tanto a 60 como a 90 cm la salinidad aumenta con los primeros riegos, probablemente debido a la disolución de las sales presentes, para alcanzar a continuación un valor que se mantiene aproximadamente constante hasta el cese de los riegos, momento a partir del cual la salinidad aumenta de nuevo. Los valores de salinidad alcanzados durante el período de riego son en todos los casos inferiores a los alcanzados en la parcela no cultivada. A 30 cm, la CE se mantiene generalmente por debajo de 7,7 dS/m, valor considerado como límite para el cultivo del algodón.

El efecto de las precipitaciones de octubre queda reflejado en la subparcela no cultivada por un descenso de la salinidad como consecuencia del lavado de las sales por el agua de lluvia, cuya efectividad se ve aumentada por el desarrollo a lo largo de los meses de secano de un sistema de grietas en las capas superiores del perfil. Durante el mes de noviembre, la salinidad vuelve a aumentar a todas las profundidades en esta subparcela debido probablemente a la escasa cantidad de agua aportada por la lluvia.

En la subparcela cultivada, después del último riego se produce un ligero

aumento de la salinidad que es más apreciable a 90 cm. Seguidamente, las lluvias de octubre no producen el descenso brusco de la salinidad observado en la subparcela no cultivada, pero impiden que ésta siga aumentando. Más tarde, las lluvias de noviembre no son suficientes para mantener esos niveles de salinidad.

Al finalizar este período experimental (14/03/88), los niveles de salinidad en ambas parcelas son generalmente algo superiores a los iniciales. Este hecho puede estar motivado por la escasa cantidad de agua de lluvia registrada a lo largo de todo el invierno.

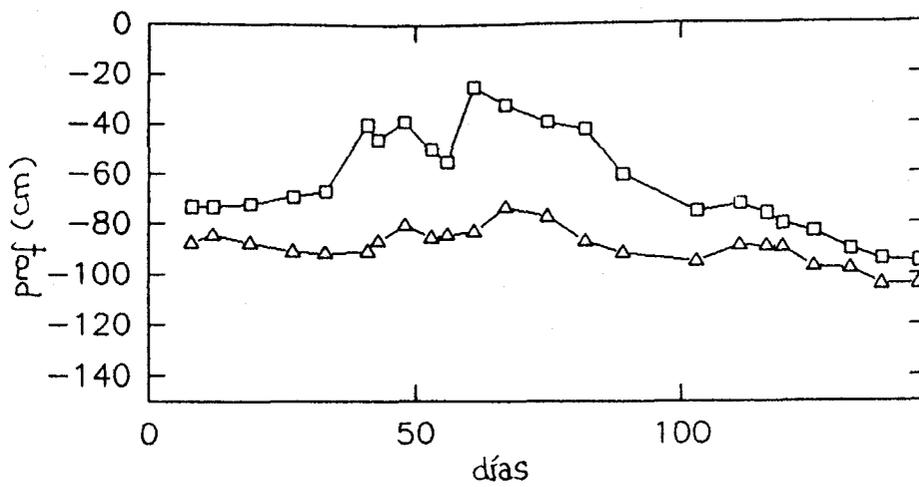
### III.2.3. CARACTERIZACION DEL AGUA DE LA CAPA FREÁTICA.

La capa freática de la zona en estudio se encuentra a una profundidad de aproximadamente 90 cm, donde se encuentra también la red de drenajes.

Por lo general, las conductividades eléctricas del agua freática superan los 70 dS/m, pudiéndose alcanzar valores superiores a los 100 dS/m. Sin embargo, coincidiendo con los aportes de agua de riego, poco salina, se detectó una subida del nivel de agua en los piezómetros y algunas de las muestras de agua tomadas de ellos presentaron una salinidad inusualmente baja, menor de 40 dS/m de CE en algunos casos. Una posible explicación a este hecho constatado es la existencia de una capa freática "colgada", motivada por la existencia de zonas de suelo más compactas e impermeables, que puede situarse incluso a tan sólo 20 cm de la superficie del suelo. Otra explicación podría basarse en la baja conductividad hidráulica del suelo que provoca un perfil irregular del nivel de saturación de éste, pudiéndose encontrar distintas alturas de la capa freática en puntos próximos entre sí. Por último, también cabe la posibilidad de que el agua introducida en el piezómetro provenga de agua infiltrada por las grietas del suelo, dando lugar a niveles piezométricos erróneamente altos y conductividades bajas. Debido a la naturaleza del suelo en estudio estos procesos podrían ocurrir simultáneamente, no pudiéndose conocer lo que realmente ocurre (Duprat, 1984).

Los valores de SAR del agua de la capa freática, que en condiciones normales oscilan entre 65 y 100 (mmol/l)<sup>1/2</sup>, aumentando con la CE, en las muestras antes mencionadas no sobrepasaron el valor de 30 (mmol/l)<sup>1/2</sup>.

En la Fig.III.20 se representa de forma esquemática la evolución del nivel de la capa freática real y/o de la colgada durante el primer período experimental. Puede observarse como en el suelo sin cultivar el nivel de la capa freática se mantiene en todo momento a una profundidad igual o mayor a 90 cm, con ligeras oscilaciones



**FIG III.20 EVOLUCION DE LA PROFUNDIDAD Y CE DE LA CAPA FREATICA EN LAS SUBPARCELAS NO CULTIVADA Y CULTIVADA DURANTE EL PRIMER PERIODO EXPERIMENTAL**

debidas al efecto de las zonas regadas situadas en las proximidades. En el suelo cultivado, coincidiendo con los riegos se observa un aumento del nivel del agua en los piezómetros, oscilando entre 30 y 70 cm de profundidad. El tiempo transcurrido entre dos riegos no es suficiente para que el nivel del agua de los piezómetros vuelva a establecerse por debajo de los drenes. Finalizado el período de riego y recogida la cosecha, el nivel piezométrico se sitúa en ambas subparcelas por debajo de 90 cm. Estas observaciones ponen de manifiesto la importancia del riego en esta zona para mantener la salinidad dentro de límites que permitan el cultivo, evitando la resalinización, con sales procedentes de la capa freática por ascensión capilar.

La CE de las aguas de los piezómetros es bastante constante en la parcela no cultivada, si bien tiende a disminuir después de las lluvias de octubre. En la parcela cultivada, las CE de las aguas de los piezómetros durante el período de riego tienen valores inferiores a los de la no cultivada, coincidiendo con la disminución de la profundidad de la capa freática medida en los piezómetros. Cuando cesan los riegos, los valores de CE vuelven a ser del orden de los observados en la parcela no cultivada (Fig.III.20). En ambos casos, las CE de las aguas de los piezómetros son superiores a los correspondientes a la solución del suelo a 90 cm.

La salinidad del agua tomada de los piezómetros es muy variable, según se trate de la capa freática real, de la colgada, de cualquiera de ellas diluídas por el agua introducida por las grietas,... aunque no lo es la composición iónica de la misma, expresada en porcentajes de los distintos iones.

Respecto a la composición iónica de estas aguas, la Tabla III.20 muestra que la abundancia de cationes y aniones ( $\text{Na}^+ > \text{Mg}^{2+} > \text{Ca}^{2+} > \text{K}^+$ ;  $\text{Cl}^- > \text{SO}_4^{2-} > \text{Alk}$ ) es idéntica a la encontrada para la solución del suelo y que las proporciones son similares a las de la solución del suelo a 90 cm (Tabla III.19). Este último hecho pone de manifiesto la gran influencia de la composición de las aguas de la capa freática en la del agua del suelo a 90 cm.

Tabla III.20.

**Valores medios (x) y desviaciones típicas (SD) de los porcentajes de distintos iones en agua de la capa freática.**

	Na%	K%	Ca%	Mg%	Alk%	Cl%	SO4%
x	74,08	0,88	5,11	19,94	0,50	90,94	8,56
SD	2,36	0,49	1,24	2,40	0,49	3,14	2,83

### III.2.4. PERFILES HIDRICOS Y DE CARGA HIDRAULICA.

Al comienzo del primer período en estudio, se midieron los perfiles de humedad en las subparcelas desnuda y cultivada, resultando similares en ambos casos (Fig.III.21). A partir de este momento las dos subparcelas siguen diferente evolución: el suelo sin cultivar fue desecándose progresivamente en superficie como muestran los perfiles hídricos y de potencial de agua (Fig.III.22). Sin embargo, el suelo cultivado experimentó variaciones en sus perfiles de contenido de agua y de carga hidráulica debido a los riegos. En la Fig.III.23 se muestran dos ejemplos de la evolución de ambos perfiles durante dos episodios de riego, correspondientes al principio y final del período experimental. En dicha figura se observa la disminución en superficie del contenido y potencial de agua a los pocos días después del riego.

Después del último riego (15/09/88), el suelo cultivado experimentó una pérdida progresiva de humedad hasta alcanzar en superficie, el 04/10/88, niveles de humedad sólo ligeramente superiores a los del suelo sin cultivar (Fig.III.24). Las primeras lluvias, a partir del 11/10/88, provocaron un aumento del contenido de agua en los perfiles de ambos suelos, alcanzando el 19/10/88 niveles de humedad muy similares (Fig.III.24).

El programa AIDHYS (Laty y Vachaud, 1987) hace posible la estimación de la cantidad total de agua acumulada entre dos profundidades determinadas de un perfil de un suelo. Combinando los datos de contenido de agua en una capa y la concentración de sales en la solución del suelo de la misma, puede estimarse el contenido total de sales en esa capa de suelo. La concentración de sales en la solución del suelo de cada capa se estima a partir de los datos de los extractores de solución.

El radio de influencia de las cápsulas cerámicas depende de muchos factores (presión capilar del suelo, diámetro de la cápsula y presión de succión, distribución del tamaño de poros en el suelo, profundidad de la capa freática, etc.) y suele oscilar entre 0,1 y 0,5 m (Litaor, 1988; Grossmann y Udluft, 1991). En este estudio se ha supuesto que los extractores tienen un radio de influencia de 10 cm. De esta forma, teniendo en cuenta que las cápsulas cerámicas de los extractores tienen 10 cm de longitud y que están situadas a 30, 60 y 90 cm, cada uno de estos extractores se supone que recoge solución del suelo de capas situadas entre 20-40, 50-70 y 80-100 cm, respectivamente.

En la subparcela no cultivada (Fig. III.25 y 26) el contenido de agua en la capa superior es siempre más bajo que en las inferiores. En su evolución refleja los

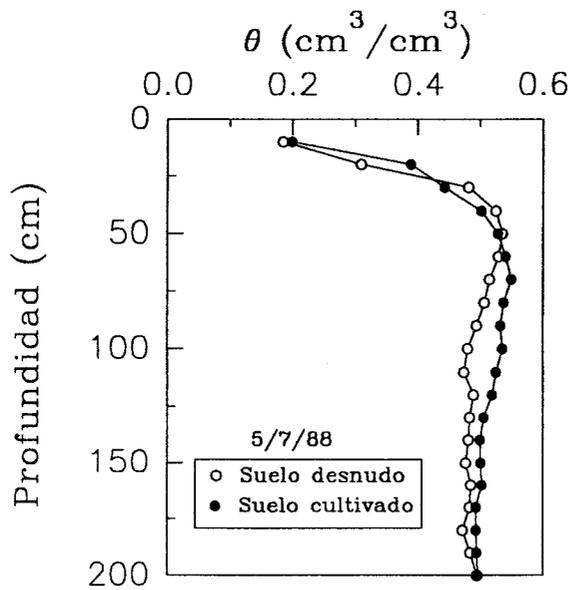


FIG III.21 PERFILES HIDRICOS AL COMIENZO DEL PRIMER PERIODO EXPERIMENTAL

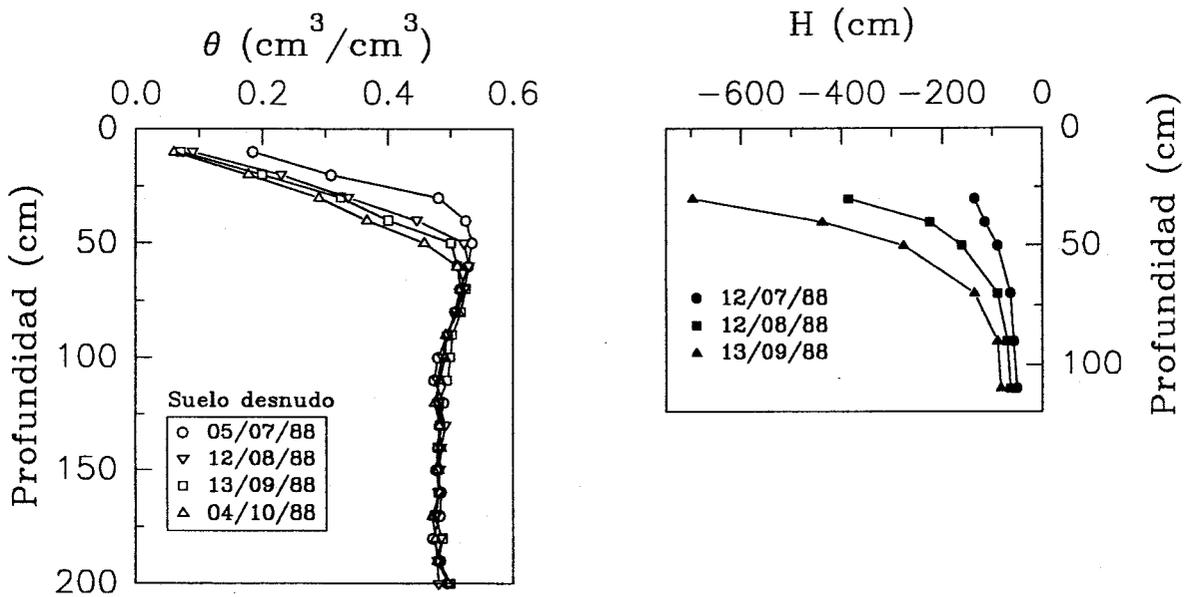


FIG III.22 EVOLUCION DE LOS PERFILES HIDRICOS Y DE POTENCIAL DE AGUA DURANTE EL PRIMER PERIODO EXPERIMENTAL EN EL SUELO SIN CULTIVAR

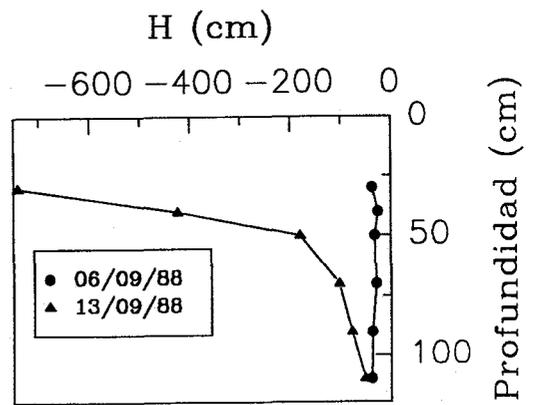
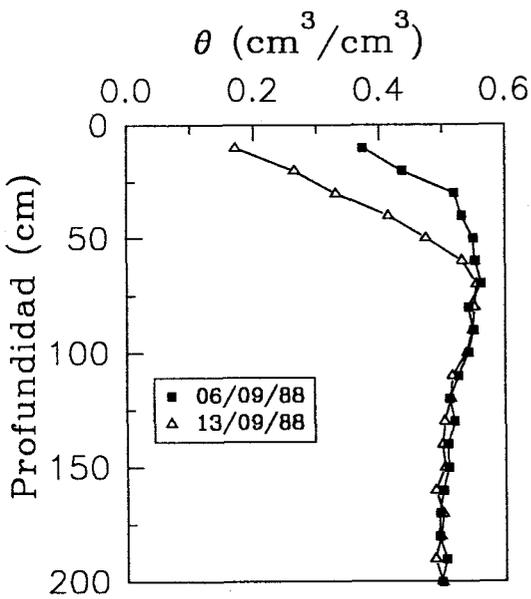
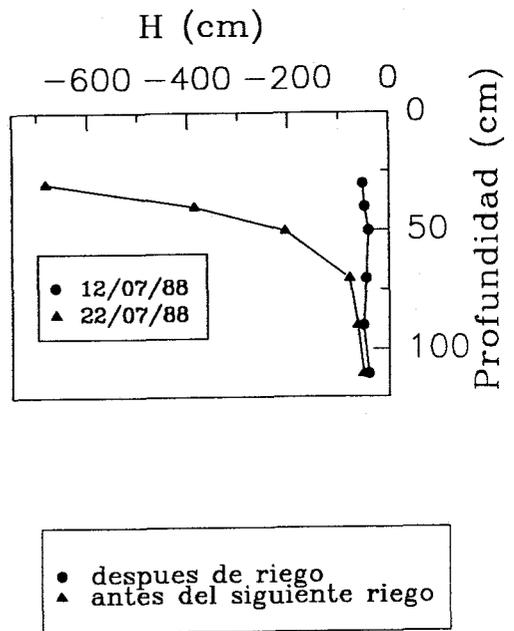
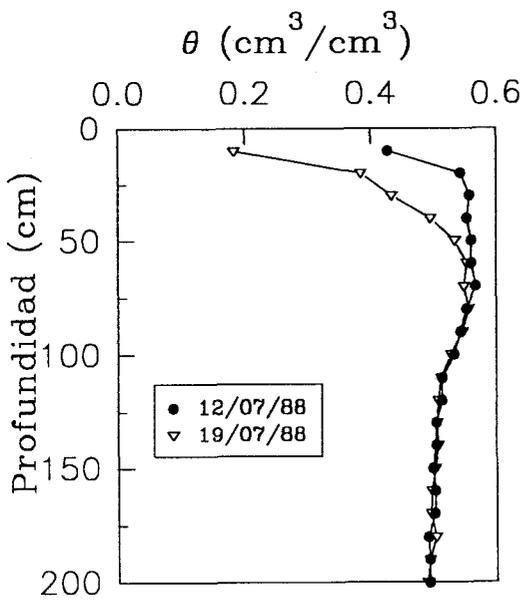


FIG III.23 EVOLUCION DE LOS PERFILES HIDRICOS Y DE POTENCIAL DE AGUA EN DOS EPISODIOS DE RIEGO EN SUELO CULTIVADO

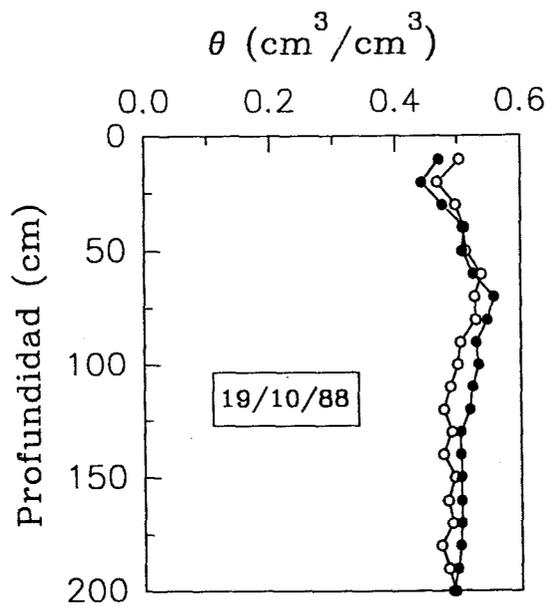
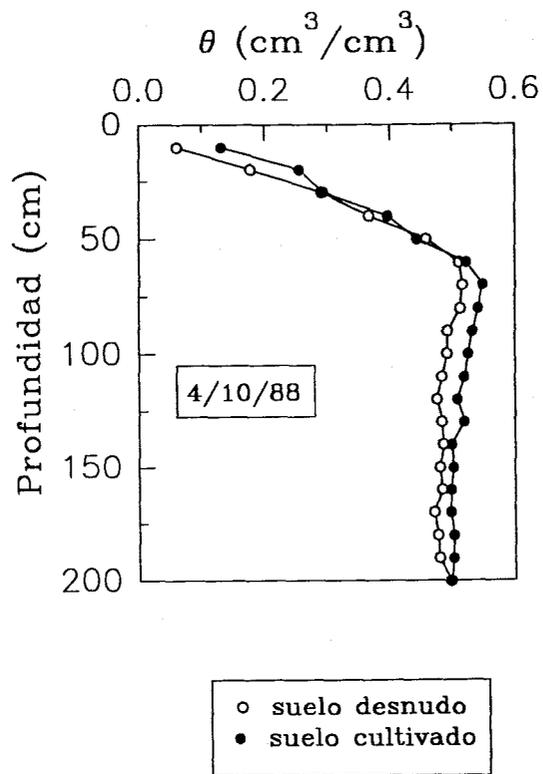


FIG III.24 PERFILES HIDRICOS ANTES (04/10/88) Y DESPUES (19/10/88) DE LAS PRIMERAS LLUVIAS (11/10/88)

PARCELA NO CULTIVADA (DREN)

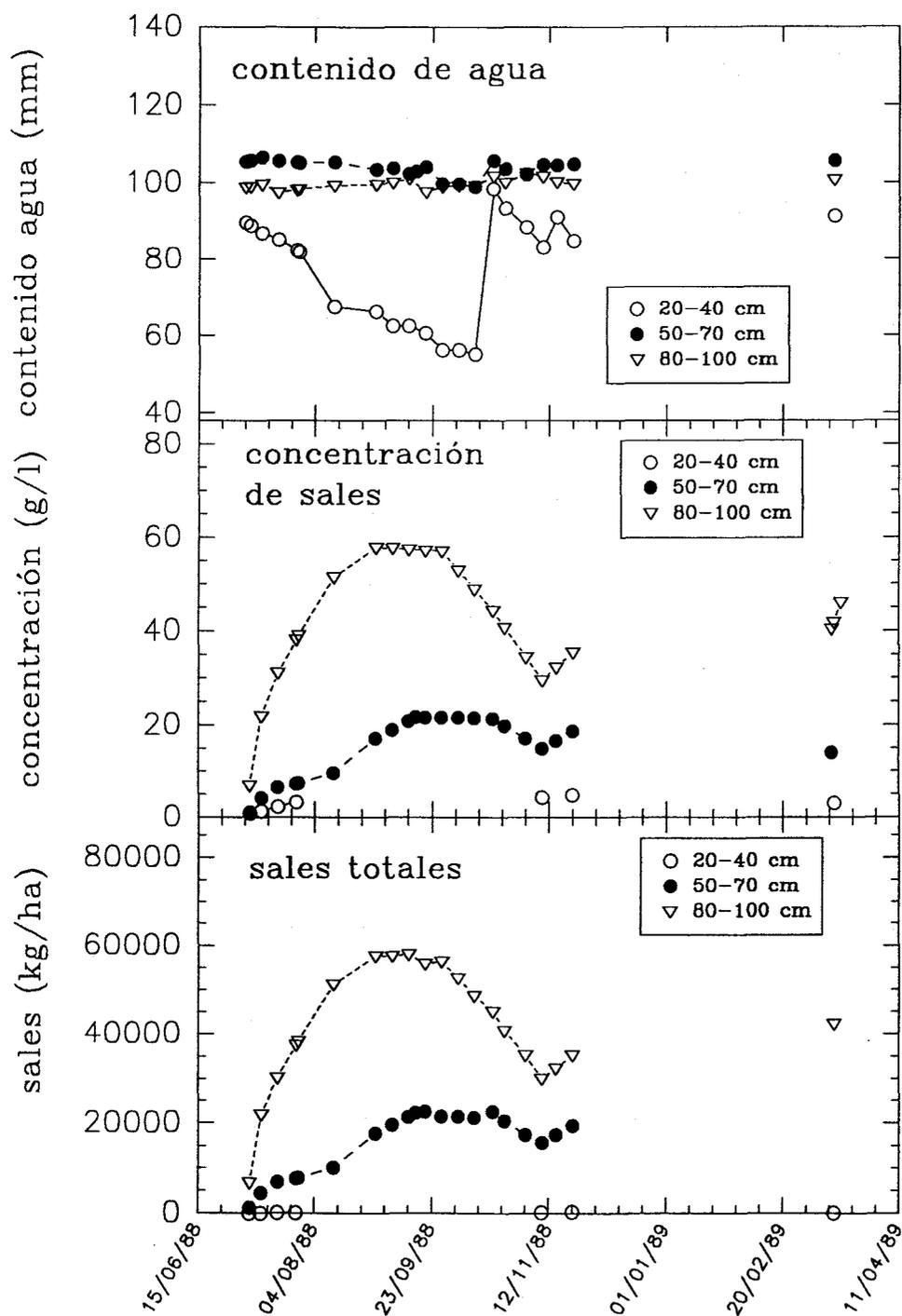


FIG III.25 EVOLUCION DEL CONTENIDO DE AGUA, DE LA CONCENTRACION DE SALES EN LA SOLUCION DEL SUELO Y DEL CONTENIDO TOTAL DE SALES EN LAS CAPAS 20-40, 50-70 Y 80-100 CM. PARCELA NO CULTIVADA (DREN)

PARCELA NO CULTIVADA (INTERDREN)

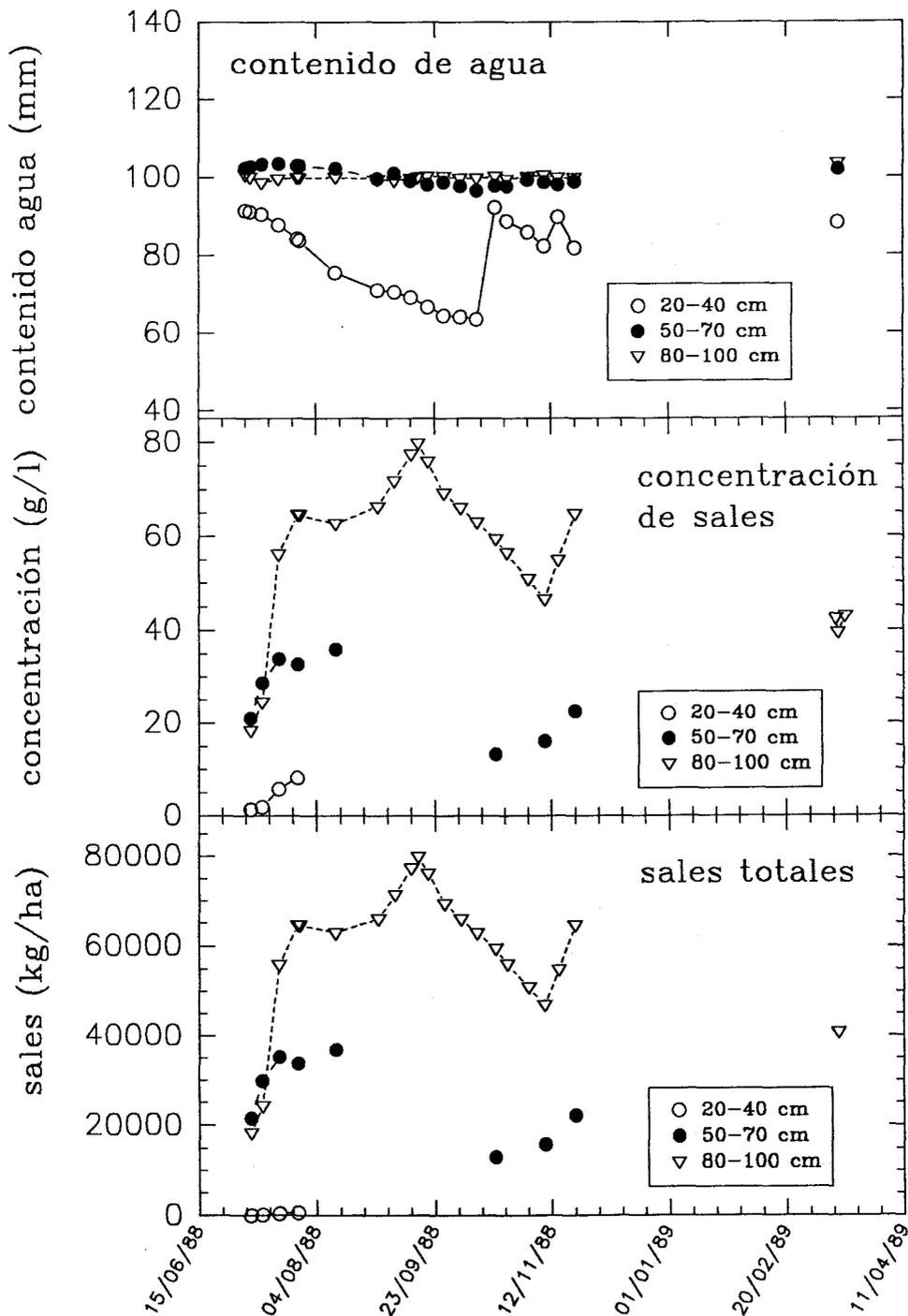


FIG III.26 EVOLUCION DEL CONTENIDO DE AGUA, DE LA CONCENTRACION DE SALES EN LA SOLUCION DEL SUELO Y DEL CONTENIDO TOTAL DE SALES EN LAS CAPAS 20-40, 50-70 Y 80-100 CM.

PARCELA NO CULTIVADA (INTERDREN)

efectos de las altas temperaturas del verano y los de las lluvias ocurridas entre el 11/10/88 y el 26/11/88. La situación en posición dren e interdren es muy similar aunque siempre el contenido de agua es algo superior en posición interdren.

El contenido de agua de la capa 50-70 cm en posición dren a lo largo de todo el período estudiado es algo superior que el de la capa más profunda, reflejando pequeñas oscilaciones que ésta última prácticamente no muestra. En la posición interdren, el contenido de agua en la capa intermedia es ligeramente inferior al correspondiente en posición dren.

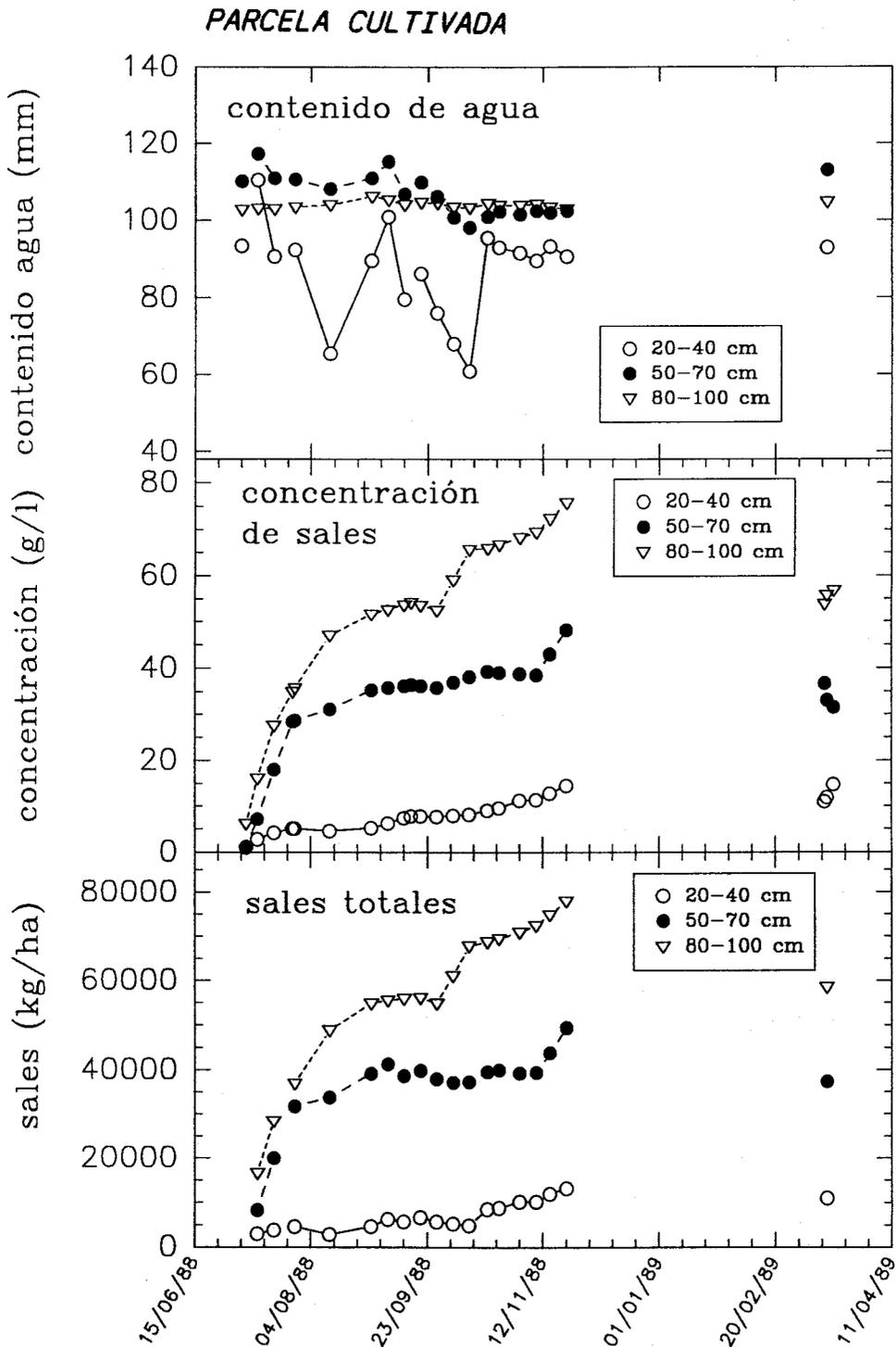
En la capa 80-100 cm, el contenido de agua en ambas posiciones es muy similar y constante durante el período estudiado.

En la parcela cultivada, en la que los extractores considerados están situados en posición interdren, los contenidos de agua en cada capa (Fig.III.27) son generalmente superiores a los correspondientes de la parcela no cultivada en interdren (Fig.III.26). Durante el período de riego se observaron fluctuaciones relacionadas con éste en la capa superficial y algo menos en la intermedia.

En los tres casos estudiados, la evolución del contenido en sales totales en las tres capas de suelo consideradas es prácticamente paralela a la de las concentraciones de sales en la solución del suelo de cada capa. En todos los casos el contenido de sales aumenta en profundidad.

En la subparcela cultivada, durante el período de riego el contenido de sales en la capa 80-100 cm se mantiene por debajo de los valores correspondientes de la subparcela no cultivada. Sin embargo, al cesar los riegos, la situación cambia y las lluvias de octubre no fueron suficientes para hacer disminuir la salinidad.

Para las restantes capas no se dispone de suficientes datos, aunque en la capa 50-70 cm el contenido en sales durante el período de riego es ligeramente inferior en la parcela cultivada. Después de las lluvias de octubre, la situación cambia tal como ocurría en la capa más profunda (Fig.III.26 y 27).



**FIG III.27 EVOLUCION DEL CONTENIDO DE AGUA, DE LA CONCENTRACION DE SALES EN LA SOLUCION DEL SUELO Y DEL CONTENIDO TOTAL DE SALES EN LAS CAPAS 20-40, 50-70 Y 80-100 CM. PARCELA CULTIVADA**

### III.3. SEGUNDO PERIODO EXPERIMENTAL

El objetivo de este capítulo es el estudio de la evolución de distintos parámetros de salinidad del suelo y de las aguas durante un episodio de riego, para una posterior evaluación de las sales lavadas en el perfil y de los cambios químicos producidos en el suelo.

En este segundo año de experimentación, se definió un período intensivo de seguimiento correspondiente al sexto riego de la campaña del 89. Este riego se llevó a cabo por aspersión, mediante posturas separadas entre sí 12 m, de siete horas de duración cada una, con un intervalo entre ellas de 10 h debido a la programación del riego en la parcela general. La primera postura comenzó el 15/07/89 a las 13 h y la segunda el 16/07/89 a las 6 h. La cantidad total de agua aplicada con este riego fue de 98 mm.

La composición media del agua de riego se recoge en la Tabla III.21. Por su CE y SAR se deduce que este agua no presenta problemas de salinidad ni de pérdida de estructura para el suelo. La cantidad de sales aportadas con el riego fue de 8,8 kg/ha.

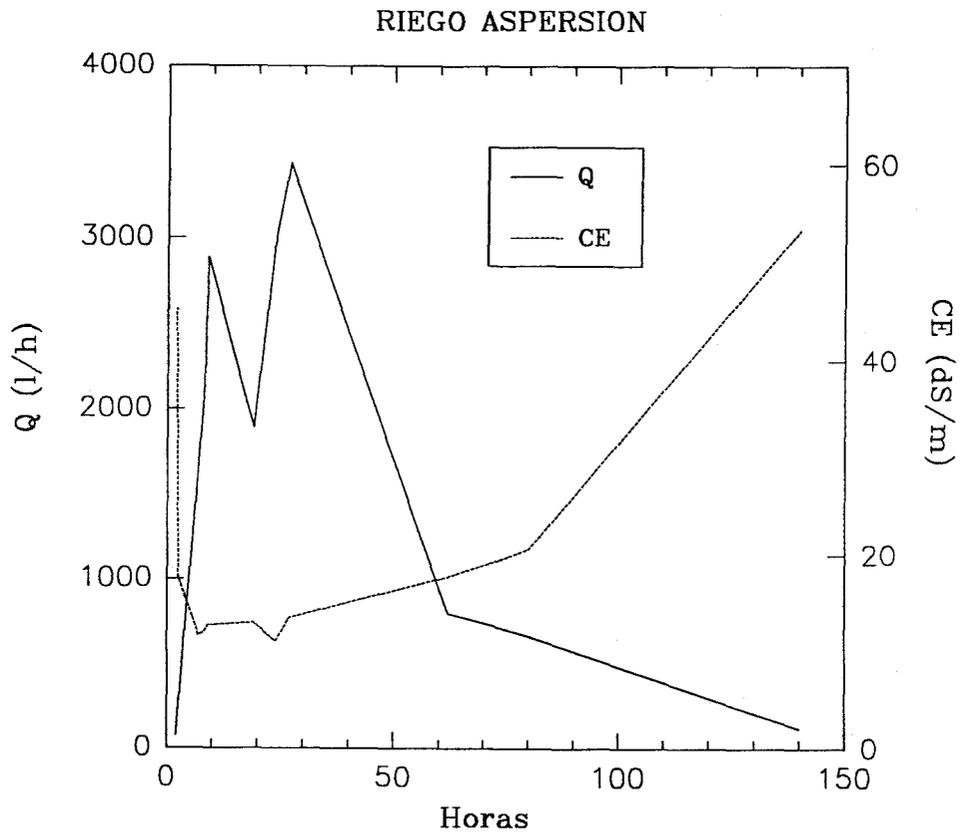
Tabla III.21.

#### Composición química del agua de riego.

CE	pH	Na	K	Ca	Mg	Alk	Cl	SO <sub>4</sub>	SAR
(dS/m)		(mmolc/l)	(mmol/l) <sup>1/2</sup>						
1,2	7,5	4,3	1,1	3,9	2,8	2,5	4,8	4,8	2,4

Como se describe en el apartado de Materiales y Métodos II.3.4., durante este período intensivo se midió el caudal y la salinidad del agua vertida por los drenes tras el riego, se tomaron muestras de suelo a tres profundidades y muestras de agua de los extractores de solución en las mismas fechas, se midió el nivel freático y analizó el agua piezométrica, se midieron los perfiles hídricos mediante la sonda de neutrones y los perfiles de carga hidráulica mediante las baterías de tensiómetros.

En la Fig.III.28 se muestra la evolución del caudal de drenaje, Q, y de la CE de las aguas drenadas durante el episodio de riego estudiado. El drenaje comenzó 2 h después del comienzo del riego, aumentando el caudal rápidamente hasta alcanzar un máximo de casi 3.000 l/h siete horas después. En la figura se observan dos máximos en el caudal, debido a que cada dren refleja la incidencia



**FIG III.28 EVOLUCION DEL CAUDAL, Q, Y DE LA CE DEL AGUA DE DRENAJE**

de las dos posturas consecutivas de los aspersores. Tras estos máximos, el caudal de drenaje disminuye lentamente, prolongándose este descenso durante nueve días. El volumen total de agua drenada en 10 días fue de unos 65 mm lo cuál representa el 59 % del total de agua aplicada. La rapidez de respuesta del dren y los altos máximos alcanzados indican un flujo rápido a través de las grietas (Leeds Harrison, 1982).

La salinidad del agua drenada, representada por su CE, sigue una tendencia inversa a la del caudal, disminuyendo cuando éste aumenta y viceversa. La salinidad de las primeras aguas drenadas es alta (45 dS/m), lo cuál puede explicarse por el lavado de sales acumuladas en la cara externa de los agregados (White, 1985). Posteriormente, por efecto de la dilución, la salinidad disminuye al aumentar el caudal de drenaje alcanzando valores cercanos a los 10 dS/m cuando el caudal es máximo. Por último, a medida que el caudal de drenaje disminuye, la salinidad vuelve a aumentar hasta alcanzar valores superiores a 55 dS/m. El nivel de salinidad alcanzado al final del drenaje es ligeramente superior al de las primeras aguas drenadas.

En la Tabla III.22 se muestran los valores medios y desviaciones típicas de los porcentajes de los distintos iones determinados en las aguas tomadas de uno de los drenes perteneciente a la parcela en estudio en distintos momentos a lo largo del tiempo.

Tabla III.22.

**Valores medios (x) y desviaciones típicas (SD) de los porcentajes de distintos iones en agua de drenaje.**

	Na%	K%	Ca%	Mg%	Alk%	Cl%	SO4%
x	72,48	1,13	6,43	19,97	2,11	77,80	16,93
SD	2,34	0,23	1,18	1,50	1,07	10,13	5,70

La composición iónica media de las aguas de drenaje expresada en porcentajes se aproxima a la del agua extraída del suelo a las profundidades de 60 y 90 cm, lo cuál puede explicarse por la situación del dren, a aproximadamente 1 m de profundidad.

A partir de los análisis de las aguas de drenaje y del caudal se ha calculado que a las 120 h después de iniciado el riego, salen por el dren 10.370 kg/ha de sales. Esto supone una eficiencia de lavado expresada en cantidad de sales lavadas por litro de agua aplicada de 10,6 g/l.

La Fig.III.29 muestra la evolución de los valores medios del contenido de agua de las muestras de suelo en el momento de la toma, desde el día anterior al riego hasta dos días antes del siguiente (14/07/89 a 01/08/89). A todas las profundidades puede observarse un aumento del contenido de agua el día del riego, mayor a las profundidades de 30 y 60 cm. Posteriormente la capa superficial pierde agua rápidamente y se produce un ligero descenso del contenido de agua a 60 y 90 cm que continúa hasta el 21/07/89 (día 8). A continuación, mientras que la capa superficial sigue desecándose progresivamente hasta el final del período, alcanzando niveles de agua incluso inferiores a los iniciales, a las profundidades de 60 y 90 cm el contenido de agua vuelve a aumentar, alcanzando el día 01/08/89 valores del 45 % y 51 % respectivamente. La desecación del suelo en su capa superficial es debida a la evaporación y a la extracción de agua por las plantas. El bajo contenido de agua que se alcanza en la capa superficial provoca un gradiente de humedad y consecuentemente un ascenso capilar del agua de la capa freática, lo que podría ser una explicación al aumento brusco de la humedad a 90 cm y al algo más ligero a 60 cm, sin que exista un aporte de agua exterior mediante riego o lluvia.

Las conductividades eléctricas de las soluciones de los extractores reflejan un comportamiento en concordancia con el de la humedad (Fig.III. 30). En las tres profundidades estudiadas, puede observarse que el riego hace disminuir la concentración de sales en la solución del suelo. Este descenso de concentración se prolonga durante varios días, presentando un mínimo el 18/07/89, debido probablemente a que el proceso de redistribución del agua desde las grietas hasta el centro de los agregados del suelo no es inmediato. A partir de esta fecha comienza a descender el contenido de agua del suelo, con el consiguiente aumento de la concentración de la solución, siendo mayor la resalinización en las capas más profundas. Esto último puede explicarse por la contribución de sales de la capa freática por ascenso capilar. El siguiente riego aplicado motiva nuevamente un descenso de la concentración de la solución del suelo a las profundidades de 30 y 60 cm, que no afecta a la profundidad de 90 cm.

En la Fig.III.31 se muestra la evolución de la CE del suelo medida en extractos 1:5. Las curvas correspondientes a cada profundidad son similares a las correspondientes de los extractores hasta el día 21/07/89 (día 8). A partir de ese día, la tendencia es diferente: mientras que en la solución de los extractores la CE aumenta, en los extractos 1:5 se mantiene aproximadamente constante. Estas discrepancias podrían explicarse teniendo en cuenta que los extractores no sólo extraen solución del suelo, sino agua existente en los macróporos y grietas, que no está en equilibrio con el suelo.

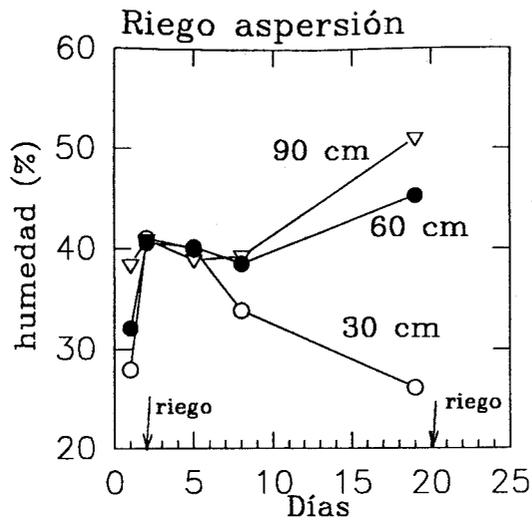


FIG III.29 EVOLUCION DE LA HUMEDAD DEL SUELO ENTRE DOS RIEGOS

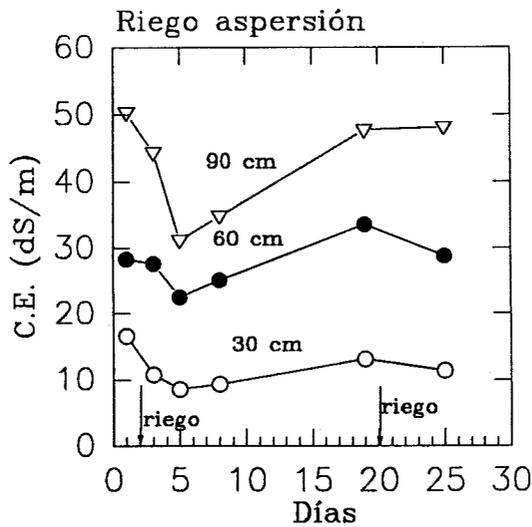


FIG III.30 EVOLUCION DE LA CE DE LA SOLUCION DEL SUELO, EXTRAIDA MEDIANTE EXTRACTORES, ENTRE DOS RIEGOS

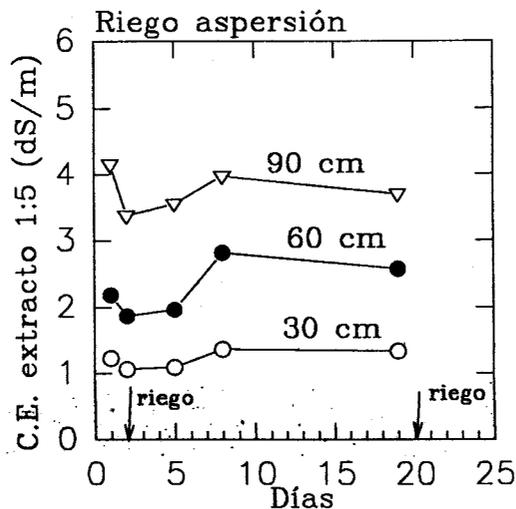


FIG III.31 EVOLUCION DE LA CE DEL EXTRACTO 1:5 SUELO:AGUA ENTRE DOS RIEGOS

Con respecto al estudio de la capa freática, en la Fig.III.32 se muestra el nivel freático medio durante el período intensivo. Antes del riego, el nivel medio de los piezómetros se encuentra a unos 20 cm sobre la altura de los drenes. Casi inmediatamente después de comenzar el riego, el nivel freático sube rápidamente hasta unos centímetros por debajo de la superficie. Luego, en cuanto cesa el riego, el nivel baja a medida que van descargando el agua los drenes. A los diez días, cuando el drenaje ha finalizado, los niveles son similares a los del comienzo de la experiencia, continuando su bajada. En líneas generales el nivel freático es más elevado cuanto mayor es la distancia al canal de drenaje (Fig.III.33). Este comportamiento es similar al encontrado por Van Hoom (1984) y Martínez Beltrán (1988) para suelos de esta zona con similar separación entre drenes y profundidad.

En cuanto a la salinidad del agua de los piezómetros, se midieron valores superiores a 80 dS/m antes del riego y de hasta 3 dS/m inmediatamente después de éste, lo que hace suponer la existencia de una capa freática colgada formada por el agua del riego que penetra por las grietas hasta zonas de menor conductividad hidráulica.

En la Fig.III.34 se muestra el perfil hídrico medido mediante la sonda de neutrones en un punto cuyo comportamiento es representativo de la parcela durante el período intensivo. Se puede observar como, tras el riego, la zona por encima de los drenes queda prácticamente saturada. A medida que transcurre el tiempo, el contenido de agua disminuye en los 70 cm superiores debido a la evaporación, absorción por las plantas y drenaje, siendo esta disminución mayor cuanto menor es la distancia a la superficie. Por debajo de 80 cm, los perfiles hídricos permanecen constantes y saturados debido a la presencia de la capa freática.

La cantidad total de sales en el perfil puede calcularse a partir de la composición de la pasta saturada, así como mediante la de la solución extraída del suelo, suponiendo en principio que ésta está en equilibrio con el mismo. En este último caso, el contenido de agua del suelo, necesario para el cálculo de sales, puede estimarse a partir de la humedad gravimétrica o de la volumétrica. De este modo, se ha estimado el peso total de sales antes de iniciarse el riego y a los cuatro días (día 5 de experimentación), momento en el cual todavía la humedad es apreciablemente mayor que antes del riego, y la CE inferior.

La Tabla III.23 muestra que las estimaciones a cada profundidad llevadas a cabo a partir de los extractores de solución, usando datos de humedad

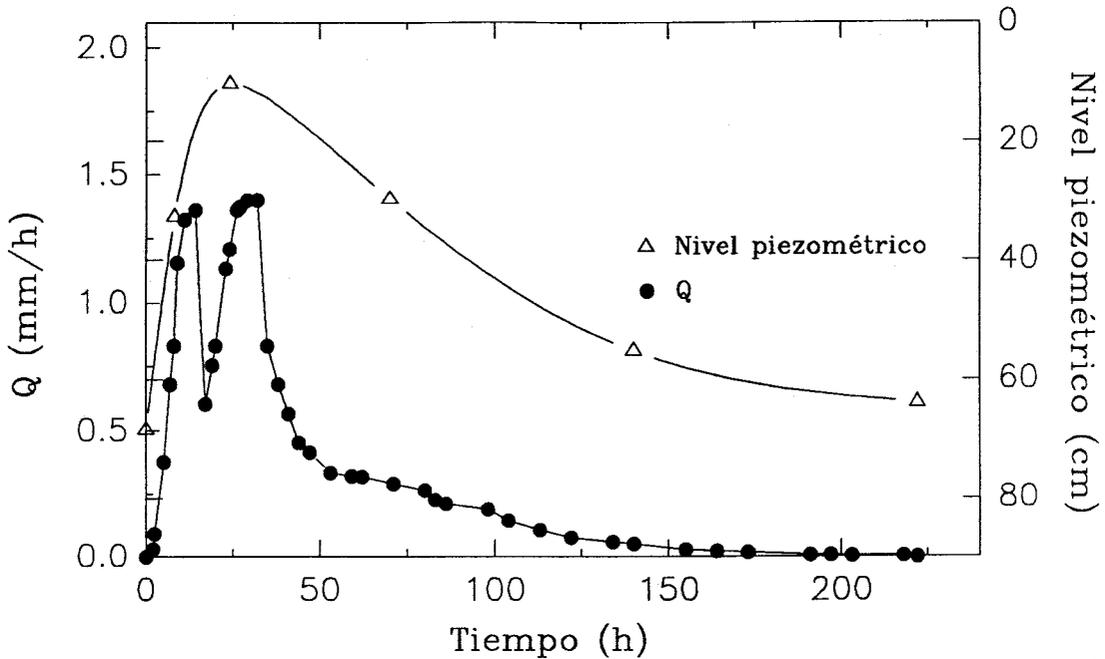


FIG III.32 RESPUESTA DEL DRENAJE Y DEL NIVEL FREATICO MEDIO EN LA PARCELA AL RIEGO POR ASPERSION

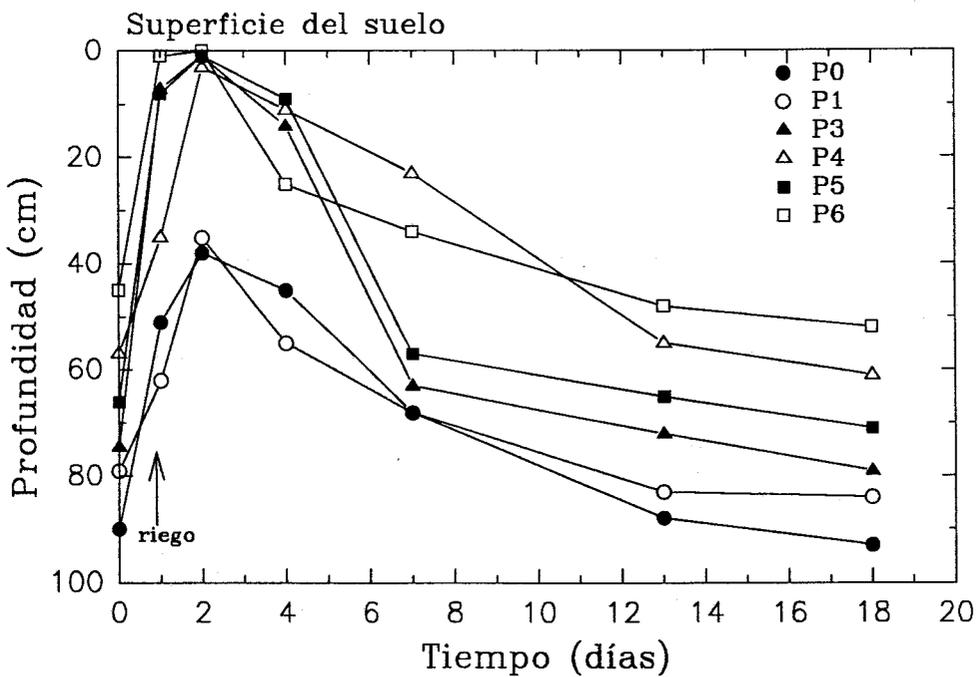
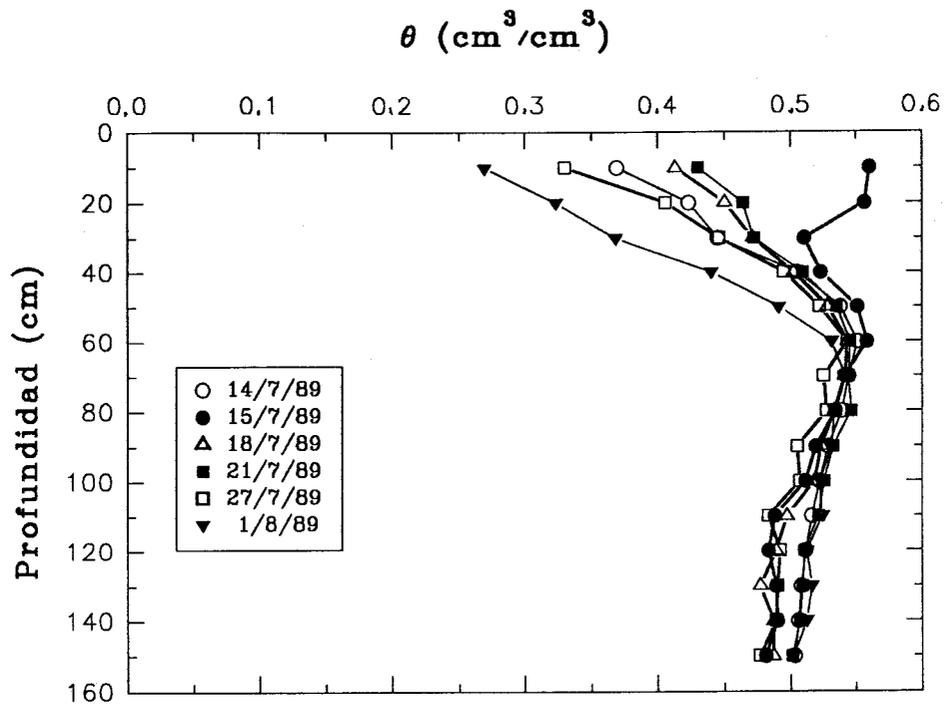


FIG III.33 RESPUESTA DE LOS DIFERENTES PIEZOMETROS INSTALADOS EN LA PARCELA EXPERIMENTAL DURANTE EL PRIMER PERIODO INTENSIVO



**FIG III.34 EVOLUCION DE LOS PERFILES HIDRICOS DURANTE EL PRIMER PERIODO INTENSIVO**

Tabla III.23.

Contenido de sales en el suelo calculado a partir de la composición de las soluciones de los extractores, usando humedad gravimétrica o volumétrica, y de las pastas saturadas de los suelos ( $\alpha = \sigma/n^{1/2}$ ).

prof. cm	sales totales (solución extractores)						sales totales (extractos pasta saturada)		
	humedad gravimétrica			humedad volumétrica			día 1 Mg/ha	día 5 Mg/ha	diferencia Mg/ha
	día 1 Mg/ha	día 5 Mg/ha	diferencia Mg/ha	día 1 Mg/ha	día 5 Mg/ha	diferencia Mg/ha			
0-30	12,8	9,1	3,7	11,4	6,8	4,6	12,4	10,9	1,5
30-60	25,4	24,5	0,9	30,1	25,1	5,0	22,9	20,4	2,5
60-90	61,1	36,1	25,0	67,1	39,3	27,8	44,1	37,7	6,4
0-90	99,3	69,7	29,6	108,6	71,2	37,4	79,4	69,0	10,4
$\alpha$	16,6	11,0	19,9	18,3	11,6	21,7	8,0	6,9	10,6

gravimétrica o volumétrica son muy similares. En general se observa que las cantidades de sales estimadas por la pasta saturada y los extractores son similares, dentro de lo que cabe esperar dada la enorme variabilidad espacial, excepto en algunos casos a la profundidad de 90 cm antes del riego, que resulta mayor la cantidad estimada a través de los extractores de solución. Esto último es debido probablemente a que los extractores de 90 cm pueden extraer agua de la capa freática, mucho más salina.

Los valores de sales totales a 0-30, 30-60 y 60-90 cm reflejados en la Tabla III.23, son valores medios que están afectados por un alto error debido a la variabilidad espacial. Los coeficientes de variación medios, CV, estimados son del 35 y 55 % para los valores de pasta saturada y extractores, respectivamente.

Teniendo en cuenta estos CV, se ha estimado el error de la salinidad total en el perfil (0-90 cm) mediante el error estándar de la media,  $\alpha$ , según la expresión  $\alpha = \sigma/n^{1/2}$ , donde  $\sigma$  es la desviación estándar media y  $n$  el número de datos. Dichos errores estándar son del 16-17 % y 10 % para los valores calculados a partir de los resultados de los extractos y de pasta saturada respectivamente. Por consiguiente, los valores de salinidad total del perfil (0-90 cm) en un momento dado, estimados por cualquiera de los métodos no son estadísticamente diferentes.

Asimismo, se han calculado los errores estándar de la media para las diferencias de salinidad entre el día 1 y 5, dando lugar a errores del 67, 58 y 102 % en cada uno de los tres casos considerados. La magnitud de estos errores hace que la estimación de las sales totales lavadas por el riego entre el día 1 y 5 no sea posible por estos métodos.

El riego con un agua de menor CE y SAR (1,2 dS/m; 2,4 mmol<sub>c</sub><sup>1/2</sup>/l<sup>1/2</sup>) que los correspondientes a la solución del suelo, deberían producir variaciones en la salinidad y en la composición del complejo de intercambio del suelo.

En la Tabla III.24 se observa que generalmente los valores medios de CE y SAR tienden a disminuir después del riego, aunque las diferencias entre los valores medios, tanto de CE como de SAR, antes y después del riego, no son significativas estadísticamente ( $P < 0,05$ ). Según la nueva relación SAR-ESP encontrada para estos suelos y que se discutió con anterioridad (apartado III.1.3.6), se han calculado los ESP correspondientes, cuyos valores medios son inferiores después del riego, excepto a 30-60 cm, si bien tampoco en este caso las diferencias observadas son significativas.

En general, los valores medios de Ca<sub>x</sub> tienden a aumentar el día después del riego, mientras que los de Mg<sub>x</sub> y Na<sub>x</sub> disminuyen, y los de K<sub>x</sub> no muestran

Tabla III.24.

**Comparación de algunas propiedades químicas del suelo el día antes (1) y posterior a un riego (2). Valores medios de 6 determinaciones.**

	riego aspersión	
	(1)	(2)
prof. (cm)	0-30	
CE (dS/m)	4,3	3,7
SAR (mmol <sup>1/2</sup> /l <sup>1/2</sup> )	9,8	8,7
ESP	11,7	10,6
Ca <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	9,8	10,7
Mg <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	8,2	7,5
Na <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	2,4	2,0
K <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	1,8	1,8
100 Na <sub>x</sub> /CEC	10,7	9,0
prof. (cm)	30-60	
CE (dS/m)	8,5	8,8
SAR (mmol <sup>1/2</sup> /l <sup>1/2</sup> )	18,5	20,1
ESP	19,4	20,6
Ca <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	7,8	8,4
Mg <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	7,6	7,2
Na <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	4,7	3,5
K <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	1,7	1,9
100 Na <sub>x</sub> /CEC	21,5	16,3
prof. (cm)	60-90	
CE (dS/m)	16,1	14,3
SAR (mmol <sup>1/2</sup> /l <sup>1/2</sup> )	30,4	28,2
ESP	27,9	26,5
Ca <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	6,1	6,4
Mg <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	8,2	7,0
Na <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	6,7	5,7
K <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	1,6	1,8
100 Na <sub>x</sub> /CEC	25,6	26,7

una tendencia definida. Como en los casos anteriores, las diferencias no son estadísticamente significativas. El cálculo del porcentaje de Na intercambiable a partir de estos datos,  $100 \text{ Na}_x/\text{CEC}$ , da como resultados valores similares a los de ESP.

En un capítulo posterior (III.5.2.3) se realizará esta misma comparación tras estimar a través de los datos de pasta saturada y un modelo preparado al efecto la composición de la solución del suelo y del complejo de intercambio en condiciones de campo.

#### III.4. TERCER PERIODO EXPERIMENTAL

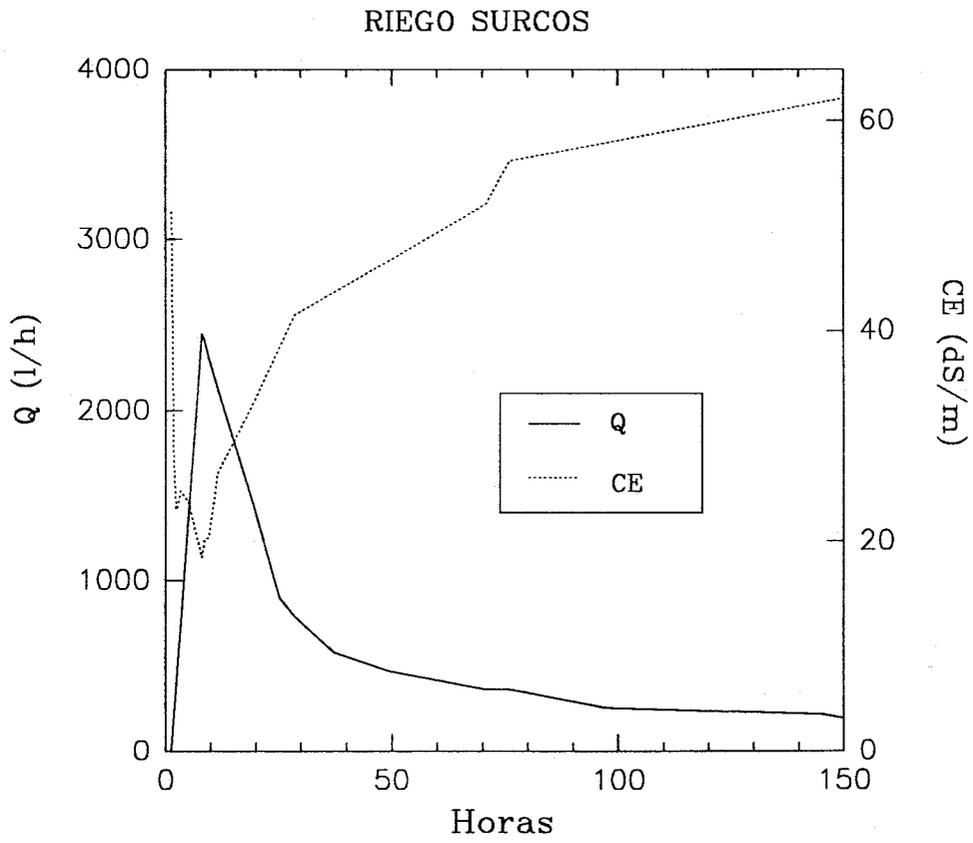
El objetivo de este capítulo vuelve a ser el estudio de la evolución de distintos parámetros de salinidad del suelo y de las aguas durante un episodio de riego, para una posterior evaluación de las sales lavadas en el perfil y de los cambios químicos producidos en el suelo.

En el tercer año de experimentación, el período intensivo de seguimiento correspondió al cuarto riego de la campaña del 90 (03/07/90). Este riego se llevó a cabo por surcos. El riego duró 8 horas y el volumen total de agua aplicado fue de 64 mm. El riego se da por finalizado al llegar el agua al extremo del surco. Con este sistema se riega a la vez unas 2 ha. La velocidad de avance del agua por surco depende en gran medida de la existencia de grietas verticales en el suelo, y por tanto del contenido de humedad de éste. Debido a la baja conductividad hidráulica del suelo, casi toda la infiltración durante el riego ocurre a través de las grietas. Estas se cierran tras el riego para volverse a abrir a medida que se deseca el suelo, cuando éste ya ha drenado.

La calidad del agua utilizada para el riego fue similar a la utilizada en la campaña anterior. La cantidad de sales aportadas por el riego fue de 5,12 kg/ha.

Los estudios realizados durante este período de seguimiento fueron los mismos que durante el anterior período.

En la Fig.III.35 se muestra la evolución del caudal de drenaje,  $Q$ , y de la CE de las aguas drenadas durante el episodio de riego estudiado. El drenaje comenzó muy rápidamente (a menos de 1 h del comienzo del riego y cuando el agua sólo había recorrido unos 40 m en el surco), debido a la existencia de grietas verticales. El caudal de drenaje aumenta muy rápidamente hasta alcanzar un máximo de casi 2.500 l/h, al poco tiempo de finalizado el riego. Después el caudal disminuye, prolongándose el drenaje durante unos siete días. El volumen



**FIG III.35 EVOLUCION DEL CAUDAL, Q, Y DE LA CE DEL AGUA DE DRENAJE**

total de agua drenada en 7 días fue de 34 mm lo cuál representa el 53 % del agua aplicada con el riego. La salinidad del agua drenada, representada por su CE, sigue una evolución similar a la obtenida con el riego por aspersión, con un descenso inicial hasta llegar a un mínimo que coincide con el máximo caudal de drenaje y posterior ascenso. Los valores de CE fueron más altos que los obtenidos en el riego por aspersión. La composición iónica media de las aguas drenadas expresada en porcentajes fue, sin embargo, similar.

La cantidad de sales eliminadas por el dren a las 120 h de iniciar el riego, calculada a partir de los análisis de las aguas de drenaje y del caudal, se ha estimado en 11.250 kg/ha. La eficiencia de lavado, expresada como sales lavadas por litro de agua aplicada, es de 17,6 g/l

La Fig.III.36 muestra la evolución de los valores medios del contenido de agua de las muestras de suelo en el momento de la toma, desde el día anterior al riego hasta el día anterior al siguiente riego (02/07/90 a 10/07/90). A la profundidad de 30 cm puede observarse un aumento brusco de la humedad el día del riego, y un ligero descenso durante los días posteriores, que se prolonga hasta el siguiente riego y que es debido a la evaporación y a la extracción de agua por las plantas. No llega a recuperarse el estado de sequedad que existía al comienzo del período intensivo a esta profundidad. A 60 cm se observa un aumento del contenido de agua inmediatamente después del riego, seguido de un descenso que se prolonga durante varios días, para luego volver a aumentar, como también se observó en el riego por aspersión. El agua que provoca este aumento se supone que procede de la capa freática, por ascenso capilar debido a la desecación de la capa superficial por los motivos ya mencionados, y al correspondiente gradiente de humedad. A 90 cm apenas se observan variaciones en el contenido de agua de las muestras a lo largo de todo el período intensivo, pudiendo concluirse que el agua aportada por el riego por surcos, al ser menor cantidad que en el riego por aspersión, y debido a la sequedad de partida de la capa de 30 cm, no llega a influir a esa profundidad.

Las CE de las soluciones de los extractores reflejan un comportamiento en concordancia con el de la humedad, excepto a la profundidad de 90 cm, que presenta un mínimo desplazado en el tiempo con respecto a los de las otras profundidades y que no se corresponde con un aumento en el contenido de agua (Fig.III.37). En general, la solución del suelo a 90 cm no parece verse afectada por el agua de riego. La diferencia más notable que presentan respecto al comportamiento de la solución del suelo en el riego por aspersión es que el aumento de la salinidad de la solución comienza inmediatamente después del

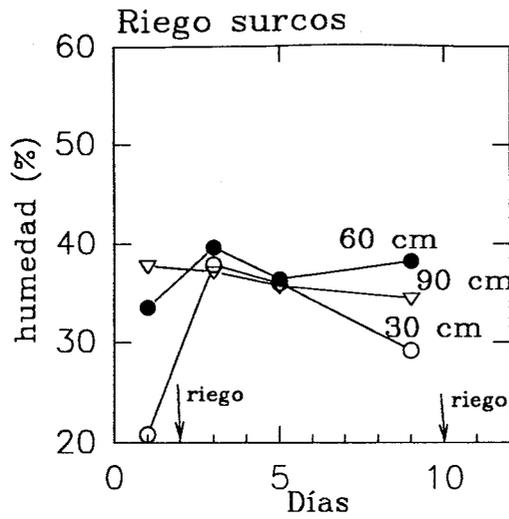


FIG III.36 EVOLUCION DE LA HUMEDAD DEL SUELO ENTRE DOS RIEGOS

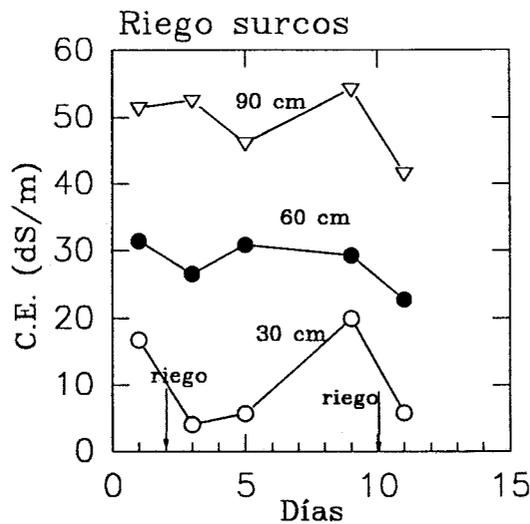


FIG III.37 EVOLUCION DE LA CE DE LA SOLUCION DEL SUELO, EXTRAIDA MEDIANTE EXTRACTORES, ENTRE DOS RIEGOS

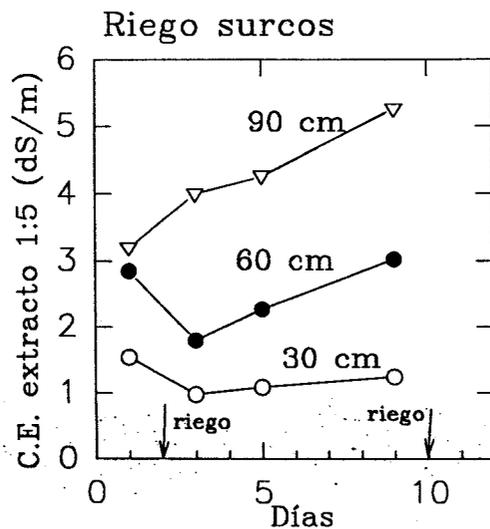


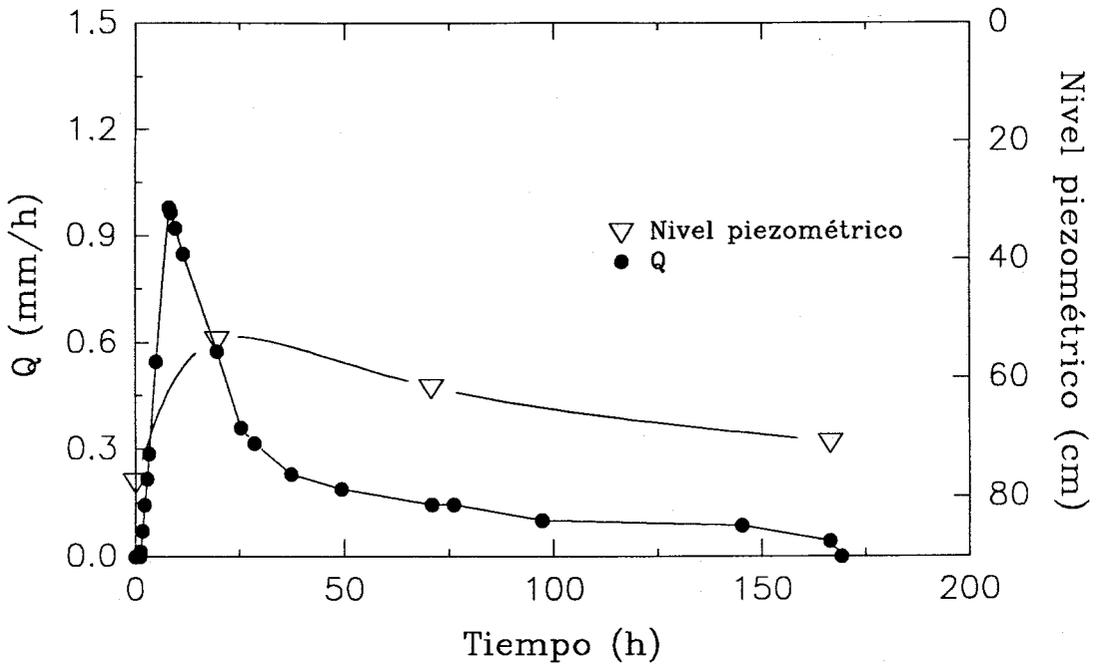
FIG III.38 EVOLUCION DE LA CE DEL EXTRACTO 1:5 SUELO:AGUA ENTRE DOS RIEGOS

riego, mientras que en el caso anterior ocurría varios días después de éste. Esto podría explicarse basándose en la propia naturaleza de cada riego, pues el riego por aspersión distribuye el agua de forma más uniforme en el espacio, haciendo que la redistribución del agua en la matriz del suelo sea más lenta pero mejor.

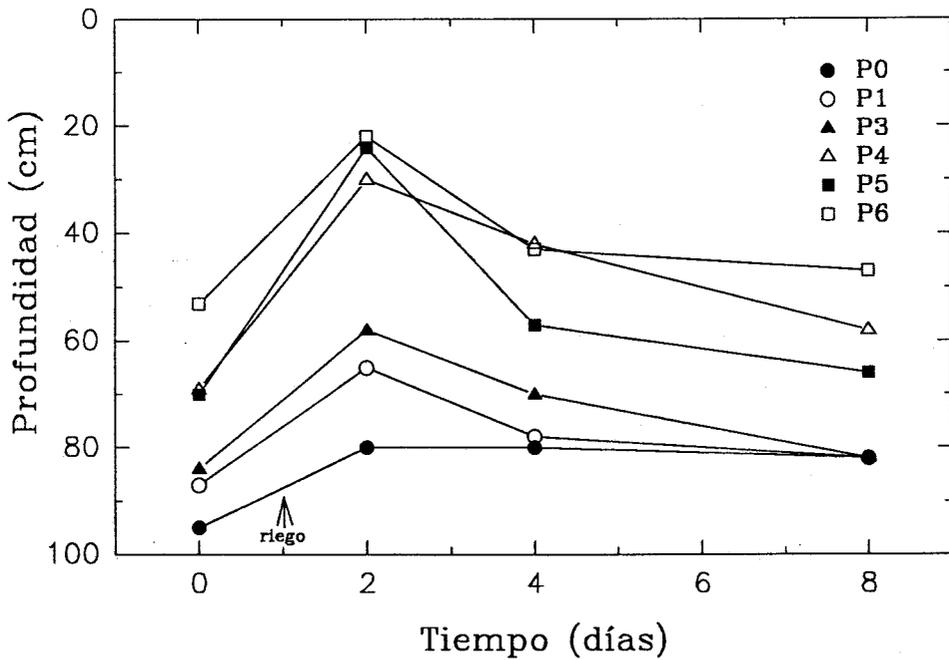
En la Fig.III.38 se muestra la evolución de la CE del suelo medida en extractos 1:5. En las capas superficial y media, las evoluciones son similares a las obtenidas para el riego por aspersión, con una disminución de salinidad tras el riego, y un posterior aumento. Los valores de CE son también similares a los del período anterior. Sin embargo a 90 cm de profundidad, la CE de los extractos 1:5 aumenta durante todo el período, lo que parece corroborar la hipótesis de que el agua de riego no llega a afectar al suelo a esta profundidad.

Con respecto al estudio de la capa freática, en la Fig.III.39 se muestra el nivel freático medio durante el período intensivo. Antes del riego, el nivel medio de los piezómetros se encuentra a unos 10 cm por encima de los drenes. Tras comenzar el riego, el nivel freático sube pero no alcanza valores tan altos como en el riego por aspersión, debido probablemente a que la cantidad de agua aplicada con el riego fue menor. El nivel medio máximo alcanzado es de aproximadamente 50 cm. Cuando cesa el riego, el nivel freático desciende hasta alcanzar los 70 cm al finalizar el período intensivo. El piezómetro situado más próximo a la cabecera del surco fue el primero en responder, aproximadamente una hora después de comenzar el riego. En los piezómetros más alejados de la cabecera del surco (P0, P1 y P3) los niveles se mantienen más bajos y se atenúa la respuesta al riego. El piezómetro más próximo al canal de drenaje, P0, apenas muestra respuesta (Fig.III.40).

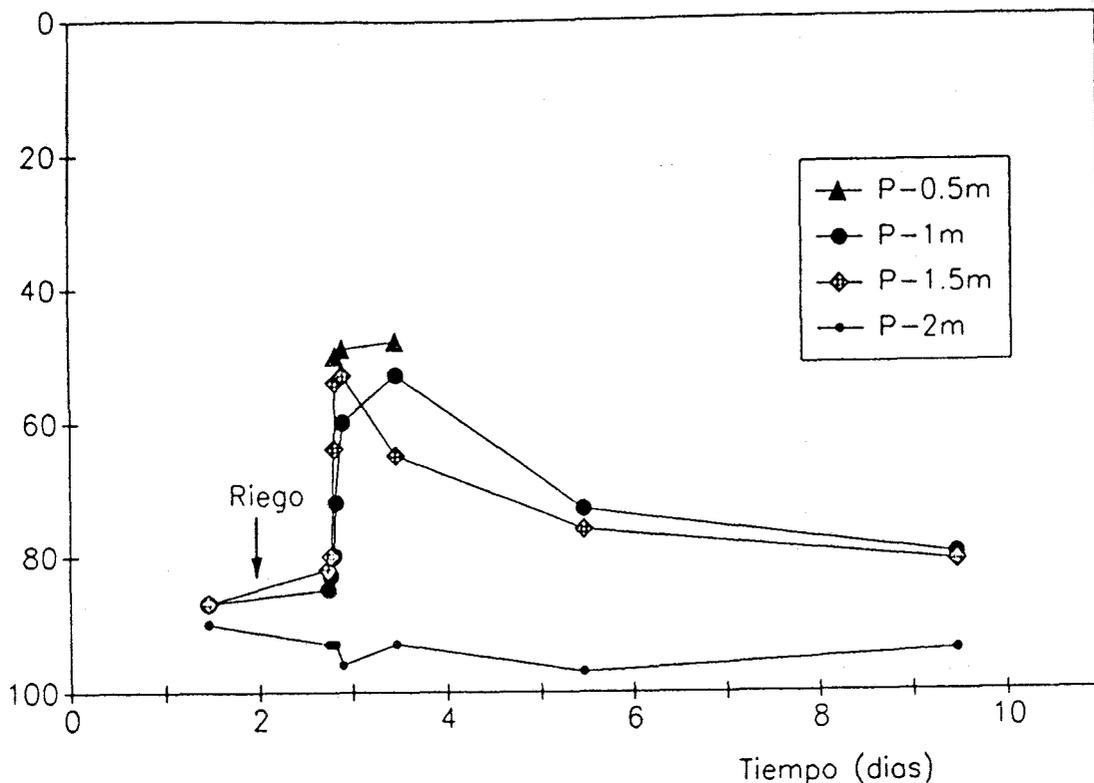
La colocación junto a la estación de muestreo 1 de piezómetros de distintas longitudes (0,5 m, 1 m, 1,5 m y 2m) agujereados sólo en sus extremos inferiores permitió estudiar la posición de la capa freática colgada y/o de la capa freática real a lo largo del período experimental. En la Fig.III. 41 se representan las variaciones de los niveles freáticos medidos en estos piezómetros. Puede observarse como el piezómetro situado a 2 m de profundidad no se ve afectado por el riego, lo que sugiere la formación de una capa freática colgada por encima de dicha profundidad. En el agua tomada de dichos piezómetros en diversas fechas se midió la CE, pudiéndose observar la existencia de un gradiente de salinidad. Del piezómetro situado a 0,5 m sólo pudieron tomarse muestras de agua en dos ocasiones, presentando en ambas CE menores de 5 dS/m. Las CE de las aguas tomadas en los otros piezómetros están reflejadas en la Fig.III.42. El agua tomada del piezómetro situado a 1 m presenta unas CE muy bajas,



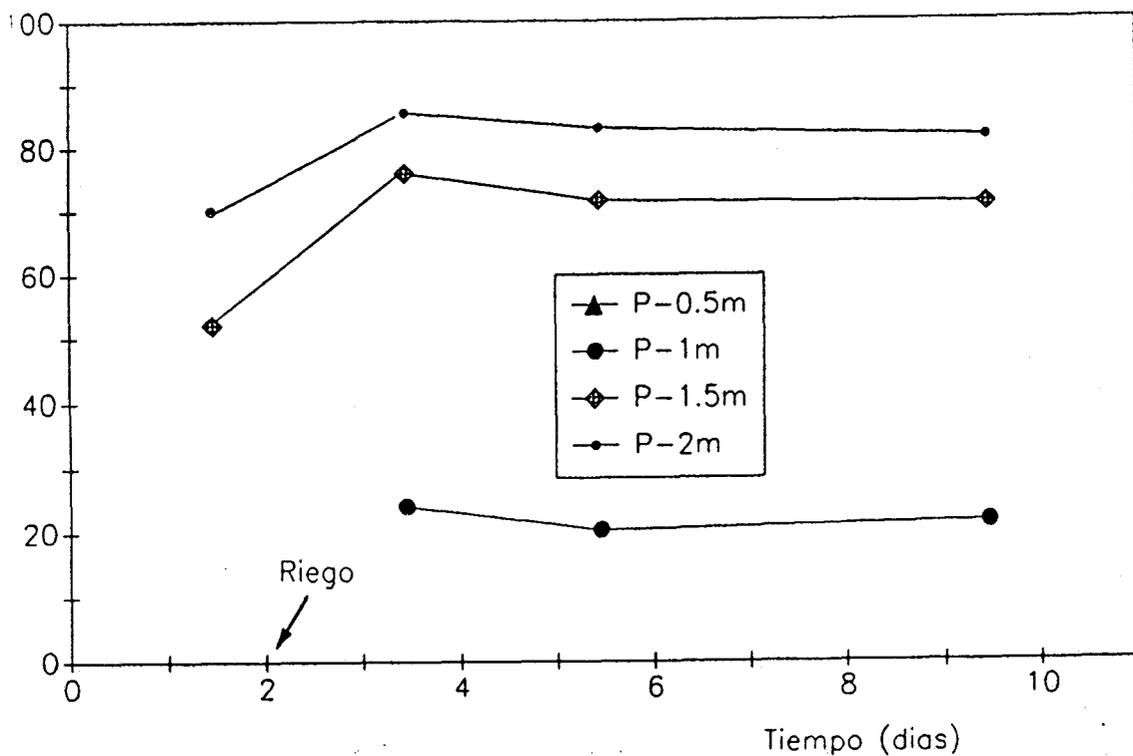
**FIG III.39 RESPUESTA DEL DRENAJE Y DEL NIVEL FREATICO MEDIO EN LA PARCELA AL RIEGO POR SURCOS**  
Superficie del suelo



**FIG III.40 RESPUESTA DE LOS DIFERENTES PIEZOMETROS INSTALADOS EN LA PARCELA EXPERIMENTAL DURANTE EL SEGUNDO PERIODO INTENSIVO**



**FIG III.41 VARIACION DEL NIVEL FREATICO MEDIDO EN LA BATERIA DE PIEZOMETROS INSTALADOS A DIFERENTES PROFUNDIDADES**



**FIG III.42 VARIACION DE LA CE DEL AGUA FREATICA TOMADA EN LA BATERIA DE PIEZOMETROS INSTALADOS A DIFERENTES PROFUNDIDADES**

probablemente debido a que el agua está tomada de una capa freática colgada o de una interfase entre la capa freática y el agua de riego en la que la primera se encuentra diluída. Los otros dos piezómetros toman agua de la capa freática real, más salina, y se puede comprobar que en ésta también existe un gradiente de concentraciones.

En la Fig.III.43 se muestra el perfil hídrico medido mediante la sonda de neutrones en un punto representativo de la parcela. Se puede observar como los niveles de partida son de mayor contenido de agua en superficie que en el período intensivo de 1989. Tras el riego no se alcanza la saturación, siendo las variaciones en el contenido de agua por lo general menores que en el caso de riego por aspersión. El motivo de que la cantidad de agua en superficie tras el riego sea menor que con el otro tipo de riego podría ser la menor cantidad de agua aplicada y que parte de ella se pierde por una rápida infiltración vertical hacia horizontes inferiores. La posterior disminución de los contenidos de agua por evapotranspiración y drenaje afectan a los 70 cm superiores, no alcanzándose contenidos tan bajos como en el anterior período intensivo, al darse los riegos menos espaciados.

Durante este segundo período se realizó de nuevo el cálculo de la cantidad total de sales en el perfil a partir de la composición de la pasta saturada y mediante la de la solución extraída del suelo por los extractores, utilizando en este segundo caso los datos de humedad gravimétrica y volumétrica (Tabla III.25).

Como en el caso de riego por aspersión, las estimaciones de los contenidos de sales a cada profundidad por cada uno de los métodos son generalmente del mismo orden de magnitud, teniendo en cuenta que están afectadas por un error debido a la variabilidad espacial, (CV 35 y 55 % para los valores de pasta saturada y extractores, respectivamente). Los extractores situados a 90 cm parecen sobrestimar los contenidos de sales respecto a los resultados de las pastas saturadas.

Al igual que en el caso del riego por aspersión, la salinidad total en el perfil (0-90 cm) está afectada por errores estándar medios que oscilan entre el 9 y 18 %, lo que da lugar a altos errores estándar de las diferencias. Por esta razón, la estimación de las sales totales lavadas por el riego no es posible por estos métodos.

En este segundo período intensivo también se ha estudiado el efecto inmediato del riego sobre la salinidad y composición del complejo de

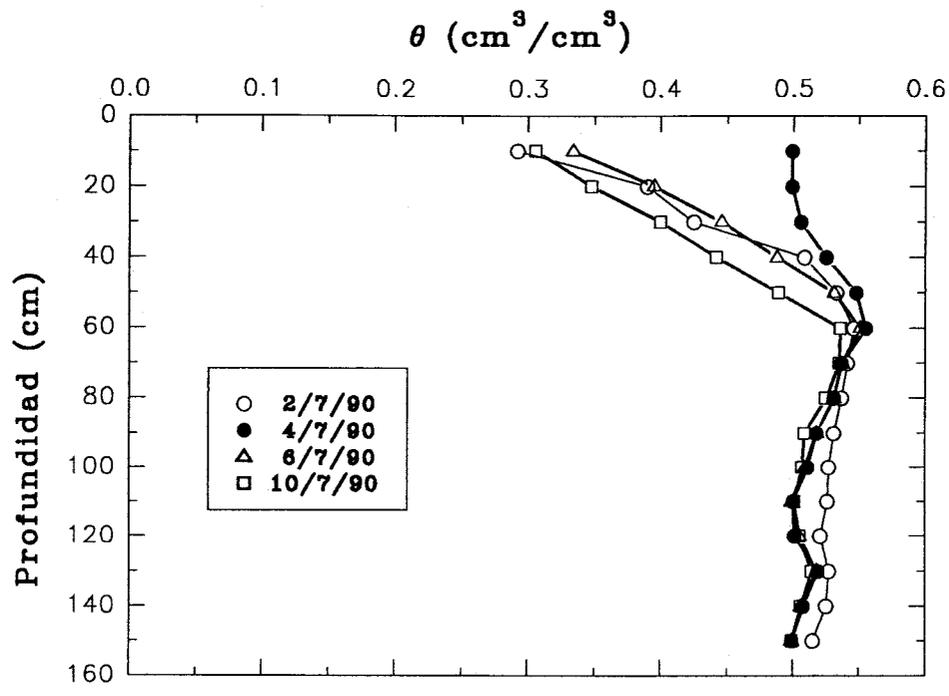


FIG III.43 EVOLUCION DE LOS PERFILES HIDRICOS DURANTE EL SEGUNDO PERIODO INTENSIVO

Tabla III.25.

Contenido de sales en el suelo calculado a partir de la composición de las soluciones de los extractores, usando humedad gravimétrica o volumétrica, y de las pastas saturadas de los suelos ( $\alpha = \sigma/n^{1/2}$ ).

prof. cm	solución extractores						extractos pasta saturada		
	humedad gravimétrica			humedad volumétrica			día 1 Mg/ha	día 5 Mg/ha	diferencia Mg/ha
	día 1 Mg/ha	día 5 Mg/ha	diferencia Mg/ha	día 1 Mg/ha	día 5 Mg/ha	diferencia Mg/ha			
0-30	9,3	6,2	3,1	11,5	2,1	9,3	15,7	10,8	4,9
30-60	31,5	31,5	0	31,6	26,7	4,9	30,1	23,7	6,4
60-90	61,2	52,0	9,2	56,7	52,4	4,3	33,9	45,4	-11,5
0-90	102,0	89,7	12,3	99,8	81,2	18,5	79,7	79,9	-0,2
$\alpha$	17,1	14,9	22,7	16,2	14,5	21,7	7,5	8,2	11,1

intercambio del suelo, comparando estos parámetros el día anterior y posterior al riego.

En la Tabla III.26 se observa que las conclusiones sacadas en el período intensivo de 1989 (riego por aspersión) para este mismo estudio siguen siendo válidas en el caso del riego por surcos. Los valores medios de CE, SAR y ESP tienden a disminuir después del riego, a excepción de la CE a 30 cm y el SAR y ESP a 90 cm. En el caso de la composición del complejo de intercambio, se encuentran ligeras diferencias con respecto al período intensivo anterior, que probablemente se puedan atribuir a los márgenes de error del método de determinación experimental. Sin embargo, en ningún caso las diferencias son significativas estadísticamente.

Tabla III.26.

Comparación de algunas propiedades químicas del suelo el día antes (1) y posterior a un riego (2). Valores medios de 6 determinaciones.

	riego surcos	
	(1)	(2)
prof. (cm)	0-30	
CE (dS/m)	4,1	4,6
SAR ( $\text{mmol}^{1/2}/\text{l}^{1/2}$ )	8,0	7,4
ESP	10,0	9,5
Ca <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	9,4	8,8
Mg <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	10,0	9,4
Na <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	1,9	1,7
K <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	1,2	1,4
100 Na <sub>x</sub> /CEC	8,0	7,4
prof. (cm)	30-60	
CE (dS/m)	7,6	6,1
SAR ( $\text{mmol}^{1/2}/\text{l}^{1/2}$ )	18,0	15,7
ESP	18,7	17,0
Ca <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	6,4	7,0
Mg <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	9,7	9,5
Na <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	4,8	3,0
K <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	1,4	1,1
100 Na <sub>x</sub> /CEC	22,0	14,4
prof. (cm)	60-90	
CE (dS/m)	11,4	11,2
SAR ( $\text{mmol}^{1/2}/\text{l}^{1/2}$ )	23,3	26,4
ESP	22,8	24,8
Ca <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	4,5	4,5
Mg <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	9,2	8,0
Na <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	7,1	5,2
K <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	1,4	1,2
100 Na <sub>x</sub> /CEC	31,6	27,7

### III.5 APLICACION DEL MODELO EXPRESO AL CALCULO DE LA COMPOSICION QUIMICA *IN SITU* DEL SISTEMA SUELO-AGUA

El conocimiento de la composición química de soluciones de suelo extraídas *in situ* es fundamental para comprender y posteriormente modelizar los procesos de salinización que ocurren en los suelos de Las Marismas, así como para el manejo de suelos y aguas amenazados por la salinización. Sin embargo, en medios áridos, el régimen hídrico de los suelos es tal que la extracción *in situ* de solución de suelo en cantidad suficiente para poder realizar los análisis de laboratorio es a menudo difícil, si no imposible.

Un método alternativo para determinar la composición de la solución del suelo, sería su dilución mediante la preparación en el laboratorio de extractos suelo:agua. Generalmente, se usan relaciones suelo:agua 1:5, 1:1 o extractos de pasta saturada (Richards, 1954). A partir de la composición química de estos extractos y de la del complejo de intercambio, también medida en el laboratorio, sería posible mediante cálculo la estimación de la composición química de la solución del suelo y del complejo adsorbido en condiciones de campo, conocido su contenido de humedad. En este caso, es necesario disponer de un modelo numérico que permita determinar el equilibrio termodinámico entre el suelo, la atmósfera y la solución del suelo cuando ésta se concentra. Este mismo modelo también debería permitir el cálculo cuando la solución del suelo se diluye, lo que permitiría la comprobación de su correcto funcionamiento.

Se han propuesto varios modelos numéricos que simulan el equilibrio termodinámico de sistemas complejos que consideran una solución de electrolito en contacto con una fase mineral y un cambiador (EQUIL de Fritz (1975); GEOCHEM de Sposito and Mattigod (1980) y su versión mejorada SOILCHEM de Sposito y Coves (1988)). Generalmente, este tipo de modelos no está diseñado para simular procesos de concentración/dilución, además de requerir medios informáticos importantes.

En este trabajo se ha utilizado el modelo EXPRESO (EXchange-PREcipitation-SOLute), que es una versión modificada y ampliada del modelo CONDIAC (Rieu, 1990) desarrollado a partir del modelo ACTIVE (Montoroi y Rieu, 1987) basado a su vez en SOPREC (Dufei y col., 1979). EXPRESO está escrito en Quick Basic, y permite simular, usando un microordenador, el proceso de concentración-dilución de un suelo y calcular simultáneamente el equilibrio

termodinámico.

En el Apéndice se describe la estructura y las características principales del modelo EXPRESO.

La aplicación del modelo EXPRESO para el establecimiento del equilibrio termodinámico de especies del sistema suelo-agua *in situ* a partir de datos obtenidos en laboratorio requiere la introducción en el programa de valores de concentraciones de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{K}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  medidos en el extracto, la distribución inicial de iones en el complejo de intercambio, el volumen de agua, la masa de suelo en el extracto y las masas de yeso y de calcita. Asimismo, es necesaria la introducción de una serie de parámetros como el pH o  $\text{PCO}_2$  del suelo, así como las constantes de selectividad para los intercambios iónicos  $\text{Na}_x\text{-Ca}_x$  y  $\text{Ca}_x\text{-Mg}_x$ .

### III.5.1. CALCULO DE LOS COEFICIENTES DE SELECTIVIDAD

En suelos como los de las Marismas, en los que la salinidad es elevada, puede admitirse que el complejo de intercambio está completamente saturado por  $\text{Na}_x$ ,  $\text{K}_x$ ,  $\text{Ca}_x$  y  $\text{Mg}_x$ . En estos suelos, el K adsorbido es prácticamente constante e independiente de la composición de equilibrio (Tablas III.24 y III.26), por lo que puede suponerse que las reacciones de intercambio catiónico tienen lugar fundamentalmente entre  $\text{Na}_x$ ,  $\text{Ca}_x$  y  $\text{Mg}_x$ . Por esta razón, puede definirse una *capacidad de intercambio reducida* en  $\text{mol}_c/\text{kg}$ ,  $\text{CEC}^* = \text{Na}_x + \text{Ca}_x + \text{Mg}_x$ .

Considerando que la reacción de intercambio tiene lugar en términos de moles de carga, el coeficiente de selectividad de Gapon corregido por Sposito (1977) para el intercambio  $\text{Na}_x\text{-Ca}_x$  puede expresarse como:

$$K_{G(\text{Na-Ca})} = [\text{SAR}] (1 - \text{ENa}^2)^{1/2} / 2 \text{ENa} \quad (\text{Eq.1})$$

donde ENa es la fracción equivalente de Na adsorbido ( $\text{ENa} = \text{Na}_x / \text{CEC}^*$ ) y [SAR] es la "relación de adsorción de sodio" basada en las actividades de los iones disociados en la disolución de equilibrio

$$[\text{SAR}] = 10^{3/2} [\text{Na}^+] / \{[\text{Ca}^{2+}] + [\text{Mg}^{2+}]\}^{1/2}$$

donde las cantidades entre corchetes representan actividades iónicas.

La Eq.1 puede reescribirse como

$$2 \text{ENa}/(1-\text{ENa}^2)^{1/2} = [\text{SAR}]/K_{\text{G}(\text{Na-Ca})} \quad (\text{Eq.2})$$

El uso de estas ecuaciones implica que el  $\text{Ca}_x$  y el  $\text{Mg}_x$  no son significativamente diferentes en su reacción de intercambio con el  $\text{Na}_x$ .

De la representación gráfica, a partir de valores experimentales, de  $[\text{SAR}]$  frente a  $2 \text{ENa}/(1-\text{ENa}^2)^{1/2}$  se puede calcular un valor experimental para  $K_{\text{G}(\text{Na-Ca})}$ .

El coeficiente de selectividad de Gapon para el intercambio  $\text{Ca}_x\text{-Mg}_x$  viene definido por

$$K_{\text{G}(\text{Ca-Mg})} = \{[\text{Ca}^{2+}]/[\text{Mg}^{2+}]\}^{1/2} \text{EMg}/\text{ECa} \quad (\text{Eq.3})$$

donde  $\text{ECa}$  y  $\text{EMg}$  son las fracciones equivalentes de  $\text{Ca}$  y  $\text{Mg}$  adsorbido respectivamente. La Eq.3 puede reescribirse como

$$\text{Ca}_x/\text{Mg}_x = \{[\text{Ca}^{2+}]/[\text{Mg}^{2+}]\}^{1/2}/K_{\text{G}(\text{Ca-Mg})} \quad (\text{Eq.4})$$

De la representación gráfica, a partir de valores experimentales, de  $\{[\text{Ca}^{2+}]/[\text{Mg}^{2+}]\}^{1/2}$  frente a  $\text{Ca}_x/\text{Mg}_x$  se puede calcular un valor experimental para  $K_{\text{G}(\text{Ca-Mg})}$ .

Para la determinación de los coeficientes de selectividad de Gapon en los intercambios  $\text{Na}_x\text{-Ca}_x$  y  $\text{Ca}_x\text{-Mg}_x$  se han utilizado los datos experimentales obtenidos en 1988 (apartado II.3.2 de Materiales y métodos).

La relación obtenida entre  $2\text{ENa}/(1-\text{ENa}^2)^{1/2}$  y  $[\text{SAR}]$  responde a la ecuación:

$$2\text{ENa}/(1-\text{ENa}^2)^{1/2} = 0,0119 [\text{SAR}] + 0,0636 \quad r^2=0,75$$

Forzando la intersección con el origen de coordenadas la ecuación pasaría a ser

$$2\text{ENa}/(1-\text{ENa}^2)^{1/2} = 0,0134 [\text{SAR}] \quad r^2=0,92$$

A partir de esta ecuación y basándonos en la Eq.2 se deduce un valor para

$$K_{G(\text{Na-Ca})} = 74,4 \text{ mmol/l.}$$

Para el caso del intercambio  $\text{Ca}_x\text{-Mg}_x$ , la correlación, forzada la intersección con el origen de coordenadas, entre  $\text{ECa/EMg}$  y  $([\text{Ca}^{2+}]/[\text{Mg}^{2+}])^{1/2}$  responde a la ecuación:

$$\text{ECa/EMg} = 1,582 ([\text{Ca}^{2+}]/[\text{Mg}^{2+}])^{1/2} \quad r^2=0,84$$

De esta relación y basándonos en la Eq.4 puede deducirse un valor de  $K_{G(\text{Ca-Mg})}=0,63$ .

De la Eq.2 se deduce que, tras establecer un valor medio para  $K_{G(\text{Na-Ca})}$  a partir de datos experimentales de  $\text{ENa}$  y  $[\text{SAR}]$ , se puede determinar el contenido de  $\text{Na}_x$  del suelo en equilibrio con una solución cuyo  $[\text{SAR}]$  sea conocido.

El valor medio de  $K_{G(\text{Ca-Mg})}$ , evaluado experimentalmente, permite determinar la razón  $\text{Ca}_x/\text{Mg}_x$  de un suelo que está en equilibrio con una solución de la cual se conocen las actividades de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ . Si el contenido en  $\text{Na}_x$  se ha determinado previamente, mediante la expresión:

$$\text{Ca}_x + \text{Mg}_x = \text{CEC}^* - \text{Na}_x$$

se puede deducir que

$$\text{Ca}_x = (\text{CEC}^* - \text{Na}_x) / (1 + K_{G(\text{Ca-Mg})} / ([\text{Ca}^{2+}]/[\text{Mg}^{2+}])^{1/2})$$

$$\text{Mg}_x = \text{CEC}^* - \text{Na}_x - \text{Ca}_x$$

Para verificar los valores obtenidos para  $K_{G(\text{Na-Ca})}$  y  $K_{G(\text{Ca-Mg})}$ , se han utilizado los datos experimentales de la composición de los extractos de pasta saturada obtenidos en las experiencias desarrolladas en 1989 y 1990.

Las correlaciones forzadas entre los valores estimados y experimentales responden a las siguientes ecuaciones:

$$\text{Na}_x (\text{estimado}) = 1,01 \text{ Na}_x (\text{experimental}) \quad r^2=0,92$$

$$\text{Ca}_x (\text{estimado}) = 0,91 \text{ Ca}_x (\text{experimental}) \quad r^2=0,96$$

$$\text{Mg}_x (\text{estimado}) = 1,05 \text{ Mg}_x (\text{experimental}) \quad r^2=0,97$$

que muestra que los valores estimados son estadísticamente idénticos a los experimentales.

### III.5.2. APLICACION DEL MODELO A RESULTADOS EXPERIMENTALES.

#### III.5.2.1. Determinación de la presión de CO<sub>2</sub> (PCO<sub>2</sub>).

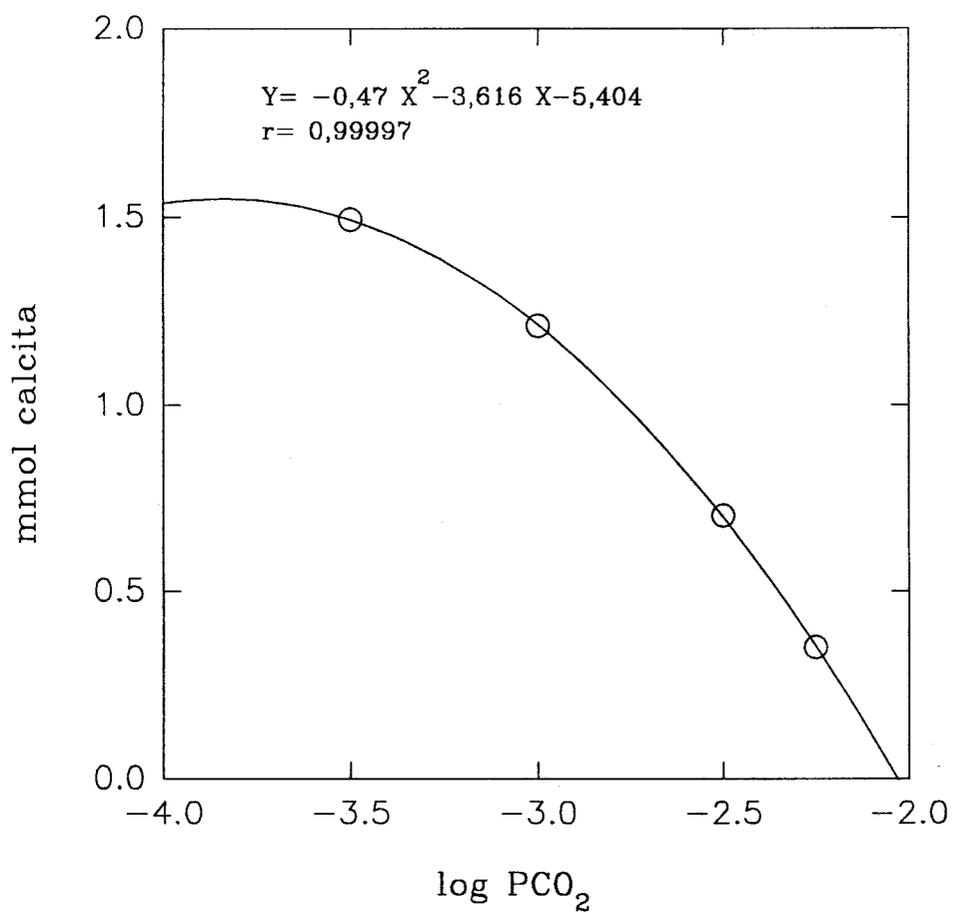
Para la determinación de un valor representativo de la presión de CO<sub>2</sub> del sistema suelo-agua de los suelos en estudio, se aplicó el modelo EXPRESO a datos experimentales del extracto 1:5 de muestras correspondientes al primer período experimental (1988). El procedimiento seguido fue la aplicación del modelo para distintos valores de PCO<sub>2</sub>, obteniéndose en cada caso composiciones de equilibrio muy similares a las de partida y distintas pequeñas cantidades de calcita precipitada. Teniendo en cuenta que en las condiciones de laboratorio no se observó precipitación de calcita, se tomó como valor de PCO<sub>2</sub> aquel para el cual la cantidad de calcita precipitada tendía a cero. Dicho valor se determinó mediante extrapolación gráfica de los valores de log(PCO<sub>2</sub>) frente a la calcita precipitada en mmol (Fig.III.44). De esta forma se obtuvo un valor de log(PCO<sub>2</sub>)= -2,03 y PCO<sub>2</sub> =9,33x10<sup>-3</sup>.

#### III.5.2.2. Simulación de los procesos de dilución y concentración mediante el modelo.

Para la comprobación de la simulación mediante el programa EXPRESO de los procesos de dilución y concentración se eligió una muestra al azar de entre las disponibles de los períodos intensivos 1989 y 1990. Se partió de los datos experimentales del extracto de saturación (Tabla III.27, columna 1) en el que la razón suelo:solución es 1:0,9 (200 g suelo/181 cm<sup>3</sup> de agua), y se siguió el esquema de la Fig.III.45.

En primer lugar, el programa calculó la distribución de especies iónicas en el estado de equilibrio según las condiciones del modelo. En los datos de equilibrio (Tabla III.27, columna 3) se observa una precipitación de calcita magnésica (0,047g/100 g de suelo) que no se observó experimentalmente, y como consecuencia una disminución de las concentraciones de Ca<sup>2+</sup> y Mg<sup>2+</sup> en solución, con el consiguiente aumento del SAR. Asimismo, se observa una redistribución de los iones intercambiables.

En segundo lugar, el modelo simula el proceso de dilución desde el estado anterior (pasta saturada en la que la distribución de especies se determinó mediante el modelo) hasta un sistema cuya razón suelo:solución es 1:5. En la Tabla III.27



**FIG III.44 RELACION ENTRE EL LOGARITMO DE LA PRESION DE CO<sub>2</sub> Y LA CALCITA PRECIPITADA**

## PROCESO DE DILUCION-CONCENTRACION

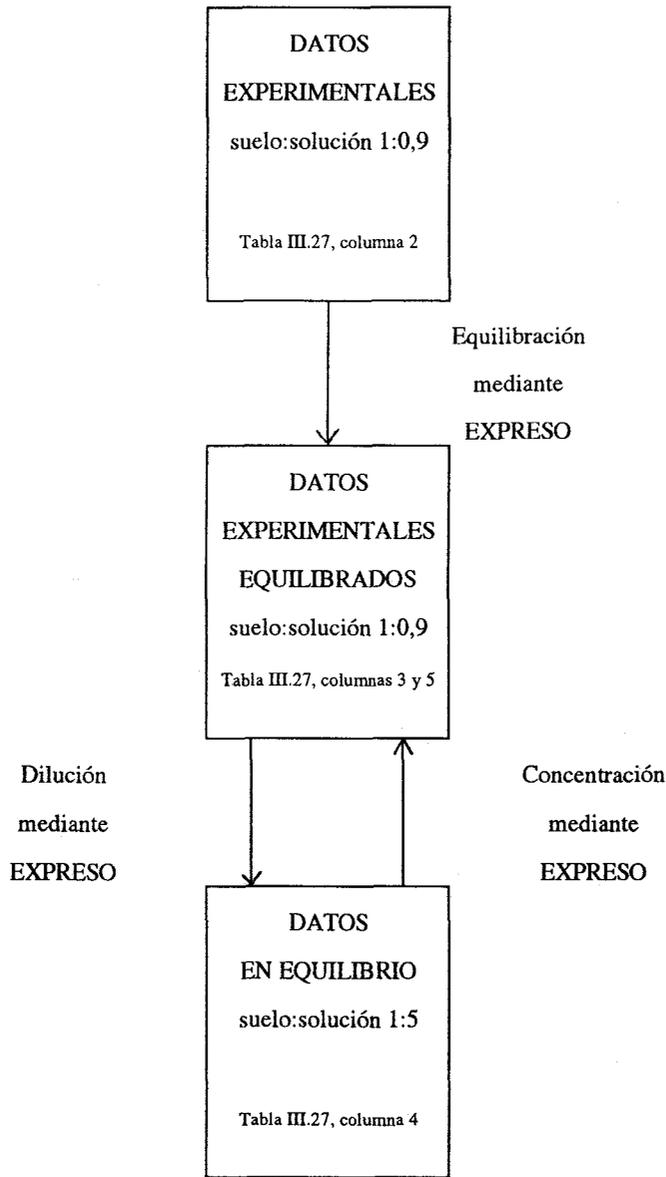


FIG III.45 PROCESO DE DILUCION-CONCENTRACION MEDIANTE EL MODELO EXPRESO

Tabla III.27. Resultados de dilución y concentración mediante EXPRESO a partir de datos experimentales de pasta saturada de una muestra de suelo.

CARACTERISTICAS DE LA SOLUCION				
	DATOS INICIALES	DATOS DE EQUILIBRIO	DATOS CALCULADOS	DATOS CALCULADOS
	EXPERIMENTALES	SEGUN EXPRESO	SEGUN EXPRESO	SEGUN EXPRESO
	181 cm <sup>3</sup> agua/200 g suelo	181 cm <sup>3</sup> agua/200 g suelo	1000 cm <sup>3</sup> agua/200 g suelo	181 cm <sup>3</sup> agua/200 g suelo
	(suelo:solución 1:0,9)	(suelo:solución 1:0,9)	(suelo:solución 1:5)	(suelo:solución 1:0,9)
K (mol/l)	3,09 10 <sup>-3</sup>	3,09 10 <sup>-3</sup>	0,56 10 <sup>-3</sup>	3,09 10 <sup>-3</sup>
Na (mol/l)	235,50 10 <sup>-3</sup>	242,60 10 <sup>-3</sup>	52,27 10 <sup>-3</sup>	242,60 10 <sup>-3</sup>
Ca (mol/l)	10,68 10 <sup>-3</sup>	1,17 10 <sup>-3</sup>	0,08 10 <sup>-3</sup>	1,18 10 <sup>-3</sup>
Mg (mol/l)	23,80 10 <sup>-3</sup>	11,76 10 <sup>-3</sup>	0,85 10 <sup>-3</sup>	11,77 10 <sup>-3</sup>
Cl (mol/l)	230,30 10 <sup>-3</sup>	217,10 10 <sup>-3</sup>	41,03 10 <sup>-3</sup>	217,10 10 <sup>-3</sup>
SO <sub>4</sub> (mol/l)	26,88 10 <sup>-3</sup>	21,25 10 <sup>-3</sup>	4,70 10 <sup>-3</sup>	21,25 10 <sup>-3</sup>
pH	7,50	7,79	7,38	7,79
SAR (mmol/l) <sup>1/2</sup>	40,02	59,51	50,24	59,49
CE (dS/m)	23,49	24,14	4,78	24,14
DISTRIBUCION DE ESPECIES EN LA FASE SOLIDA				
Na <sub>x</sub> (mmol <sub>c</sub> /100 g)	16,17	14,22	11,01	14,22
Ca <sub>x</sub> (mmol <sub>c</sub> /100 g)	3,90	4,66	5,77	4,66
Mg <sub>x</sub> (mmol <sub>c</sub> /100 g)	7,47	8,66	10,76	8,66
Total adsorbido (mmol <sub>c</sub> /100 g)	27,54	27,54	27,54	27,54
Ca, MgCO <sub>3 c</sub> (g/100 g)	-	0,047	-	0,046

(columna 4) se muestra la distribución de especies en equilibrio calculada por el modelo. Se observa la dilución de las especies en solución y la disolución de la calcita magnésica, lo que supone el aumento relativo de las concentraciones de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  respecto a la del  $\text{Na}^+$ , y por tanto la disminución del SAR. Asimismo, se observa el aumento de  $\text{Ca}_x$  y  $\text{Mg}_x$  y la disminución de  $\text{Na}_x$ , tal como es de esperar por la disminución del SAR.

Por último, los resultados de la dilución se usaron como datos iniciales para simular un proceso de concentración desde 1.000 a 181  $\text{cm}^3$  de solución por 200 g de suelo, o lo que es igual, desde una razón suelo:solución 1:5 a otra 1:0,9. Los resultados obtenidos (Tabla III.27, columna 5) tanto para las especies en disolución como para las adsorbidas concuerdan con los de partida (Tabla III.27, columna 3).

Estos resultados ponen de manifiesto la validez del modelo EXPRESO para la simulación de los procesos de dilución y concentración.

### III.5.2.3. Verificación del modelo: comparación de los resultados experimentales con los obtenidos por el modelo EXPRESO.

Para la verificación de los resultados obtenidos por el modelo en los procesos de dilución y concentración por comparación con los obtenidos experimentalmente, se eligió una muestra al azar de entre las de los períodos intensivos de 1989 y 1990, de la que se disponía de datos experimentales (pH, especies iónicas solubles y cationes intercambiables) tanto en extractos 1:5 como en pasta saturada. En el proceso de dilución se siguió el esquema de la Fig.III.46.

En primer lugar, partiendo de los datos experimentales de extracto de saturación (200 g suelo/151  $\text{cm}^3$  agua, o sea razón suelo:solución 1:0,76) (Tabla III.28, columna 2) se determinó la distribución de especies en el estado de equilibrio según las condiciones del modelo (Tabla III.28, columna 3). Seguidamente, el modelo simuló el proceso de dilución desde una razón suelo:solución 1:0,76 hasta otra 1:5. Según se muestra en la columna 4 de la Tabla III.28, mediante el modelo se obtiene una distribución de cationes intercambiables muy similar a la obtenida al equilibrar mediante EXPRESO los datos experimentales de la razón suelo:solución 1:5 (Tabla III.28, columna 6). Las concentraciones de  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$  y  $\text{SO}_4^{2-}$  en disolución son muy similares, mientras que las de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{K}^+$  son más baja y más alta respectivamente (comparar columnas 4 y 6 de la Tabla III.28).

Analizando la distribución de especies iónicas en el extracto 1:5 obtenida experimentalmente, considerando las concentraciones de  $\text{CO}_3^{2-}$  (0,75  $\text{mmol}_c/\text{l}$ ) y

## PROCESO DE DILUCION

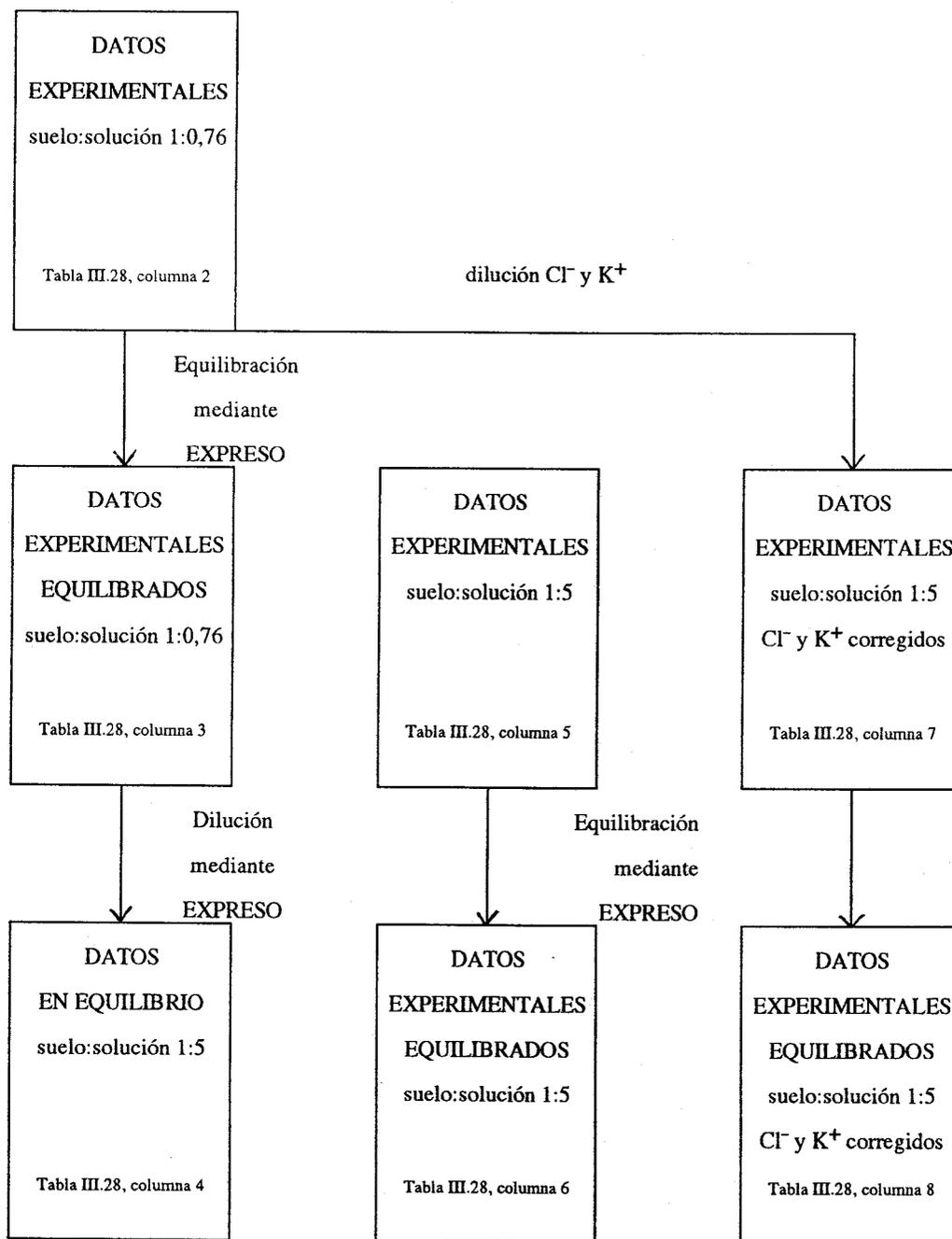


FIG III.46 PROCESO DE DILUCION MEDIANTE EL MODELO EXPRESO

Tabla III.28. Dilución del extracto de pasta saturada de una muestra de suelo a extracto 1:5 mediante EXPRESO y comparación con los datos experimentales.

CARACTERISTICAS DE LA SOLUCION							
	DATOS INICIALES	DATOS DE EQUILIBRIO	DATOS CALCULADOS	DATOS INICIALES	DATOS DE EQUILIBRIO	DATOS INICIALES	DATOS DE EQUILIBRIO
	EXPERIMENTALES	SEGUN EXPRESO	SEGUN EXPRESO	EXPERIMENTALES	SEGUN EXPRESO	EXPERIMENTALES	SEGUN EXPRESO
						(Cl <sup>-</sup> y K <sup>+</sup> corregidos)	(Cl <sup>-</sup> y K <sup>+</sup> corregidos)
	151 cm <sup>3</sup> agua/200 g suelo	151 cm <sup>3</sup> agua/200 g suelo	1000 cm <sup>3</sup> agua/200 g suelo	1000 cm <sup>3</sup> agua/200 g suelo			
	(suelo:solución 1:0,76)	(suelo:solución 1:0,76)	(suelo:solución 1:5)	(suelo:solución 1:5)	(suelo:solución 1:5)	(suelo:solución 1:5)	(suelo:solución 1:5)
K (mol/l)	0,76 10 <sup>-3</sup>	0,76 10 <sup>-3</sup>	0,11 10 <sup>-3</sup>	0,32 10 <sup>-3</sup>	0,32 10 <sup>-3</sup>	0,12 10 <sup>-3</sup>	0,12 10 <sup>-3</sup>
Na (mol/l)	8,91 10 <sup>-3</sup>	12,96 10 <sup>-3</sup>	2,98 10 <sup>-3</sup>	2,39 10 <sup>-3</sup>	3,02 10 <sup>-3</sup>	2,39 10 <sup>-3</sup>	3,02 10 <sup>-3</sup>
Ca (mol/l)	2,06 10 <sup>-3</sup>	1,01 10 <sup>-3</sup>	0,12 10 <sup>-3</sup>	0,34 10 <sup>-3</sup>	0,12 10 <sup>-3</sup>	0,34 10 <sup>-3</sup>	0,12 10 <sup>-3</sup>
Mg (mol/l)	1,41 10 <sup>-3</sup>	1,39 10 <sup>-3</sup>	0,16 10 <sup>-3</sup>	0,27 10 <sup>-3</sup>	0,17 10 <sup>-3</sup>	0,27 10 <sup>-3</sup>	0,17 10 <sup>-3</sup>
Cl (mol/l)	6,36 10 <sup>-3</sup>	6,33 10 <sup>-3</sup>	0,96 10 <sup>-3</sup>	0,45 10 <sup>-3</sup>	0,45 10 <sup>-3</sup>	0,96 10 <sup>-3</sup>	0,96 10 <sup>-3</sup>
SO <sub>4</sub> (mol/l)	2,53 10 <sup>-3</sup>	2,22 10 <sup>-3</sup>	0,37 10 <sup>-3</sup>	0,35 10 <sup>-3</sup>	0,33 10 <sup>-3</sup>	0,35 10 <sup>-3</sup>	0,33 10 <sup>-3</sup>
pH		7,67	7,10		7,26		7,13
SAR (mmol/l) <sup>1/2</sup>	11,79	7,67	5,41	3,06	5,41	3,06	5,43
CE (dS/m)	1,74	1,86	0,36	0,37	0,38	0,37	0,37
DISTRIBUCION DE ESPECIES EN LA FASE SOLIDA							
Na <sub>x</sub> (mmol <sub>c</sub> /100 g)	1,63	1,32	0,82	1,11	0,80	1,11	0,79
Ca <sub>x</sub> (mmol <sub>c</sub> /100 g)	11,22	11,56	11,99	11,19	11,42	11,19	11,42
Mg <sub>x</sub> (mmol <sub>c</sub> /100 g)	7,99	7,96	8,03	7,94	8,02	7,94	8,02
Total adsorbido (mmol <sub>c</sub> /100 g)	20,84	20,84	20,84	20,24	20,24	20,24	20,24
Ca, MgCO <sub>3</sub> (g/100g)	-	0,38	-	-	-	-	-

$\text{HCO}_3^-$  (1,11 mmol/L) no expuestas en la columna 5 de la Tabla III.28, se observa la existencia de una fuerte descompensación entre las concentraciones de cationes y aniones (3,93 y 3,01 mmol/L respectivamente). Como las especies  $\text{Cl}^-$  y  $\text{K}^+$  son las únicas que no intervienen en ninguna de las reacciones de precipitación, asociación de iones o intercambio iónico que tienen lugar en el sistema suelo/solución considerado, dichas especies podrían calcularse por simple dilución a partir de los datos de pasta saturada. De esta forma, las nuevas concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{K}^+$ , denominadas corregidas (Tabla III.28, columna 7), dan lugar a sumas de cationes y aniones mucho más cercanas a la neutralidad (3,73 y 3,52 mmol/L respectivamente). Sometiendo estos nuevos datos a equilibración mediante el modelo, resultan los valores de la columna 8 (Tabla III.28). De esta forma, las distribuciones de especies simulada (Tabla III.28, columna 4) y experimental corregida y equilibrada (Tabla III.28, columna 8) resultan muy similares.

En el proceso de concentración se siguió el esquema de la Fig.III.47. Se partió de datos experimentales de extracto 1:5 (Tabla III.28, columna 5) que se equilibraron (Tabla III.28, columna 6) y concentraron hasta una razón suelo:solución 1:0,76 (Tabla III.29, columna 2). Comparando estos resultados con los obtenidos al equilibrar mediante el modelo los datos experimentales del extracto de pasta saturada (razón suelo:solución 1:0,76) (Tabla III.28, columna 3), se observa que la simulación mediante el modelo proporciona concentraciones en disolución de  $\text{K}^+$  y  $\text{Cl}^-$  por exceso y defecto respectivamente, mientras que las de  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$  en disolución las determina por defecto, debido a la precipitación de calcita magnésica.

Si se utilizan los datos experimentales de extracto 1:5 en los que se corrigieron las concentraciones de  $\text{Cl}^-$  y  $\text{K}^+$  en disolución (Tabla III.28, columna 7), tras su equilibración (Tabla III.28, columna 8), resulta la distribución que se muestra en la columna 3 de la Tabla III.29. Comparando estos resultados con los de la columna 3 de la Tabla III.28, se observa que la distribución calculada con el modelo coincide bastante bien con la resultante de equilibrar mediante el mismo los datos experimentales del extracto de pasta saturada (suelo:solución 1:0,76).

#### III.5.2.4. Determinación de la distribución de especies en condiciones de campo

Para la determinación de la distribución de especies en disolución y adsorbidas en condiciones de campo se partió de los datos experimentales de pasta saturada, extractos 1:5 y extractos 1:5 corregidos de la muestra estudiada en el

## PROCESO DE CONCENTRACION

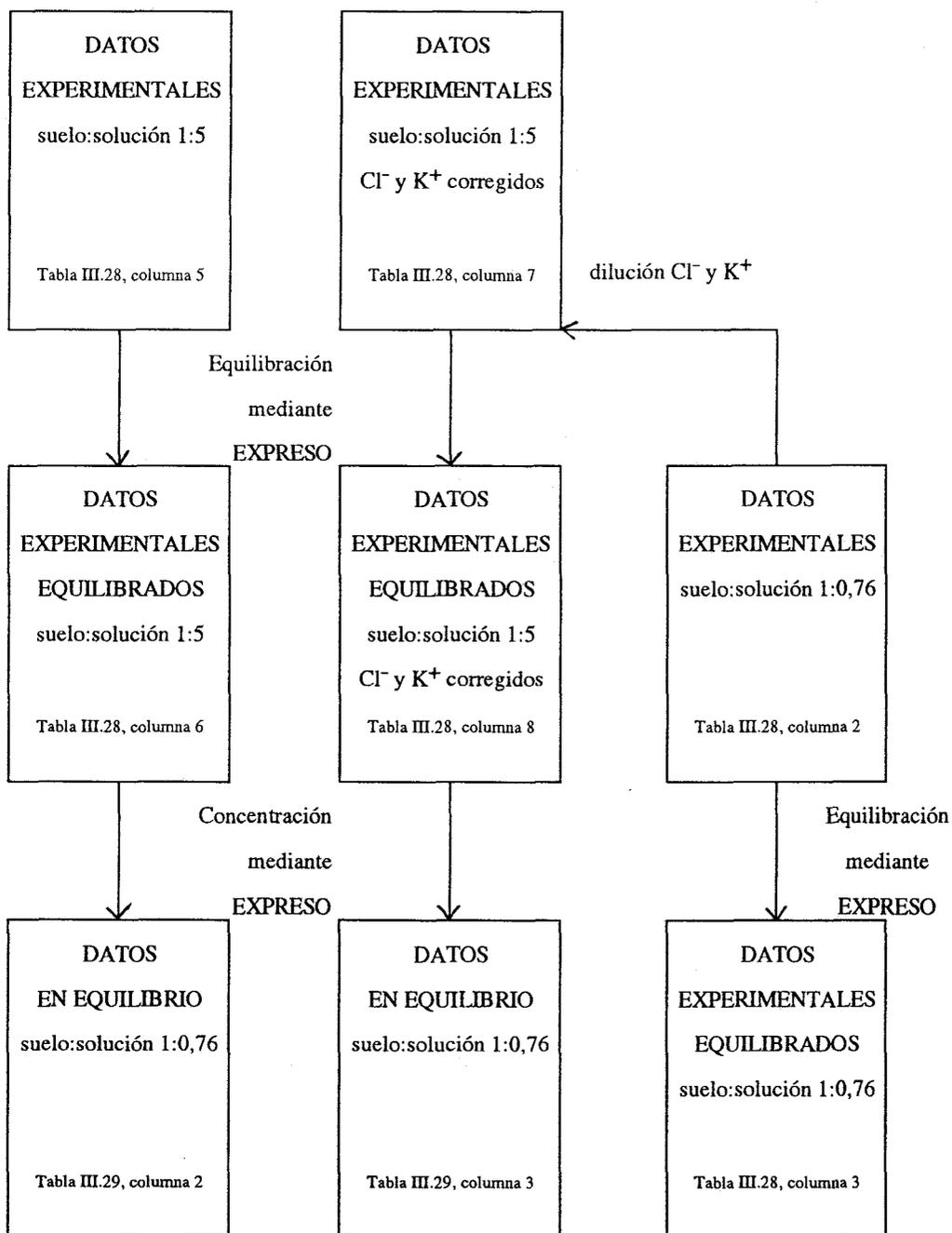


FIG III.47 PROCESO DE CONCENTRACION MEDIANTE EL MODELO EXPRESO

Tabla III.29. Concentración del extracto 1:5 de una muestra de suelo a extracto de pasta saturada mediante EXPRESO.

CARACTERISTICAS DE LA SOLUCION		
	DATOS CALCULADOS SEGUN EXPRESO	DATOS CALCULADOS SEGUN EXPRESO (Cl <sup>-</sup> y K <sup>+</sup> corregidos)
	151 cm <sup>3</sup> agua/200 g suelo (suelo:solución 1:0,76)	151 cm <sup>3</sup> agua/200 g suelo (suelo:solución 1:0,76)
K (mol/l)	2,12 10 <sup>-3</sup>	0,79 10 <sup>-3</sup>
Na (mol/l)	11,81 10 <sup>-3</sup>	13,14 10 <sup>-3</sup>
Ca (mol/l)	0,63 10 <sup>-3</sup>	0,94 10 <sup>-3</sup>
Mg (mol/l)	0,99 10 <sup>-3</sup>	1,42 10 <sup>-3</sup>
Cl (mol/l)	2,97 10 <sup>-3</sup>	6,33 10 <sup>-3</sup>
SO <sub>4</sub> (mol/l)	2,08 10 <sup>-3</sup>	2,01 10 <sup>-3</sup>
pH	7,78	7,70
SAR (mmol/l) <sup>1/2</sup>	8,40	7,86
CE (dS/m)	1,68	1,85
DISTRIBUCION DE ESPECIES EN LA FASE SOLIDA		
Na <sub>x</sub> (mmol <sub>c</sub> /100 g)	1,41	1,31
Ca <sub>x</sub> (mmol <sub>c</sub> /100 g)	10,84	11,00
Mg <sub>x</sub> (mmol <sub>c</sub> /100 g)	7,99	7,93
Total adsorbido (mmol <sub>c</sub> /100 g)	20,24	20,24
Ca, MgCO <sub>3</sub> c (g/100 g)	0,06	0,04

apartado anterior. Dichos datos se equilibraron y posteriormente se concentraron mediante el modelo hasta la razón suelo:solución 1:0,27 correspondiente a la humedad *in situ* cuando se tomó la muestra de suelo (27 % de humedad)(Tabla III.30).

Los valores obtenidos a partir del extracto de saturación y del extracto 1:5 corregido son prácticamente idénticos, mientras que si se parte de los datos de extracto 1:5 sin corregir la distribución de especies es algo distinta.

En las Fig.III.48, 49 y 50 se muestra la evolución de algunos de los parámetros estudiados en función de la razón suelo:solución. Se puede observar (Fig.III.48 y 49) como la concentración de especies en solución ( $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$  y  $\text{Mg}^{2+}$ ) así como la CE y el SAR muestran una clara tendencia a disminuir al aumentar el contenido de agua del sistema. Esta tendencia no es lineal debido a que cuando disminuye la razón suelo:solución, además de la simple dilución tienen lugar reacciones de intercambio catiónico, precipitación, etc.

Por último, en la Fig.III.50 se observa la evolución de los cationes intercambiables con el valor de la razón suelo:solución. Las variaciones observadas para los cationes intercambiables son mucho menores que las correspondientes a las especies en disolución. Los valores de  $\text{Mg}_x$  no se afectan por la variación del contenido de agua del sistema suelo-agua, mientras que los valores de  $\text{Na}_x$  disminuyen y los de  $\text{Ca}_x$  aumentan al aumentar el contenido de agua del sistema.

El modelo Expreso se ha utilizado para comparar la composición de la solución del suelo y la del complejo de intercambio en condiciones de campo para las situaciones antes e inmediatamente después de un riego, partiendo de datos experimentales medidos sobre extractos de pasta saturada y de la composición del complejo de intercambio. Para ello se han utilizado los datos disponibles del segundo y tercer períodos estudiados, correspondientes al riego por aspersión (1989) y riego por surcos (1990) respectivamente. Como datos iniciales se utilizaron los correspondientes a valores medios de seis determinaciones y que habían sido utilizados anteriormente para realizar esta misma comparación directamente sobre los valores medidos sobre extracto de saturación (apartados III.3 y III.4, Tablas III.24 y III.26, respectivamente). En la Tabla III.31 se recogen los valores calculados mediante concentración por el modelo EXPRESO de los resultados de pasta saturada hasta condiciones reales del contenido en humedad *in situ* en el momento de la toma de muestra. En dicha Tabla puede observarse que las diferencias entre la salinidad de la solución del suelo (CE) antes y después del riego

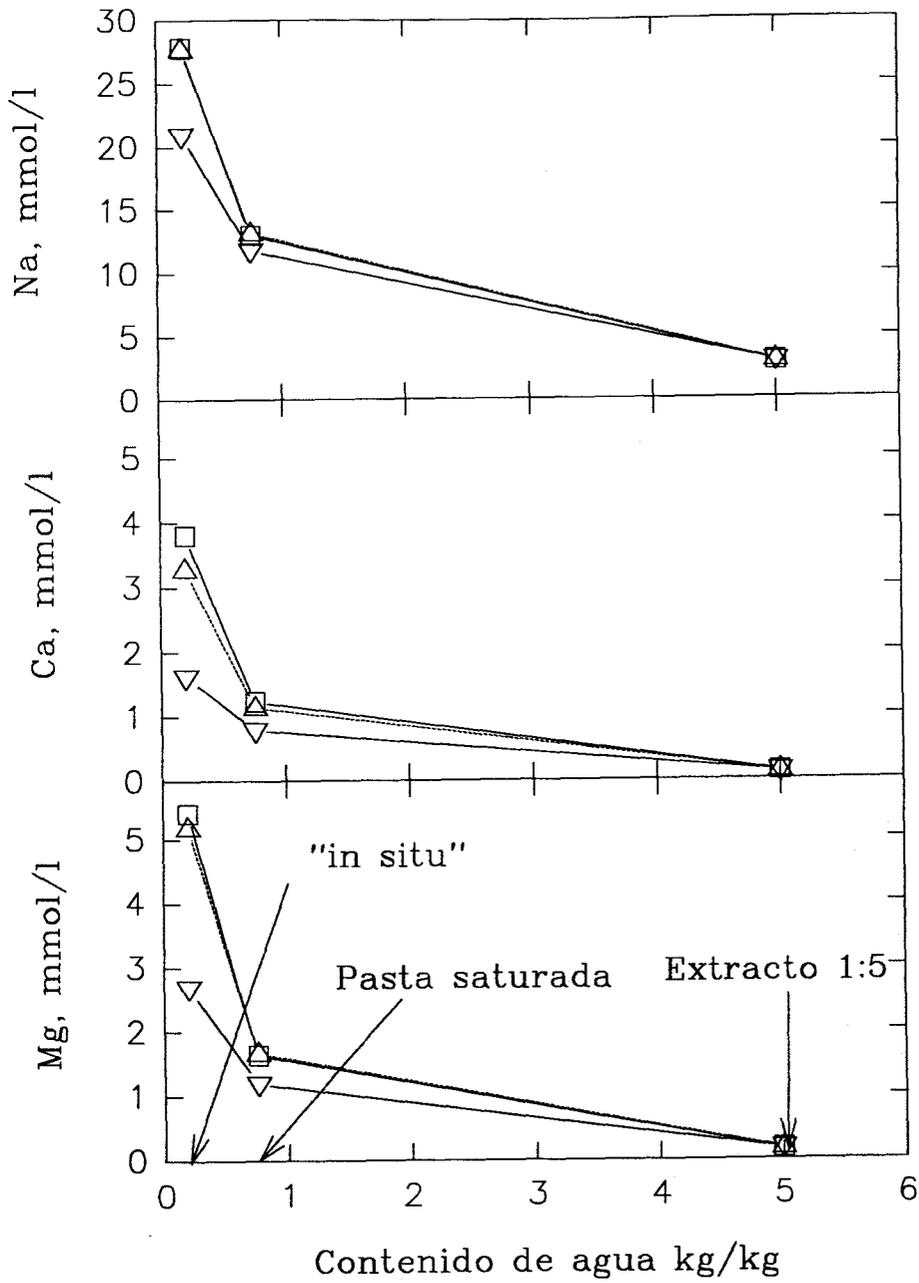


FIG III.48 EVOLUCION DEL CONTENIDO EN NA, MG Y CA DE SOLUCIONES DE SUELO EN FUNCION DE LA RAZON SUELO/SOLUCION

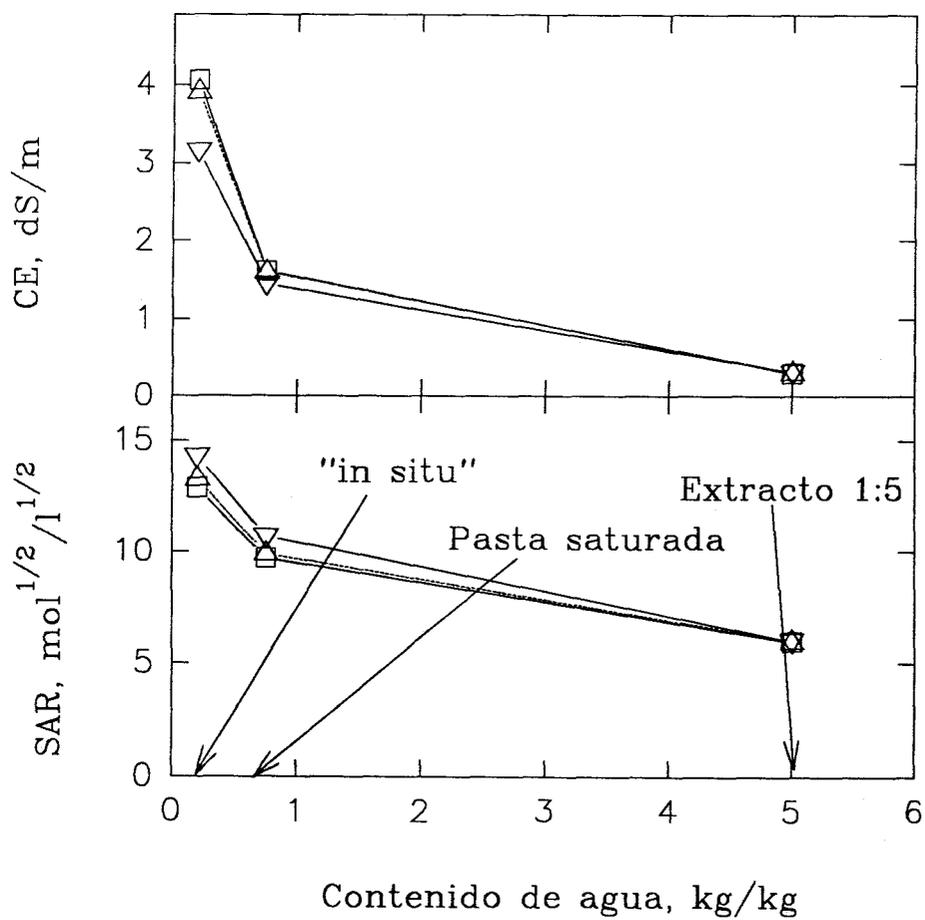


FIG III.49 EVOLUCION DE LA CE Y EL SAR DE SOLUCIONES DE SUELO EN FUNCION DE LA RAZON SUELO/SOLUCION

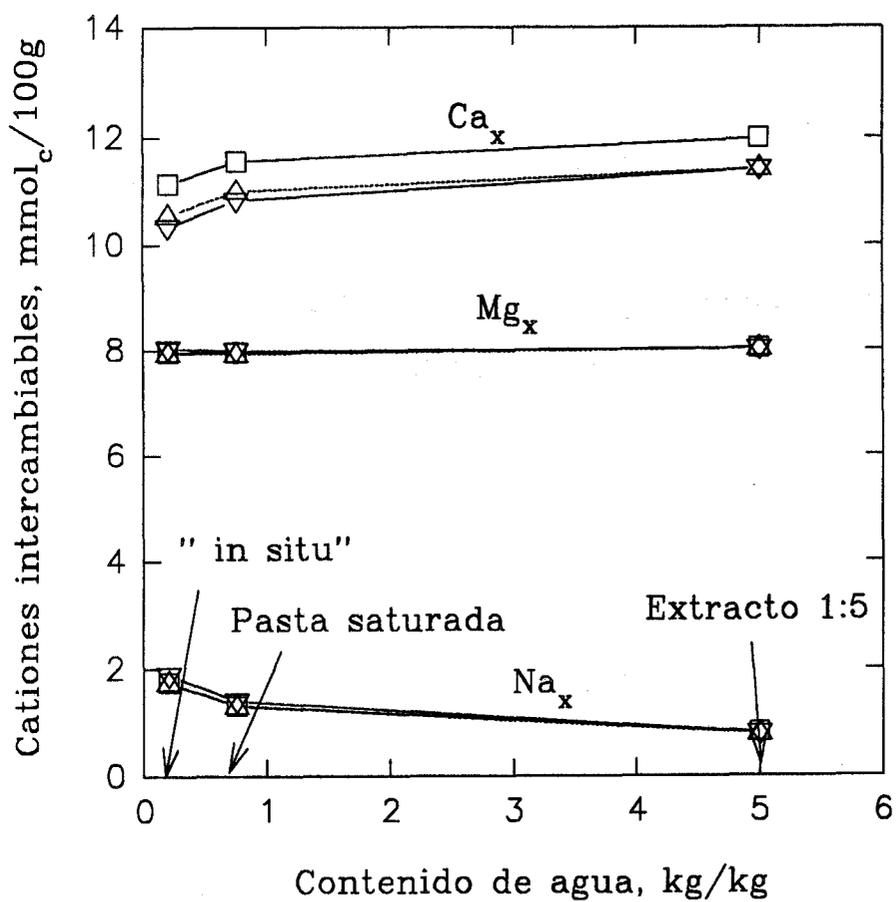


FIG III.50 EVOLUCION DE LOS CONTENIDOS DE CATIONES INTERCAMBIABLES EN FUNCION DE LA RAZON SUELO/SOLUCION

Tabla III.30. Distribución de especies en condiciones de campo calculada mediante EXPRESO a partir de resultados experimentales de extracto de pasta saturada y 1:5 de una muestra de suelo

CARACTERISTICAS DE LA SOLUCION			
	CONCENTRACION <i>in situ</i> [a partir de EXTRACTO DE SATURACION 151 cm <sup>3</sup> agua/200 g suelo (suelo:solución 1:0,76)]	CONCENTRACION <i>in situ</i> [a partir de EXTRACTO 1:5 1000 cm <sup>3</sup> agua/200 g suelo (suelo:solución 1:5)]	CONCENTRACION <i>in situ</i> [a partir de EXTRACTO 1:5 corregido 1000 cm <sup>3</sup> agua/200 g suelo (suelo:solución 1:5)]
K (mol/l)	2,87 10 <sup>-3</sup>	8,00 10 <sup>-3</sup>	3,00 10 <sup>-3</sup>
Na (mol/l)	27,58 10 <sup>-3</sup>	20,85 10 <sup>-3</sup>	27,52 10 <sup>-3</sup>
Ca (mol/l)	2,83 10 <sup>-3</sup>	1,14 10 <sup>-3</sup>	2,47 10 <sup>-3</sup>
Mg (mol/l)	4,19 10 <sup>-3</sup>	1,99 10 <sup>-3</sup>	4,06 10 <sup>-3</sup>
Cl (mol/l)	23,81 10 <sup>-3</sup>	11,18 10 <sup>-3</sup>	23,80 10 <sup>-3</sup>
SO <sub>4</sub> (mol/l)	7,59 10 <sup>-3</sup>	7,63 10 <sup>-3</sup>	6,94 10 <sup>-3</sup>
pH	7,50	7,70	7,53
SAR (mmol/l) <sup>1/2</sup>	12,85	14,29	13,25
CE (dS/m)	4,69	3,65	4,53
DISTRIBUCION DE ESPECIES EN LA FASE SOLIDA			
Na <sub>x</sub> (mmol <sub>c</sub> /100 g)	1,75	1,89	1,75
Ca <sub>x</sub> (mmol <sub>c</sub> /100 g)	11,14	10,34	10,55
Mg <sub>x</sub> (mmol <sub>c</sub> /100 g)	7,96	8,02	7,94
Total adsorbido (mmol <sub>c</sub> /100 g)	20,84	20,25	20,24
Ca, MgCO <sub>3 c</sub> (g/100 g)	0,11	0,12	0,09

Tabla III.30. Distribución de especies en condiciones de campo calculada mediante EXPRESOa partir de resultados experimentales de extracto de pasta saturada y 1:5 de una muestra de suelo

CARACTERISTICAS DE LA SOLUCION			
	CONCENTRACION <i>in situ</i> [a partir de EXTRACTO DE SATURACION 151 cm <sup>3</sup> agua/200 g suelo (suelo:solución 1:0,76)]	CONCENTRACION <i>in situ</i> [a partir de EXTRACTO 1:5 1000 cm <sup>3</sup> agua/200 g suelo (suelo:solución 1:5)]	CONCENTRACION <i>in situ</i> [a partir de EXTRACTO 1:5 corregido 1000 cm <sup>3</sup> agua/200 g suelo (suelo:solución 1:5)]
K (mol/l)	2,87 10 <sup>-3</sup>	8,00 10 <sup>-3</sup>	3,00 10 <sup>-3</sup>
Na (mol/l)	27,58 10 <sup>-3</sup>	20,85 10 <sup>-3</sup>	27,52 10 <sup>-3</sup>
Ca (mol/l)	2,83 10 <sup>-3</sup>	1,14 10 <sup>-3</sup>	2,47 10 <sup>-3</sup>
Mg (mol/l)	4,19 10 <sup>-3</sup>	1,99 10 <sup>-3</sup>	4,06 10 <sup>-3</sup>
Cl (mol/l)	23,81 10 <sup>-3</sup>	11,18 10 <sup>-3</sup>	23,80 10 <sup>-3</sup>
SO <sub>4</sub> (mol/l)	7,59 10 <sup>-3</sup>	7,63 10 <sup>-3</sup>	6,94 10 <sup>-3</sup>
pH	7,50	7,70	7,53
SAR (mmol/l) <sup>1/2</sup>	12,85	14,29	13,25
CE (dS/m)	4,69	3,65	4,53
DISTRIBUCION DE ESPECIES EN LA FASE SOLIDA			
Na <sub>x</sub> (mmol <sub>c</sub> /100 g)	1,75	1,89	1,75
Ca <sub>x</sub> (mmol <sub>c</sub> /100 g)	11,14	10,34	10,55
Mg <sub>x</sub> (mmol <sub>c</sub> /100 g)	7,96	8,02	7,94
Total adsorbido (mmol <sub>c</sub> /100 g)	20,84	20,25	20,24
Ca, MgCO <sub>3 c</sub> (g/100 g)	0,11	0,12	0,09

Tabla III.31.

Comparación de algunas propiedades químicas del suelo el día antes (1) y posterior a un riego (2), para el contenido real de agua *in situ*. Valores medios de 6 determinaciones.

	riego aspersión		riego surcos	
	(1)	(2)	(1)	(2)
prof. (cm)	0-30		0-30	
CE (dS/m)	10,6	5,4	13,8	7,5
SAR (mmol <sup>1/2</sup> /l <sup>1/2</sup> )	13,4	11,9	12,7	9,3
Ca <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	9,9	10,5	8,9	9,1
Mg <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	7,9	7,5	9,9	9,2
Na <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	2,6	2,2	2,7	1,7
100 Na <sub>x</sub> /CEC	13,0	10,7	12,6	8,5
prof. (cm)	30-60		30-60	
CE (dS/m)	20,9	16,4	16,1	12,4
SAR (mmol <sup>1/2</sup> /l <sup>1/2</sup> )	27,0	24,8	23,2	18,5
Ca <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	7,5	7,7	7,3	7,3
Mg <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	7,2	6,8	8,9	8,8
Na <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	5,4	4,6	4,8	3,4
100 Na <sub>x</sub> /CEC	26,8	24,1	22,8	17,5
prof. (cm)	60-90		60-90	
CE (dS/m <sup>1</sup> )	35,6	29,5	29,4	32,6
SAR (mmol <sup>1/2</sup> /l <sup>1/2</sup> )	42,5	38,6	36,1	35,9
Ca <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	5,7	5,8	5,3	4,8
Mg <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	7,0	6,4	7,7	7,4
Na <sub>x</sub> (cmol <sub>c</sub> /kg)	8,2	7,1	7,8	6,0
100 Na <sub>x</sub> /CEC	39,3	36,7	37,5	33,0

son mucho más acentuadas que las observadas en los extractos de saturación (Tablas III.24 y III.26). Así, en el riego por aspersión se encuentra que la CE en condiciones de campo se reduce en 49, 21 y 17 % a las profundidades de 0-30, 30-60 y 60-90 cm respectivamente, frente a reducciones del 18 % a 0-30 cm y 12 % a 60-90 cm y aumento del 3,4 % a 30-60 cm en los datos de pasta saturada. En el riego por surcos, la CE *in situ* disminuye el 46 y 23 % a 0-30 y 30-60 cm respectivamente y aumenta el 11 % a 60-90 cm, frente a reducciones del 22 y 2 % a 30-60 y 60-90 cm respectivamente y aumento del 11 % a 0-30 cm en la pasta saturada. Por consiguiente, en condiciones de campo desaparecen algunas de las anomalías (aumento de la CE el día posterior al riego) encontradas al estudiar la composición de los extractos de pasta saturada. En el único caso en el que se observa un aumento de la CE *in situ* el día posterior al riego es en el caso del riego por surcos a 60-90 cm, y este hecho parece explicarse teniendo en cuenta la disminución del contenido en humedad observada el día posterior al riego (Fig.III.36).

En la Tabla III.31 también puede observarse como los valores de SAR *in situ* decrecen el día posterior al riego a todas las profundidades y ambos tipos de riego.

Respecto al estado del complejo de intercambio *in situ*, en todos los casos excepto a 60-90 cm en el riego por surcos, se observó un aumento de  $Ca_x$  y disminución de  $Mg_x$  y  $Na_x$  el día posterior al riego.

Por consiguiente, el modelo EXPRESO permite la caracterización del sistema suelo-agua en condiciones de campo, haciendo posible el estudio de las variaciones que se producen en la composición de la solución del suelo y en la del complejo de intercambio por acción del riego.

## **IV.- CONCLUSIONES**

Las conclusiones del presente trabajo se resumen en los siguientes puntos:

1.- El sector B-XII de la zona recuperada de las Marismas del Guadalquivir presenta una gran homogeneidad en lo que respecta a su granulometría, composición mineralógica de la fracción arcilla, contenido en materia orgánica de la capa superficial y salinidad según la profundidad. La parcela experimental es representativa de la zona en estudio.

2.- El suelo se puede clasificar según su textura como arcilloso, con unos valores medios de 67,9 % de arcilla, 31,9 % de limo y 0,1 % de arena. Su densidad aparente está fuertemente influenciada por el contenido de agua. Ambos factores son la causa del sistema de grietas interconectadas en profundidad y la macroporosidad que presenta el suelo, que a su vez condicionan el movimiento de agua y sales en el mismo.

3.- La composición mineralógica de la fracción arcilla es principalmente de ilitas alteradas (75 %), esmectitas (15 %), caolinita (10%) e interstratificados.

4.- El contenido medio en materia orgánica de la capa superficial es de 1,2 %.

5.- La salinidad del suelo aumenta con la profundidad, manteniéndose en los primeros 60 cm en valores aceptables para cultivos resistentes a las sales.

6.- Los valores obtenidos para la granulometría, composición mineralógica de la fracción arcilla y contenido en materia orgánica concuerdan con los obtenidos en la misma zona en trabajos realizados en 1980.

7.- La salinidad del suelo al comienzo del trabajo, determinada sobre extractos 1:5 suelo:agua, presenta valores claramente inferiores a los obtenidos por Moreno en 1980, lo cual prueba la efectividad del drenaje y el riego en el proceso de recuperación del suelo.

8.- La salinidad del suelo se ve claramente afectada por la presencia de los drenes, presentando siempre valores inferiores en las proximidades del dren, lo que prueba de nuevo la utilidad de dicho sistema de recuperación del suelo.

9.- Los iones solubles predominantes en el suelo son  $\text{Na}^+$  y  $\text{Cl}^-$ . A partir de 30 cm, estos iones constituyen más del 70 % de los iones solubles. En la capa superficial, debido a la práctica de enmiendas con yeso, el  $\text{SO}_4^{2-}$  y el  $\text{Ca}^{2+}$  juegan un papel importante, constituyendo respectivamente el 47 y 22 % de los iones solubles. Excepto en este caso, el  $\text{Mg}^{2+}$  es el segundo catión predominante, presentando a partir de los 30 cm valores superiores a los de  $\text{Ca}^{2+}$  y alrededor del 14 % en todas las profundidades.

10.- A partir de los datos de SAR obtenidos a través de los análisis de extractos de pasta saturada y de ESP, el suelo puede clasificarse como salino-sódico a partir de 30 cm de profundidad, y no salino-sódico en sus primeros 30 cm.

11.- Respecto a la composición del complejo de intercambio, el K constituye un 10 % del mismo y no presenta variación en profundidad. El Mg tampoco varía con la profundidad manteniéndose entre el 35 y 40 % en todo el perfil. El Ca presenta una tendencia clara a disminuir con la profundidad pasando del 45 % en superficie al 20 % a 90 cm. El Na presenta la tendencia inversa al Ca, pasando de valores inferiores al 5 % a superiores a 25 %. El dren afecta ligeramente al complejo de intercambio dando mayores porcentajes de Ca y menores de Na. El Mg y el K no se ven afectados. Los valores de Na intercambiable comparados por profundidades son claramente inferiores a los que se obtuvieron en 1980. La desodificación del suelo también ha estado favorecida por el carbonato cálcico natural del suelo y las enmiendas con yeso.

12.- Los valores de la capacidad de intercambio catiónica determinada con  $\text{NH}_4^+$  oscilan entre 20 y 23  $\text{mmol}_c/100\text{g}$  de suelo, y determinada con  $\text{Na}^+$  entre 25 y 30  $\text{mmol}_c/100\text{g}$  lo que concuerda con los valores obtenidos en 1980.

13.- El agua de riego utilizada durante los períodos de cultivo corresponde a una calidad C3-S1, altamente salina y baja en sodio, adecuada para el lavado de suelos salino-sódicos, pues evita la alcalinización del suelo y favorece su permeabilidad.

14.- El agua de riego y la frecuencia de los mismos mantienen la solución del suelo de la capa superficial en valores de salinidad adecuados para el cultivo. Aún cuando los riegos también afectan a las capas inferiores, la presencia de una capa

freática altamente salina provoca la resalinización del suelo entre los distintos riegos de una campaña.

15.- En condiciones normales y ausencia de aportes de agua, el nivel freático se encuentra situado ligeramente por debajo de la altura de los drenes. Este nivel está fuertemente influenciado por los aportes de agua, tanto precipitación como riego, así como por la posición de los drenes y la distancia al canal de drenaje. Debido a la irregularidad de la permeabilidad del suelo, se producen capas de agua freática colgadas por encima de los drenes.

16.- La salinidad del agua de la capa freática es muy alta. La salinidad de las capas freáticas colgadas puede ser muy variable, debido a su dilución por el agua de riego que se introduce a través de las grietas del suelo. También existen gradientes de concentración de sales dentro de la capa freática real. Su composición se aproxima a la del agua extraída del suelo en las capas más profundas.

17.- La respuesta del drenaje al riego es rápida debido al transporte de agua por las grietas que se producen en la parte superior del perfil. Estas grietas son motivadas por la pérdida de agua del terreno por evapotranspiración o drenaje, y su formación está favorecida por el alto contenido en arcilla del suelo y el subsolado anual. El hidrograma del drenaje presenta, en general, un rápido ascenso hasta alcanzar un máximo, y una lenta recesión durante varios días. La evolución de la salinidad de las aguas drenadas es inversa a la del caudal. Las primeras aguas drenadas no lavan prácticamente sales debido a que el agua de riego se infiltra por las grietas y macroporos, mientras que las últimas son las de mayor salinidad.

18.- El efecto inmediato de los riegos, tanto por aspersión como por surcos, en la salinidad de la solución del suelo es una disminución de la concentración de sales a todas las profundidades. En el caso del riego por aspersión, el descenso de concentración se prolonga durante varios días debido a un proceso lento de redistribución del agua desde las grietas y poros del suelo hasta el centro de los agregados del mismo. En el riego por surcos la resalinización comienza antes por ser inmediata la redistribución del agua en la matriz del suelo.

19.- Respecto al efecto de los riegos en el contenido de agua del suelo, en el caso de riego por aspersión se observa un aumento brusco del mismo.

inmediatamente después de producirse éste a las profundidades de 30 y 60 cm, al igual que en el riego por surcos, y un ligero aumento a 90 cm que no se observa en el riego por surcos, probablemente debido a la menor cantidad de agua utilizada. Mientras que en ambos casos la capa superficial sufre un período de desecación que se prolonga hasta el siguiente episodio de riego, en el riego por aspersión las capas intermedia y profunda se desecan hasta el día 8 después del riego y luego experimentan un aumento en el contenido de agua. El mismo efecto se observa en la capa intermedia en el caso de riego por surcos, pero tras tan solo tres días de desecación, y no se observa a 90 cm. Este hecho es explicable debido al gradiente de humedad que se forma en el suelo, que provoca un ascenso capilar del agua de la capa freática.

20.- Respecto al efecto de los riegos en la salinidad del suelo, estudiada a través del contenido en  $\text{Na}^+$  del mismo, las diferencias entre la posición de dren e interdren sólo son significativas a partir de 30 cm de profundidad. Inmediatamente después del riego, la salinidad decrece a todas las profundidades excepto a 90 cm en el caso de riego por surcos, en el que no se aprecia el efecto del riego hasta varios días después. En el caso de riego por aspersión, en la capa superficial la salinidad se mantiene baja durante varios días mientras que en el riego por surcos la resalinización comienza antes. Los niveles de salinidad obtenidos en todo el perfil en ambos riegos son similares.

21.- El lavado inmediato de las sales tras los riegos por aspersión y por surcos estimado a través de la salinidad de las aguas drenadas o a partir de muestras extraídas del suelo es aproximadamente el mismo en ambos casos, afectando en el riego por surcos sólo a los primeros 60 cm de profundidad.

22.- Mediante la aplicación del modelo EXPRESO se puede obtener la composición de la solución del suelo y la del complejo de intercambio in situ a partir de datos obtenidos en el laboratorio en extractos de suelo diluïdos.

## **V.- BIBLIOGRAFIA**

**BIBLIOGRAFIA**

- ALLISON, L.E. (1964). Salinity in relation to irrigation. *Adv. Agron.*, 16:139-180.
- ANONIMO (1989). Statgraphics. Statistical graphics system by statistical graphics corporation. STSC, Inc.
- ANDREU, L. (1992). Movimiento de agua y sales en suelos recuperados a la Marisma del Guadalquivir. Tesis Doct. Univ. de Córdoba. Sevilla, 1992.
- ARAGUES, R. (1985). El problema de los suelos salinos en el regadío. Su diagnóstico. *Riegos y Drenajes*, 4: 43-50.
- AYERS R.S. y WESTCOT D.W. (1976). Water quality for agriculture. *Irrig. Drain. Pap.* 29. FAO, Rome.
- BARDAJI, J. (1971). Problemas que plantea el drenaje de suelos pesados y la introducción de medidas para mejorar el funcionamiento del sistema de drenaje. *Estudios FAO: Riego y drenaje*, 6:67-69.
- BARDSLEY, C.E. y LANCASTER, J.D. (1965). Sulfur en *Methods of soil analysis. Part II. Chemical and microbiological properties.* (Ed. C. A. Black). *Agronomy N°9*: 1102-1110. American Society of Agronomy, Inc., Publisher. Madison.
- BERNER, R.A. (1971). *Principles of chemical sedimentology.* Mc Graw-Hill, New York, 240 p.
- BLOEMEN, G.W. (1980). Calculation of hydraulic conductivities of soils from texture and organic matter content. *Z. Pflanzenernaehr. Bodenkd.* 143: 581-605.
- BOHN, H.; McNEAL, B. y O'CONNOR, G. (1979). *Soil Chemistry.* John Wiley & sons. pp.329.
- BOLT, G.H. y BRUGGENWERT, M.G.M. (eds.) (1976). *Soil chemistry: A. Basic elements. Developments in soil science, vol.5A.*

- BOURRIE, G. y PEDRO, G. (1979). La notion de pF, sa signification physico-chimique et ses implications pédogénétiques - I. Signification physico-chimique. Relation entre le pF et l'activité de l'eau. *Science du sol*, 4: 313-322.
- BOWER, C.A.; REITEMEIER, R.F. y FIREMAN, M. (1952). Exchangeable cations analysis of saline and alkali soils. *Soil Sci.*, 73: 251-261.
- BRESLER, E.; McNEAL, B.L. y CARTER, D.L. (1982). Saline and sodic soils. *Advanced Series in Agricultural Sciences* 10. pp.238.
- CARTER, D.L. (1969). Managing moderately saline (salty) irrigation waters. *Univ. Idaho Curr. Inf. Center*. 107.
- DAHIYA, I.S.; DAHIYA, D.J.; KUHAD, M.S. y KARWASRA, S.P.S. (1988). Statistical equations for estimating field capacity, wilting point and available water capacity of soils from their saturation percentage. *J. Agric. Sci. Camb.* 110: 515-520.
- DEBYLE, N.V.; HENNES, R.W. y HART, G.E. (1988). Evaluation of ceramic cups for determining soil solution chemistry. *Soil Science*, 146 (1): 30-36.
- DE LEENHEER, L.; VAN RUYMBEKE, M. y MAES, L. (1965). The chain-hydrometer method for particle size analysis. *Z. Pflanzenernähr. Düng. Bodenk.* 68: 10-19.
- DE SIGMOND, A.A.J. (1938). *The principles of soil science*. 362 pp., illus. London.
- DONEEN, L.D. (1959). Evaluating the quality of irrigation water in Ventura County. *Calif. Bull. Dept. Water Resour.* 75: F11-F33.
- DONEEN, L.D. (1967). Water quality requirements for agriculture. *Natl. Symp. Qual. Stand. Nat. Waters. Ann Arbor, MI, Educ. Ser.* 161: 213-218.
- DONER, H.E. y LYNN, W.C. (1989). Carbonate, Halide, Sulfate and Sulfide Minerals, in *Minerals in Soil Environments*, 2nd ed., *Soil Science Society of America Book Series*, nº1., ch. 6.

- DUFEY, J.E.; PETIT, C.M.; GOBLET, Y. y LAUDELOUT, H. (1979). Modélisation des équilibres physico-chimiques d'échange et de précipitation dans les systèmes sol-eau-électrolyte. *Ann. Agro.*, 30:53-62.
- DUPRAT, J. (1984). Simulation of the hydraulic behaviour of a plot of drained and tilled marshland. Proceedings of the ISSS symposium on water and solute movement in heavy clay soils. Ed. J. Bouma and PAC Raats. ILRI publication 37: 185-190. Wageningen.
- ENGLAND, C.B. (1974). Comments on "a technique using porous cups for water sampling at any depth in the unsaturated zone" by W.W.Wood. *Water Resources Research*, 10: 1049.
- EVANGELOU, V.P. y COALE, F.J. (1987). Dependence of the Gapon coefficient on exchangeable sodium for mineralogically different soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 51: 68-72.
- FELHENDLER, R. y SHROER, F.W. (1979). Infiltration as influenced by irrigation water quality. *Soil Sci. Soc. Am. J.*, 43: 444-447.
- FIREMAN, M. y WADLEIGH, C.H. (1951). A statistical study of the relation between pH and the exchangeable-sodium-percentage of western soils. *Soil Sci.*, 71:273-285.
- FLORENCE, T.M. y FARRAR, Y.J. (1971) Spectrophotometric determination of chloride at the parts-per-billion level by the mercury. (II) Thiocyanate method. *Anal. Chim. Acta*, 54: 373-377.
- FRENKEL, H.; GOERTZEN, J.O. y RHOADES, J.D. (1978). Effects of clay type and content, exchangeable sodium percentage and electrolyte concentration on clay dispersion and soil hydraulic conductivity. *Soil Sci. Soc. Amer. Jour.* 42 (1): 32-39.

- FRITZ, B. (1975). Etude thermodynamique et simulation des réactions entre minéraux et solutions. Applications à la géochimie des altérations et des eaux continentales. Sci. Géol. Mémoires, Strasbourg, 152 p.
- GEE, G.W. y BAUDER, J.W. (1979). Particle size analysis by hydrometer: a simplified method for routine textural analysis and a sensitivity test of measurement parameters. Soil Sci. Soc. Am. J. 43: 1004-1007.
- GIRALDEZ, J.V. (1973). Dinámica del lavado de sales y sustitución del sodio de cambio en los suelos salino-sódicos de la margen derecha de las Marismas del Guadalquivir. An. INIA/ Serie general, 2.
- GIRDHAR, I.K. y YADAV, J.S.P. (1984). Effect of different Mg/Ca ratios and SAR values of leaching water on the cationic composition of leachates and soil exchange complex. Haryana agric. Univ. J. Res. vol XIV, nº2, pp 223-33.
- GONZALEZ GARCIA, F. y PEREZ RODRIGUEZ, J.L. (1971). Constitución y propiedades físico-químicas de las arcillas de suelos del valle del Guadalquivir. III. Suelos poco evolucionados (suelos de vega), suelos salinos y suelos pardos hidromorfos con pseudogley. An. Edafol. Agrobiol. 30: 57.
- GONZALEZ GARCIA, F.; GONZALEZ GARCIA, S. y CHAVES SANCHEZ, M. (1956). The alkali soils of the lower valley of the Guadalquivir: physico-chemical properties and nature of their clay fraction. Proc. VIth Intern. Congress Soil Sci. B(I.26), 185-191.
- GRANDE COVIAN, R. (1956). Los suelos salinos. Su rescate y aplicación a las Marismas del Guadalquivir. Monografías N°7. Publicaciones del Ministerio de Agricultura.
- GRANDE COVIAN, R. (1967). Las Marismas del Guadalquivir y su rescate. Estudios vol V. N° 29. Ministerio de agricultura. Instituto Nacional de Colonización.
- GRANDE COVIAN, R. (1976). Experiencias en España con el drenaje subterráneo como medio de saneamiento de suelos salinos y alcalinos. En El drenaje de

suelos salinos. Estudios sobre riego y avenamiento, 16. Organización de las Naciones Unidas para la Agricultura y la alimentación.

GRIFFIN, R.A. y JURINAK, J.J. (1973). Estimation of activity coefficients from the electrical conductivity of natural aquatic systems and soil extracts. *Soil Sci.*, 116, 1:26-30.

GROSSMANN, J. y UDLUFT, P. (1991). The extraction of soil water by the suction-cup method: a review. *Journal of Soil Science*, 42: 83-93.

GROVER, B.L. y LAMBORN, R.E. (1970). Preparation on porous ceramic cups to be used for extraction of soil water having low solute concentrations. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 34:706-708.

GUPTA, R.K.; BHUMBLA, D.K. y ABROL, I.P. (1984 a). Effect of sodicity, pH, organic matter and calcium carbonate on the dispersion behaviour of soils. *Soil Sci.* 137: 245-251.

GUPTA, R.K.; BHUMBLA, D.K. y ABROL, I.P. (1984 b). Na - Ca exchange equilibria in soils as affected by CaCO<sub>3</sub> and organic matter. *Soil Sci.* 138: 109-114.

HANSEN, E.A. y HARRIS, A.R. (1975). Validity of soil-water samples collected with porous ceramic cups. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 39: 528-536.

HELGESON, H.C. (1969). Thermodynamics of hydrothermal systems at elevated temperatures and pressures. *Amer. J. Sci.*, 267: 724-804.

HESSE, P.R. (1971). "A textbook of soil chemical analysis". John Murray. London.

KHARAKA, Y.K. y BARNES, I. (1973). SOLMNEQ: Solution-Mineral Equilibrium computations. U.S. Dept. of the Interior, Geol. Surv. Computer Contribution, Report n° USGS-WRD 73-002.

LANGMUIR, D. (1969). The Gibbs free energies of substances in the system FE-O<sub>2</sub>-H<sub>2</sub>O-CO<sub>2</sub> at 25°C. U.S. Geol. Surv., Prof. Paper, 650-B: 180-183.

- LATIMER, W.M. (1952). The oxydation states of the elements and their potentials in aqueous solutions. Prentice Hall Inc. Ed., New-York, 2nd ed., 392 p.
- LATY, R. y VACHAUD, G. (1987). AIDHYS I. Logiciel de traitement de mesures hydriques du sol. Institut de Mécanique de Grenoble (France).
- LEEDS-HARRISON, P.; SPOOR, G. y GODWIN, R.J. (1982). Water flow to mole drains. J.Agric. Eng. Res., 27: 81-91.
- LEVIN, M.J. y JACKSON, D.R. (1977). A comparison of *in situ* extractors for sampling soil water. Soil Sci. Soc. Am. J. 41: 535-536.
- LEYVA CABELLO, F. (1976). Memoria explicativa de la hoja geológica 1:50000, N°1018, "El Rocío". I.G.M.E. Madrid.
- LUND, R.E. (1988): MSUSTAT. Statistical analysis package. Research and Development Institute Inc. Montana State University. Bozeman.
- LITAOR, M.I. (1988). Review of soil solution samplers. Water Resources Research, vol. 24 (5): 727-733.
- MAAS, E.V. y HOFFMAM, G.J. (1977). Crop salt tolerance, current assessment. J. Irrig. Drain Div. Proc. Am. Soc. Civil Eng., 103: 115-134.
- MARION, G.M. y BABCOCK, K.L. (1976). Predicting specific conductance and salt concentration in dilute aqueous solutions. Soil Sci., 122:181.
- MARION, G.M. y BABCOCK, K.L. (1977). The solubilities of carbonates and phosphates in calcareous soil suspensions. Soil Sci. Soc. Am. J., 41: 724-728.
- MARTINEZ BELTRAN, J. (1988). Drainage criteria for heavy soils with a shallow impervious layer. Agric. Water Manage., 14: 91-96.

- MARTINEZ BELTRAN, J. ( ). Drainage in Spanish land reclamation projects. Instituto Nacional de Reforma y Desarrollo Agrario (IRYDA). Country Papers 1.
- MATHERON, G. (1963). Principles of geostatistics. *Economic Geology*, 58: 1246-1266.
- McBRATNEY, A.B. y WEBSTER, R. (1983). How many observations are needed for regional estimation of soil properties. *Soil Sci.* 135: 177-183.
- McNEAL, B.L.; LAYFIELD, D.A.; NORVELL, W.A. y RHOADES, J.D. (1968). Factors influencing hydraulic conductivity of soils in the presence of mixed-salt solutions. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.* 32 (2): 187-190.
- METODOS OFICIALES DE ANALISIS. III. (1986). Ministerio de Agricultura, Pesca y Alimentación.
- MONTOROI, J.P. y RIEU, M. (1987). Calcul des activités ioniques dans une solution aqueuse. Programme ACTIVE pour IBM-PC et compatibles. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.,XXIII*, 2: 133-150.
- MORENO, F.; ARRUE, J.L.; MURILLO, J.M.; PEREZ, J.L. y MARTIN ARANDA, J. (1980). Mineralogical composition of clay fraction in marsh soils of S.W. Spain. *Polish. J. Soil Sci.* 13(1): 65-72.
- MORENO, F. y MARTIN, J. (1979). Influence of the tillage system on physical properties in some SW. Spain soils. The 8th Conference of the International Tillage Research Organization. ISTRO. Bundesrepublik Deutschland.
- MORENO, F.; MARTIN, J. y MUDARRA, J.L. (1981). A soil sequence in the natural and reclaimed marshes of the Guadalquivir river, Seville (Spain). *Catena*, 8: 201-221.
- MURILLO, J.M. (1976). Características salinas de diversas áreas de la Marisma del Guadalquivir y su relación con las comunidades vegetales que los pueblan. Tesis Doctoral. Universidad de Sevilla.

- MURRAY, R. y QUIRK, J.P. (1980). Clay-water interactions and the mechanism of soil swelling. *Colloids and Surfaces*, 1: 17-32.
- OSTER, J.D. y RHOADES, J.D. (1983). Water management for salinity and sodicity control. *Extensión soils and water specialist*, ch.7: 1-20.
- QUIRK, J.P. y SCHOFIELD, R.K. (1955). The effect of electrolyte concentration on soil permeability. *J. Soil Sci.*, 6: 163-178.
- REITEMEIER, R.F. (1946). Effect of moisture content on the dissolved and exchangeable ions of soils of arid regions. *Soil Sci.*, 61: 195-214.
- RHOADES, J.D. (1972). Quality of water for irrigation. *Soil Sci.* 113: 277-284.
- RHOADES, J.D. (1978). Monitoring soil salinity. A review of methods. Establishment of water quality monitoring programs. In: Everett Lg. Schmidt K.D. (eds). *Am. Water Resour. Assoc. Minneapolis*.
- RHOADES, J.D. (1984). Principles and methods of monitoring soil salinity. In: *Soil salinity under irrigation. Ecological studies Vol 5*, Springer, Berlin Heidelberg New York.
- RHOADES, J.D. y BERNSTEIN, L. (1971). Chemical, physical and biological characteristics of irrigation and soil water. Ciaccio LL (ed) *Water and water pollution handbook*, vol I. Dekker, New York, pp 141-222.
- RHOADES, J.D. y MERRILL, S.D. (1975). Assessing the suitability of water for irrigation: Theoretical and empirical approaches. *FAO Soil Bull.*31: 69-109.
- RHOADES, J.D.; MANTEGHI, N.A.; SHOUSE, P.J. y ALVES, W.J. (1989). Estimating soil salinity from saturated soil paste electrical conductivity. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53: 428-433.

- RHOADES, J.D, y OSTER, J.D. (1984). Solute content. Methods of soil analysis. Part I: Physical and mineralogical properties, including statistics of measurements and sampling. Agron. Monogr. vol IX.
- RICHARDS, L.A. (1954). Diagnosis and improvement of saline and alkali soils. US Dep. Agric. Handbook 60.
- RICHARDS, L.A. (1973). Diagnóstico y rehabilitación de suelos salinos y sódicos. Laboratorio de salinidad de los EEUU. Riverside, California. Ed. Limusa. 172 pp.
- RIEU, M. (1990). Le modèle CONcentration Dilution Activités ioniques, un programme de traitement standardisé des analyses d'eaux et d'extraits de sols. in "Journées Laboratoires. Centre ORSTOM de Bondy, 18-20 sept. 1990", H.S.ORSTOM, ORSTOM, Paris: 59-80.
- RIEU, M.; TOUMA, J. y GHEYI, H.R. (1991). Sodium-Calcium exchange on Brazilian soils: Modeling the variation of selectivity coefficients. Soil Sci. Soc. Amer. J., 55: 1294-1300.
- ROBINSON, R.A. y STOCKES, R.M. (1959). Electrolyte solutions. Butterworths, London, 559 p.
- ROLDAN, I.; HERMOSIN, M.C. y CORNEJO, J. (1991). Tricyclazol retention by soils. Sci. Total Environm. (en prensa)
- SAINT ARNAUD, R.J. (1979). Nature and distribution of secondary carbonates within landscapes in relation to soluble  $Mg^{2+}/Ca^{2+}$  ratios. Can.J.Soil Sci.,59: 87-98.
- SAINT ARNAUD, R.J. y HERBILLON, A.J. (1973). Occurrence and genesis of secondary magnesium-bearing calcites in soils. Geoderma, 9: 279-298.
- SAMRA, J.S.; SINGH, V.P. y SHARMA, K.N.S. (1988). Analysis of spatial variability in sodic soils: 2. Point- and block-kriging. Soil Sci. 145: 251-256.

- SAXTON, K.E.; RAWLS, W.J.; ROMBERGER, J.S. y PAPENDICK, R.I.(1986). Estimating generalized soil-water characteristics from texture. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 50: 1031-1036.
- SHAINBERG, I. y LETEY, J. (1984). Response of soils to sodic and saline conditions. *Hilgardia*, 52 (2): 1-57.
- SILKWORTH, D.R. y GRIGAL, D.F. (1981). Field comparison of soil solution samplers. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 45: 440-442.
- SLAVICH, P.G. y PETTERSON, G.H. (1990). Estimating solution extract salinity from soil paste electrical conductivity. An evaluation of procedures. *Aust. J. Soil Res.* 28: 517-522.
- SPOSITO, G. (1977). The Gapon and Vanselow selectivity coefficients. *Soil Sci. Soc. Amer. J.* 41: 1205-1206.
- SPOSITO, G. y COVES, C. (1988). SOILCHEM: A computer program for the calculation of chemical speciation in soils. Kearney Found. of Soil Sci., Univ. of California, Riverside and Berkeley.
- SPOSITO, G. y MATTIGOD, S.V. (1980). GEOCHEM: A computer program for the calculation of chemical equilibria in soil solutions and other natural water systems. Kearney Found. of Soil Sci., Univ. of California, Riverside.
- SPOSITO, G. y TRAINA, S.J. (1987). An ion-association model for highly saline, sodium chloride dominated waters. *J. Environ. Qual.*, 16: 80-85.
- SZABOLCS, I.. (1989). "Salt-affected soils". C.R.C. Press. Florida.
- TALSMA, T.; HALLAM, P.M. y MANSELL, R.S. (1979). Evaluation of porous cup soil-water extractors: Physical factors. *Aust. J. Soil Res.* 17: 417-422.
- THELLIER, C.; HOLTZCLAW, K.M.; RHOADES, J.D, y SPOSITO, G. (1990). Chemical effects of saline irrigation water on a San Joaquín valley soil. II. Field soil samples. *J. Environ. Anal.* 19 (1): 56-60.

- THELLIER, C.; SPOSITO, G. y HOLTZCLAW, K.M. (1990). Chemical effects of saline irrigation water on a San Joaquín valley soil. I. Column studies. *J. Environ. Anal.* 19 (1): 50-55.
- THORNE, D.W. y THORNE, J.P. (1954). Changes in composition of irrigated soils as related to the quality of irrigation waters. *Soil Sci. Soc. Am. Proc.* 18: 92-97.
- TUCKER, B.M. (1954). The determination of exchangeable calcium and magnesium in carbonate soils. *Australian Journal of Agricultural Research*, 5: 706-715.
- TUCKER, B.M. (1974). Laboratory procedures for cation exchange measurements on soils. Division of soils technical paper N°23. Commonwealth Scientific and Industrial Research Organization.
- U.S.D.A. (1975). *Soil Taxonomy: A basic system of soil classification for making and interpreting soil surveys*. U.S.D.A. Agri. Handb. 436, U.S. Govm. Printing Office, Washington D.C.
- VAN HOORN, J.W. (1984). Salt transport in heavy clay soil. Proceedings of the ISSS Symposium on Water and Solute Movement in Heavy Clay Soils (ILIR publication 37, J. Bouma and P.A.C. Raats, Eds.), 1: 229-240.
- WALKLEY, A. y BLACK, I.A. (1934). An examination of the Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. *Soil Sci.*, 37, 29-38.
- WEAST, R.C. (1973). "Handbook of chemistry and physics". C.R.C. Press. Cleveland. Ohio.
- WEBSTER, R. y BURGESS, T.M. (1984). Sampling and bulking strategies for estimating soil properties in small regions. *J. Soil Sci.* 35: 127-140.

- WHITE, R.E. (1985). The influence of macropores on the transport of dissolved and suspended matter through soil. *Advances in Soil Science*, 3:95-120. Springer-Verlag.
- WILLIAMS, J.; PREBBLE, R.E.; WILLIAMS, W.T. y HIGNETT, C.T. (1983). The influence of texture, structure and clay mineralogy on the soil moisture characteristic. *Aust. J. Soil Res.*, 21: 15-32.
- WOOD, W.W. (1973). A technique using porous cups for water sampling at any depth in the unsaturated zone. *Water Resources Research*, 10:1049.
- WÖSTEN, J.H.M. y VAN GENUCHTEN, M.TH. (1988). Using texture and other soil properties to predict the unsaturated soil hydraulic functions. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 52: 1762-1770.
- YONG, R.N. y WARKENTIN, B.P. (1966). *Introduction to soil behavior*. Macmillan Co., New York.

# **APENDICE**

## A. ASPECTOS TEORICOS DE EXPRESO.

El modelo EXPRESO permite simular, usando un microordenador, el proceso de concentración-dilución de un suelo y calcular simultáneamente el equilibrio termodinámico.

Este modelo está diseñado para el cálculo de la especiación química en soluciones de electrolito y del equilibrio de intercambio con una fase adsorbida durante un proceso de concentración o dilución. EXPRESO es particularmente útil en el procesamiento de datos de laboratorio sobre extractos de suelo, estableciendo a cualquier  $PCO_2$  y para cualquier razón suelo:agua:

- a) la especiación de  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $H^+$  y  $OH^-$  en la fase acuosa.
- b) la cantidad de calcita o calcita-magnésica y yeso precipitados en la fase sólida.
- c) la distribución de Na, Ca y Mg intercambiables ( $Na_x$ ,  $Ca_x$  y  $Mg_x$ ) en la fase adsorbida, considerando constante la concentración de K intercambiable ( $K_x$ ).

El cálculo se efectúa a pH o  $PCO_2$  constante,  $25^\circ C$  de temperatura y 1 atmósfera de presión, para fuerza iónica  $I < 2$  mol/l (o conductividad eléctrica CE  $< 150$  dS/m).

Partiendo de una solución inicial y mediante el uso de EXPRESO se puede simular la concentración o dilución de la misma. Suponiendo la fase gaseosa infinita, la masa de especies carbonatadas puede variar, mientras que las masas totales de K, Na, Ca, Mg, Cl y  $SO_4$ , así como la masa de suelo y la capacidad de intercambio catiónica se consideran estrictamente constantes.

La variación del contenido de agua viene dada por un factor de concentración/dilución  $FC = V_0/V_f$ , donde  $V_0$  y  $V_f$  son los volúmenes inicial y final de agua, respectivamente, en el sistema. La relación  $V_0/V_f$  puede ser elevada y traducirse en cambios importantes en la composición del sistema. Por ello, el proceso se simula de una forma progresiva. En el caso de que  $0,1 < V_0/V_f < 10$ , el proceso se desarrolla en cinco etapas, mientras que si  $V_0/V_f < 0,1$  o  $V_0/V_f > 10$  se desarrolla en diez. Los volúmenes de agua intermedios,  $V_i$ , que permiten determinar las concentraciones de las diferentes especies en la etapa i, vienen dados por la expresión  $V_i = V_0 (1/FC)^{i/n}$   $1 < i < n$ , por lo que la razón entre dos volúmenes sucesivos es  $V_{i-1}/V_i = FC^{1/n}$ .

La concentración total  $C_{j,i}$  de cada especie química  $j$  se supone que varía proporcionalmente al volumen de agua  $C_{j,i} = C_{j,i-1} FC1/n$ . Esta aproximación queda corregida por el cálculo de equilibrio que se efectúa en cada etapa.

La conservación de la masa es tratada de dos formas diferentes. Al considerarse infinita la fuente de  $CO_2$  del sistema, la masa de  $CO_2$  disuelto en la solución o inmovilizado como calcita bajo la forma  $CO_3=$  no es constante, sino que viene controlada por los valores de pH o de  $PCO_2$ . La simulación del proceso de concentración/dilución puede efectuarse considerando constante uno u otro. Al ser el pH de equilibrio de la solución final difícil de establecer, mientras que la  $PCO_2$  del suelo es relativamente estable, es preferible efectuar los cálculos considerando constante éste último, usando valores experimentales o estimados a partir de datos reales.

Las variaciones de la relación suelo/agua implican una redistribución de especies entre las distintas fases, y el establecimiento de un nuevo equilibrio termodinámico en cada etapa. Este equilibrio se calcula a través de dos unidades de cálculo que actúan alternativamente hasta que se alcanza la convergencia en la fuerza iónica. La unidad "*solución-intercambio*" determina la distribución de las especies de la fase líquida y adsorbida, mientras que la unidad "*precipitación-disolución*" reequilibra la fase sólida con la solución.

#### A.1. UNIDAD "*SOLUCION-INTERCAMBIO*"

El modelo EXPRESO trata conjuntamente los equilibrios de disociación y de intercambio iónico. El *cálculo general de distribución de especies* consiste en determinar una distribución de iones adsorbidos  $Na_x$ ,  $Ca_x$  y  $Mg_x$  que sature la capacidad de intercambio del suelo, así como un conjunto de valores de concentraciones y actividades de iones libres  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $H^+$ ,  $OH^-$  y pares de iones  $CaSO_4^0$ ,  $MgSO_4^0$ ,  $H_2CO_3^0$ ,  $HCO_3^-$ ,  $CaCO_3^0$ ,  $MgCO_3^0$ ,  $CaHCO_3^+$ ,  $MgHCO_3^+$ ,  $NaCl^0$  y  $Na_2SO_4^0$ , que satisfagan el equilibrio de cargas eléctricas. El valor máximo de desequilibrio eléctrico que permite el cálculo está fijado en 1:10000 de la suma de las cargas positivas de la solución inicial. De esta forma, se estabiliza la fuerza iónica de la solución.

Los datos que hay que introducir para este cálculo son:

1) la capacidad de cambio y la composición inicial del complejo adsorbido.

2) las concentraciones iniciales de iones solubles  $K^+$ ,  $Na^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cl^-$  y  $SO_4^{2-}$ . No se introducen datos analíticos para  $HCO_3^-$  y  $CO_3^{2-}$  porque la composición de estas especies es calculada por el modelo.

3) el pH o la  $PCO_2$  de la solución.

La fuerza iónica  $I$  ( $mol\ l^{-1}$ ) viene dada por la expresión

$$I = \frac{1}{2} \sum m_j z_j^2$$

donde  $m_j$  representa la concentración de las especies cargadas ( $mol/l$ ) y  $z_j$  la carga de las mismas. Los coeficientes de actividad de las distintas especies,  $\gamma$ , se determinan a través de la ecuación de Davies modificada por Sposito y Traina (1987) para pares iónicos. Según estos autores, esta ecuación permite un cálculo correcto para una fuerza iónica  $I < 2\ mol/l$ , suficiente para la mayoría de las soluciones del suelo. Los pares iónicos cargados son tratados como iones libres (Sposito et Coves, 1988):

$$\log \gamma = \left\{ \frac{A I^a}{1 + b I} \right\} + I (B + C + D)$$

donde  $I$  es la fuerza iónica y  $a$ ,  $b$ ,  $A$ ,  $B$ ,  $C$  y  $D$  son constantes que toman, según el caso, los valores reflejados en la Tabla A.1.

Tabla A.1.

**Constantes de la ecuación de Davies modificada por Sposito y Traina (1987).**

	Iones libres y pares iónicos cargados	Pares iónicos neutros	
		con iones monovalentes	con iones bivalentes
A	-0,5116 $z^2$	-11,7021	0,0
a	0,5	1,0	0,0
b	1,0	60,8128	0,0
B	-0,3 A	0,0	-0,3
C	0,0	-0,0319 A	-0,033
D	0,0	-0,044	0,0

El cálculo de los coeficientes de actividad requiere la determinación previa de la fuerza iónica, que se calcula en función de las concentraciones de todas las especies cargadas. Pero estas concentraciones se determinan por cálculos de especiación que requieren los valores de los coeficientes de actividad. Hay que proceder, por tanto, a realizar iteraciones convergentes. Se comienza por un primer *cálculo provisional de distribución*, usando un valor arbitrario cero para la fuerza iónica (y por tanto un valor 1 para los coeficientes de actividad). De esta primera distribución se deduce un valor para la fuerza iónica que se corrige progresivamente repitiendo el *cálculo provisional de distribución* hasta que dos valores sucesivos de la fuerza iónica  $I_{j-1}$  y  $I_j$  verifican la condición de estabilidad:  $(I_{j-1}^{1/2} - I_j^{1/2}) / I_{j-1}^{1/2} < 0,005$ .

El *cálculo provisional de distribución de especies* consiste en iteraciones de *cálculos elementales de distribución*. Cada *cálculo elemental de distribución* se compone de dos grupos de operaciones: a) especies carbonadas en equilibrio con la atmósfera y b) especies no carbonadas.

a) Especies carbonadas en equilibrio con la atmósfera:

En este primer grupo de operaciones se determina la actividad y la concentración de las especies  $\text{H}_2\text{CO}_3^\circ$ ,  $\text{HCO}_3^-$ ,  $\text{CO}_3^{2-}$ ,  $\text{H}_3\text{O}^+$  y  $\text{OH}^-$  a partir de las ecuaciones de disociación presentadas en la Tabla A.2.

Tabla A.2.

### Ecuaciones de disociación para el equilibrio suelo-atmósfera.

ECUACION DE DISOCIACION	VALORES DE $K_i$	REFERENCIAS
$[\text{H}_3\text{O}^+] = 10^{-\text{pH}}$		
$[\text{H}_2\text{CO}_3^\circ] = K_0 \text{PCO}_2$	$K_0 = 10^{-1,46}$	Helgeson (1969)
$[\text{HCO}_3^-] = K_1 [\text{H}_2\text{CO}_3^\circ]/[\text{H}_3\text{O}^+]$	$K_1 = 10^{-6,35}$	calculado a partir de Helgeson (1969) y Langmuir (1969)
$[\text{CO}_3^{2-}] = K_2 [\text{HCO}_3^-]/[\text{H}_3\text{O}^+]$	$K_2 = 10^{-10,32}$	Langmuir (1969)
$[\text{OH}^-] = K_w/[\text{H}_3\text{O}^+]$	$K_w = 10^{-14}$	Latimer (1952)

Las magnitudes entre corchetes representan actividades iónicas.

Si se considera que la concentración/dilución tiene lugar a pH constante, se utiliza un valor inicial arbitrario para  $PCO_2$  de  $10^{-3}$  atmósferas. Si por el contrario se considera la presión de  $CO_2$  constante, el pH se inicializa con un valor arbitrario de 6,5. A continuación estos valores se ajustan progresivamente hasta que satisfagan la condición de neutralidad eléctrica.

b) Especies no carbonadas.

En el segundo grupo se determina la distribución de iones adsorbidos  $Na_x^+$ ,  $Ca_x^{2+}$  y  $Mg_x^{2+}$  en el complejo de cambio y la especiación de  $Na^+$ ,  $K^+$ ,  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $Cl^-$ ,  $SO_4^{2-}$  y  $CO_3^{2-}$  entre iones libres y pares iónicos en la solución después de cada cálculo concerniendo las especies carbonatadas.

La especiación de iones en solución se trata de una forma clásica mediante constantes termodinámicas de disociación. Para los equilibrios de intercambio, el método termodinámico clásico necesita conocer la ley de variación de los coeficientes de selectividad en función de la fuerza iónica de la solución y de la composición de la fase adsorbida (Rieu y col., 1991). Sin embargo, en este trabajo se ha utilizado un método simplificado basado en los valores medios de los coeficientes de selectividad, cuyo cálculo se trata en el apartado III.5.1.

En lo que respecta a la distribución iónica en solución, se consideran ocho equilibrios diferentes, recogidos en la Tabla A.3.

Tabla A.3.

**Ecuaciones de disociación en la fase líquida.**

ECUACION DE DISOCIACION	VALORES DE $K_i$	REFERENCIAS
-------------------------	------------------	-------------

---

$[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]/[CaCO_3^{\circ}] = K_4$	$K_4 = 10^{-3,20}$	(Helgeson, 1969)
$[Ca^{2+}][SO_4^{2-}]/[CaSO_4^{\circ}] = K_5$	$K_5 = 10^{-2,31}$	(Helgeson, 1969)
$[Ca^{2+}][HCO_3^{-}]/[CaHCO_3^{+}] = K_6$	$K_6 = 10^{-1,27}$	(de Berner, 1971 y Langmuir, 1969)
$[Mg^{2+}][CO_3^{2-}]/[MgCO_3^{\circ}] = K_7$	$K_7 = 10^{-3,40}$	(Kharaka y Barnes, 1973)
$[Mg^{2+}][SO_4^{2-}]/[MgSO_4^{\circ}] = K_8$	$K_8 = 10^{-2,25}$	(Helgeson, 1969)
$[Mg^{2+}][HCO_3^{-}]/[MgHCO_3^{+}] = K_9$	$K_9 = 10^{-0,90}$	(Kharaka y Barnes, 1973)
$[Na^{+}][Cl^{-}]/[NaCl^{\circ}] = K_{10}$	$K_{10} = 10^{+0,48}$	(Sposito y Traina, 1987)
$[Na^{+}]^2[SO_4^{2-}]/[Na_2SO_4^{\circ}] = K_{11}$	$K_{11} = 10^{-0,40}$	(Sposito y Traina, 1987)

---

Las magnitudes entre corchetes representan actividades iónicas.

La correcta distribución de iones libres y pares iónicos se calcula considerando por separado los siguientes cuatro grupos de especies:

- \*  $Na^{+}$ ,  $Cl^{-}$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $NaCl^{\circ}$ ,  $Na_2SO_4^{\circ}$ ,  $Na_x^{+}$
- \*  $Ca^{2+}$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $HCO_3^{-}$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $CaCO_3^{\circ}$ ,  $CaHCO_3^{+}$ ,  $CaSO_4^{\circ}$ ,  $Ca_x^{2+}$
- \*  $Mg^{2+}$ ,  $CO_3^{2-}$ ,  $HCO_3^{-}$ ,  $SO_4^{2-}$ ,  $MgCO_3^{\circ}$ ,  $MgHCO_3^{+}$ ,  $MgSO_4^{\circ}$ ,  $Mg_x^{2+}$
- \*  $SO_4^{2-}$ ,  $Na_2SO_4^{\circ}$ ,  $CaSO_4^{\circ}$ ,  $MgSO_4^{\circ}$

La convergencia de los cálculos se comprueba a través de la estabilidad de las actividades de los iones libres en solución. Los resultados se consideran satisfactorios cuando la diferencia entre dos valores sucesivos de la concentración de iones libres en solución es menor de  $\pm 0,0001\%$  en el caso de  $[Na^{+}]$  y  $[Ca^{2+}]$  y menor de  $\pm 0,00001\%$  para  $[Mg^{2+}]$  y  $[SO_4^{2-}]$ . Con objeto de reducir el tiempo de cálculo, sólo se permiten 20 iteraciones por cada grupo, y el segundo grupo no puede ser repetido más de 20 veces en cada *cálculo elemental*.

Tras cada *cálculo elemental de distribución*, se calcula un balance eléctrico. El primer conjunto de concentraciones se calcula a partir de valores iniciales arbitrarios de pH o de  $PCO_2$ , lo cual no se ajusta a la realidad pero proporciona un balance eléctrico inicial EN1. Después se repite el cálculo elemental de distribución aumentando el valor inicial de pH o  $\log PCO_2$  en +0,5 dando una segunda aproximación de balance eléctrico EN2.

i) si el signo de EN ha cambiado, el cálculo elemental de distribución se repite usando incrementos de -0,2 hasta un nuevo cambio de signo.

ii) si el signo de EN no ha cambiado pero  $EN2 < EN1$ . el cálculo elemental de distribución se repite usando incrementos de +0,5 hasta que se produzca el cambio de signo con lo cuál se pasa a la situación i).

iii) si el signo de EN no ha cambiado pero  $EN2 > EN1$ , el cálculo elemental de distribución se repite usando incrementos de -0,5 hasta que se pase a la situación i).

Una vez que EN cambie de signo dos veces, el cálculo elemental se vuelve a realizar dividiendo el anterior incremento entre -2,5 hasta que se produzca un tercer cambio de signo y se procede de igual forma hasta que se satisfice la condición de equilibrio eléctrico. Una vez que esto ocurre, se calcula un valor para la fuerza iónica y nuevos coeficientes de actividad. El "cálculo provisional de distribución" se repite íntegramente para calcular una nueva fuerza iónica y se considera alcanzado el "cálculo general de distribución" cuando la fuerza iónica queda estabilizada.

## A.2. UNIDAD "PRECIPITACION-DISOLUCION"

Aunque los valores de las concentraciones de iones libres determinados por el cálculo anterior son correctos desde el punto de vista eléctrico, es posible que exista una sobresaturación o insaturación respecto a la calcita y al yeso. Para verificar este aspecto y efectuar las correcciones necesarias, el modelo EXPRESO compara los productos de actividad iónica  $[Ca^{2+}][CO_3^{2-}]$  y  $[Ca^{2+}][SO_4^{2-}]$  con los productos de solubilidad de la calcita y el yeso definidos como

$K_{spcalcita} = [Ca^{2+}][CO_3^{2-}]/[CaCO_3]_s = 10^{-8,06}$  (Handbook of Chemistry and Physics, 1974)

$K_{spyeso} = [Ca^{2+}][SO_4^{2-}][H_2O]^2/[CaSO_4 \cdot 2H_2O]_s = 10^{-4,85}$  (Robie y Waldbaum, 1968).

Se considera que los productos de actividad y los productos de solubilidad son iguales si difieren en menos de  $\pm 5\%$ . Si el producto de actividades iónicas es superior al producto de solubilidad, se precipitaría una cantidad arbitraria de moles  $Q = \{K_{sp} / \gamma(Ca^{2+}) \gamma(anión)\}^{1/2}$ . Si por el contrario, el producto de actividades es nulo o menor al producto de solubilidad y se dispone de una reserva del mineral correspondiente, se disolvería una cantidad arbitraria de mineral  $Q = -\{K_{sp} / \gamma(Ca^{2+}) \gamma(anión)\}^{1/2}$ . Por aproximaciones sucesivas en ambos casos se determina el número de moles, Q, que debe ser precipitado o disuelto (Rieu, 1983).

Con objeto de reducir el tiempo de cálculo, se considera en primer lugar el caso del yeso, debido a que el producto de solubilidad de éste es cuatro órdenes de magnitud mayor que el de la calcita. Por tanto, una corrección de las concentraciones de  $\text{Ca}^{2+}$  debida al reequilibrio con el yeso siempre tiene que ir seguida de un reajuste del equilibrio con la calcita, mientras que lo contrario no siempre es necesario.

Las cantidades de  $\text{Ca}^{2+}$  en juego en el reequilibrio con la calcita son a veces muy bajas, hasta el punto de que el algoritmo que permite la determinación de la cantidad de moles  $Q$  que hay que disolver o precipitar resulta demasiado grosero. Por ello, hay que utilizar un procedimiento de interpolación lineal cada vez que se supera el punto de equilibrio, es decir, cada vez que  $Q$  cambia de signo. Tras dos cálculos sucesivos de las cantidades de calcita precipitada o disuelta  $\text{PC}_{j-1}$  y  $\text{PC}_j$ , a los que corresponden los productos de actividad iónica  $\text{IAP}_{j-1}$  y  $\text{IAP}_j$  (donde  $\text{IAP}_{j-1} < K_{\text{sp}} < \text{IAP}_j$ ), el valor exacto de  $\text{PC}_{j+1}$  que verifique que  $\text{IAP}_{j+1} = K_{\text{sp}}$  vendrá determinado por

$$\text{PC}_{j+1} = \text{PC}_{j-1} + (\text{PC}_j - \text{PC}_{j-1})(K_{\text{sp}} - \text{IAP}_{j-1}) / (\text{IAP}_j - \text{PC}_{j-1})$$

El valor de  $\text{PC}_{j+1}$  viene limitado por la disponibilidad de los iones en solución o de calcita en stock.

Debido a que en los suelos en estudio la concentración en solución de  $\text{Mg}^{2+}$  es superior a la de  $\text{Ca}^{2+}$ , es de suponer que la calcita de las Marismas sea realmente una calcita magnésica (Saint Arnaud y Herbillon, 1973; Saint Arnaud, 1979; Marion y Babcock, 1977). Según el estudio bibliográfico realizado por Doner y Lynn (1989), la fracción molar de  $\text{MgCO}_3$  contenida en este tipo de calcitas no sobrepasa el 0,2 y normalmente está entre 0,01 y 0,08. En ausencia de datos concretos sobre la calcita magnésica de las Marismas se puede adoptar un procedimiento general que consista en considerar la precipitación del mineral  $(\text{Ca}^{2+(1-x)}, \text{Mg}^{2+(x)})\text{CO}_3$  cada vez que la relación de iones libres en solución  $\text{Mg}^{2+}/\text{Ca}^{2+}$  alcance un determinado valor. La fase precipitada será por tanto una mezcla de calcita pura y magnésica, atribuyendo a ambas el mismo producto de solubilidad  $K_{\text{sp}} = 10^{-8,06}$ . Este valor, recogido en el Handbook of Chemistry and Physics (1974), es el más alto encontrado en la bibliografía para el producto de solubilidad de la calcita. Se ha utilizado este valor a falta de uno específico para nuestra calcita magnésica, porque existen estudios que demuestran que la dolomita  $(\text{Ca}_{0,5}, \text{Mg}_{0,5})\text{CO}_3$  enriquecida en calcio es más soluble que la calcita pura (Wigley, 1973) y que el compuesto más soluble de este tipo sería una solución sólida conteniendo entre 20 y 30 mol % de  $\text{MgCO}_3$  (Chave y col., 1962;

Davis y Hayes, 1986). La solución sólida, por su parte, se disuelve proporcionalmente a las fracciones molares de calcio y magnesio, cualquiera que sean los contenidos en solución de estos elementos.

El programa se ha ajustado, en este caso concreto, a valores de  $x=0,06$  y a una relación de iones libres en solución  $Mg^{2+}/Ca^{2+} > 1$ , aunque podría cambiarse en el caso de disponer de datos analíticos concretos.

Al modificarse las concentraciones de los iones  $Ca^{2+}$ ,  $Mg^{2+}$ ,  $CO_3^{2-}$  y  $SO_4^{2-}$ , el equilibrio eléctrico en la solución deja de verificarse. Por ello, hay que volver a efectuar un nuevo *cálculo general de distribución* de especies acuosas y adsorbidas, seguido de una nueva verificación del estado de saturación respecto al yeso y la calcita y así sucesivamente. Los cálculos de equilibrio se dan por finalizados cuando queda establecido el equilibrio del sistema expresado por la neutralidad eléctrica de la solución, la estabilidad de la fuerza iónica y la concordancia entre productos iónicos y de solubilidad.

Las concentraciones correspondientes constituyen los datos iniciales de la siguiente etapa de concentración o dilución.

En el transcurso de los cálculos, para cada etapa de concentración o dilución, se utilizan otros parámetros además de los mencionados:

\* La actividad del agua en la solución viene estimada por la expresión  $a_w = 1 - 0,0331 I$  ( $I < 2$ ) que se establece a partir del diagrama de  $a_w$  vs.  $v_n$  de Robinson y Stockes (1959) donde  $I$  es la fuerza iónica (mol/l).

\* El potencial osmótico de la solución se calcula a través de la ecuación  $P_0 = [RT \ln a_w] / [\rho_w g]$  donde  $R$  es la constante de los gases perfectos,  $T$  la temperatura absoluta (°K),  $\rho_w$  el peso molecular del agua y  $g$  la constante de la gravedad (Bounié y Pédro, 1979). A 25°C (298,15°K) el potencial osmótico (cm de agua) viene dado por  $P_0 = 1403147,5 \ln a_w$ .

\* La conductividad eléctrica de la solución se estima mediante las relaciones empíricas de Griffin y Jurinack (1973):  $I = 0,0127 EC - 0,003$  y de Marion y Babcock (1976):  $\log I = -1,841 + 1,009 \log EC$ , donde  $EC$  es la conductividad eléctrica (dS/m) y  $I$  la fuerza iónica (mol/l).

El conjunto de datos que deben ser introducidos inicialmente en el programa consiste en:

\* Nombre de la solución tratada

\* Volúmenes inicial y final de agua (m<sup>3</sup>). Si no se va a efectuar concentración o dilución de la solución, se introduce el mismo valor para ambos volúmenes.

\* Elección del modo de cálculo, a pH o  $\text{PCO}_2$  constante.

\* Valor del pH, de la  $\text{PCO}_2$  o del  $-\log(\text{PCO}_2)$ .

\* Concentraciones totales de los iones solubles  $\text{K}^+$ ,  $\text{Na}^+$ ,  $\text{Ca}^{2+}$ ,  $\text{Mg}^{2+}$ ,  $\text{Cl}^-$ ,  $\text{SO}_4^{2-}$  (mol/l, meq/l o g/l). El cálculo no se efectuará si los datos iniciales dan un exceso de acidez ( $\text{Cl}^- + \text{SO}_4^{2-} > \text{K}^+ + \text{Na}^+ + \text{Ca}^{2+} + \text{Mg}^{2+}$ ). Sin embargo, si el sistema contiene un stock de calcita, el modelo disolverá arbitrariamente la cantidad necesaria para neutralizar la acidez inicial con  $\text{Ca}^{2+}$  y/o  $\text{Mg}^{2+}$  antes de realizar cualquier otra operación.

\* Masa de suelo (g). Si sólo se desea el cálculo de especiación sobre una solución de electrolito, se introduce el valor 0.

\* Yeso y calcita precipitadas (g/100 g de suelo)

\* Distribución inicial de iones adsorbidos  $\text{Na}^+_{\text{x}}$ ,  $\text{Ca}^{2+}_{\text{x}}$  y  $\text{Mg}^{2+}_{\text{x}}$  (meq/100 g).

\* Unidades de concentración empleadas para las concentraciones de iones solubles.

Los valores estimados según el apartado III.5.1 para  $\text{KG}(\text{Na-Ca})$  y  $\text{KG}(\text{Ca-Mg})$  son introducidos en el programa como datos fijos.

# UNIVERSIDAD DE SEVILLA

Reunido el Tribunal integrado por los señores firmantes  
en el día de la fecha, para juzgar la Tesis Doctoral de  
D. M<sup>o</sup> DEL ROSARIO VAZ PARDAL  
titulada "Efectos del riego sobre algunas propiedades químicas  
y físicas de un suelo salino en recuperación de las Marismas  
del Guadalquivir"  
acordó otorgarle la calificación de " APTO CUM LAUDE "

Sevilla, 20 de Julio 1994

El Vocal,

*Man Vicente Brito*

El Presidente

*[Signature]*

El Vocal,

*[Signature]*

El Secretario,

*Celz Espino*

El Vocal,

*Michael Rj*

El Doctorado,

*Rosario Vaz*



500507999

FQU I T/532