



UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE BAJA CALIFORNIA

INSTITUTO DE INGENIERÍA

Maestría y Doctorado en Ciencias e Ingeniería

*Estimación de la infiltración en Mexicali con  
resistividad eléctrica en lapsos de tiempo.*

**TESIS PRESENTADA PARA OBTENER EL GRADO DE:**

**MAESTRO EN CIENCIAS**

Presenta:

Ing. Gricel Xancal Acametitla

Director de tesis:

Dr. Jaime Alonso Reyes López

# Agradecimientos

Al Instituto de Ingeniería de la Universidad Autónoma de Baja California, por brindarme los conocimientos requeridos para mi formación.

Al Consejo Nacional de Ciencias y Tecnología (CONACYT), por todo el apoyo que me proporcionó para la realización de mi maestría.

A mi Director de tesis, Dr. Jaime Alonso Reyes López, por guiarme, asesorarme, brindarme su apoyo y sabiduría.

Al comité de revisores:

Dra. Concepción Carreón Diazconti, por su dedicación y orientación en la revisión de mi tesis.

Dr. Jorge Ramírez Hernández, por su colaboración y apoyo en mi trabajo.

Dr. Octavio Lázaro Mancilla, por guiarme en toda la maestría y especialmente por su motivación en el posgrado.

Dr. Fernando Ámilcar Solís Domínguez, por sus observaciones y recomendaciones en el desarrollo de esta tesis.

A mis compañeros:

Agustín Oropeza Duran, por todo el apoyo incondicional brindado en toda la maestría.

Génesis Alarcón y Eliana Rodríguez, por sus conocimientos y material de apoyo brindado.

Rocío Bojórquez, Ramón Preciado, Iván Aviña, Melissa Valdez, Nancy Romero y Marcia Payán, por su compañerismo, amistad y por la experiencia de conocernos.

# Dedicatoria

*A mi familia:*

*Nicte Ha, Josué Mateo y Pedro*

*Por su amor y apoyo incondicional*

# Índice

RESUMEN.....	1
1. CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN .....	3
1.1    Antecedentes.....	4
1.2    Planteamiento del problema .....	5
1.3    Justificación.....	6
1.4    Objetivos .....	7
1.5    Ubicación del área de estudio .....	8
1.6    Estructura de la Tesis.....	9
2. CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO.....	10
2.1    Teoría de Infiltración.....	11
2.2    Tasa de Infiltración.....	11
2.2.1    Distintas teorías de Infiltración .....	12
2.2.1.2    Métodos empíricos.....	12
2.2.2    Métodos físicos.....	13
2.2.2.1    Green-Ampt.....	13
2.2.2.2    Método de Phillip .....	14
2.3    Propiedades del suelo .....	16
2.3.1    Textura del suelo .....	16
2.3.1.1    Método del hidrómetro.....	17
2.3.2    Contenido de humedad.....	18
2.3.3    Conductividad.....	19
2.4    Método eléctrico de prospección geofísica.....	19
2.4.1    Dispositivos electródicos y resistividad aparente .....	23
2.4.2    Propiedades eléctricas de los materiales .....	25
2.5    Tomografía eléctrica resistiva.....	27
2.5.1    Ventajas y desventajas de los diferentes arreglos de electrodos. ....	30

2.5.1.1	Profundidad de investigación .....	30
2.5.1.2	Sensitividad.....	31
2.5.1.3	Cobertura de la Relación Señal /Ruido.....	32
2.5.2	Tomografía en lapsos de tiempo .....	34
2.6	Fundamentos de la Teoría de Inversión .....	37
2.6.1	Modelo 2D .....	37
2.6.2	Teoría de Inversión .....	38
2.6.3	Modelo Directo.....	40
2.6.4	Modelo Inverso.....	41
2.6.5	Programa de inversión EarthImager 2D .....	44
3	CAPÍTULO 3: MATERIALES Y MÉTODOS .....	45
3.1	Área de estudio .....	46
3.1.1	Clima .....	46
3.1.2	Geología .....	46
3.1.3	Tipo de Acuífero.....	47
3.2	Implementación de la Tomografía de resistividad eléctrica (TRE) .....	48
3.2.1	Área Río Colorado .....	49
3.2.2	Área Progreso.....	52
4.	CAPÍTULO 4: RESULTADOS.....	55
4.1	Río Colorado .....	56
4.1.1	Descripción línea 1 .....	56
4.1.2	Perfiles Línea 2 .....	63
4.2	Colonia Progreso (Mexicali).....	68
4.2.1	Caracterización física del suelo .....	68
4.2.2	Primer riego (a= 3m) .....	69
4.2.3	Tercer riego, (a= 1 m).....	74
4.2.4	Cuarto riego.....	77

4.2.5 Quinto riego .....	79
5. CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	83
Referencias Bibliográficas.....	86

## Lista de figuras

Figura 1. Ubicación de las zonas de estudio.....	8
Figura 2. Tasa de Infiltración en suelos húmedos y secos (Miyasaki, 1993).....	12
Figura 3: Triángulo de texturas (USDA, ANIO).....	17
Figura 4: Propagación de una corriente I inyectada en el terreno. Se marcan las superficies equipotenciales perpendiculares a las líneas de corriente (Loke, 2013). ....	19
Figura 5. Representación de un arreglo electródico. ....	23
Figura 6. Modalidades utilizados en tomografía eléctrica 2D (Loke, 2013).....	24
Figura 7. Esquema del funcionamiento de la tomografía eléctrica en 2D. ....	27
Figura 8. Pseudosecciones de valores de resistividad de diferentes dispositivos sobre un bloque rectangular. ....	29
Figura 9. Profundidad media de investigación para los diferentes arreglos, sobre un medio de resistividad homogéneo, obtenidas para una distancia de cinco metros y diferentes niveles de medición. ....	30
Figura 10. Sensibilidad de diferentes modalidades.....	33
Figura 11. Ejemplo de una tomografía en lapsos de tiempo. Tomado de Franco (2009). Se muestra la evolución de una intrusión salina entre los meses de noviembre y julio. ....	35
Figura 12. Tomografía eléctrica medida en días. Tomado de Michot (2003). Se muestra el avance de humedad de un sembradío con un suelo seco inicial hasta la fase de secado...	36
Figura 13. Subespacio dividido en celdas rectangulares de resistividad constante. ....	37
Figura 14. Mapa geológico del Valle de Mexicali (CONAGUA, 2015).....	47
Figura 15. Equipo de medición SuperSting, a) Consola programable; b) cables y electrodos inteligentes; c) fuente de poder (batería); d) varillas.....	49
Figura 16. Ubicación de las líneas de TRE en el Río Colorado. ....	50

Figura 17. Implementación de TRE en el Río Colorado en momentos distintos, seco ha inundado. a) Mediciones realizadas antes del paso de agua; 25 de marzo. b) Llegada de agua al cauce del Río Colorado; 28 de marzo aproximadamente a las 12:42 h. c) Mediciones realizadas con el cauce del río ya inundado; del 29 de marzo al 6 de abril. d) Personal de la UABC recogiendo el equipo en el cauce del Río Colorado (28 y 29 de marzo de 2014).....	51
Figura 18. Localización de la línea TRE en Progreso. ....	52
Figura 19. Implementación de TRE en la parcela de trigo de Progreso. a) Mediciones antes del riego, 11 de diciembre. b) Mediciones durante el riego, 11 de diciembre. c) Mediciones después del riego, 11 de diciembre. d) Mediciones antes del quinto riego, 10 de Abril.....	54
Figura 20. Tomografías de resistividad eléctrica obtenidas de la línea 1 del Río Colorado realizadas antes del paso de agua. a) 25 de marzo (15:25 h); b) 25de marzo (16:25 h) y c) 26 de marzo (16:25 h).....	58
Figura 21. Tomografías de resistividad eléctrica obtenidas en el Río Colorado realizadas durante y después del paso de agua por el cauce, a)28 de marzo, durante el paso de agua por el cauce, b) 29 de marzo, cauce inundado, c) 29 de marzo, cauce inundado. ....	61
Figura 22. Secciones de los valores de resistividad eléctrica en la Línea 1. Se muestran las mediciones antes (25 y 26 marzo), durante el arribo del flujo (28 de marzo) y con el cauce inundado (29 de marzo). ....	62
Figura 23. Tomografías de resistividad eléctrica obtenidas perpendicular al cauce del Río Colorado realizadas antes del paso del agua por el cauce del río. a) 25 de marzo, b) 26 de marzo y c) 27 de marzo de 2014. ....	64
Figura 24. Tomografías de resistividad eléctrica perpendiculares al cauce del Río Colorado. a) Al inicio del arribo del agua; b) y c) Con el cauce totalmente inundado. ....	66
Figura 25. Secciones de los valores de resistividad eléctrica en la Línea 2, se muestran las mediciones antes y durante el flujo así como con el cauce inundado.....	67

Figura 26. Tomografías de resistividad eléctrica (a=3 m), realizadas durante el primer riego. a) Inició del riego a las 10:05 h, b) Durante el riego a las 11:11 h, c) Después del riego a las 12:12 h.....	71
Figura 27. Tomografías de resistividad eléctrica (a=3 m), realizadas durante el primer riego. a) 11 de diciembre (día del riego), b) 13 de diciembre (dos días después del riego), c) 15 de diciembre (cuatro días después del riego). .....	73
Figura 28. Tomografías de resistividad eléctrica (a=1 m) realizadas durante el tercer riego del 23 de febrero de 2015. El inicio del riego fue a las 16:11h. a) 10: 46 h (antes inicio del riego); b) 16:11 h (justo al inicio del riego); c) 17:35 h (~ 1 h después) y d) 18:20 h (~ 2 h después).....	76
Figura 29. Tomografías de resistividad eléctrica (a=1 m) realizadas durante el cuarto riego del 20 de marzo de 2015. El inicio del riego fue a las 13:56 h. a) 12:50 h (antes inicio del riego); b) 13:56 h (justo al inicio del riego); c) 8:37 h (8 días después). .....	78
Figura 30. Tomografías de resistividad eléctrica (a=1 m) realizadas durante el cuarto riego del 16 de abril del 2015. El inicio del riego fue a las 10:33 h. a) 17:44 h (antes inicio del riego); b) 10:33 h (justo al inicio del riego); c) 11:41 h (~1 h después).....	80
Figura 31. Secciones de los valores de resistividad eléctrica en Colonia Progreso, se muestran las mediciones del tercero, cuarto y quinto riego. ....	81

## Lista de tablas

Tabla 1. Tamaño de las partículas del suelo (Coras, 2003). .....	16
Tabla 2. Resistividades de rocas, minerales, sedimentos, materiales y químicos (Tomado de Urbieto, 2009).....	26
Tabla 3. Principales características de los diferentes dispositivos. Modificado de Samouëlian (2005).....	34
Tabla 4. Análisis de suelo en la colonia Progreso, Mexicali, B.C. ....	68

# RESUMEN

El aporte de agua a un acuífero sobreexplotado es de gran importancia, ya que se compensa el agua que de él se extrae. En el caso de Mexicali, el agua del acuífero usada para riego es importante al ser un lugar donde la agricultura es muy significativa. La infiltración es una parte importante del proceso de recarga que marca el inicio de la entrada del agua al subsuelo. De este modo, este proceso depende básicamente de la característica física del suelo, esto es su textura. En este trabajo se realiza el seguimiento de este proceso sobre dos zonas del valle de Mexicali con dominancia en texturas arenosas y arcillosas, utilizando Tomografías de Resistividad Eléctrica (TRE) en lapsos de tiempo. La zona con suelo arenoso fue un tramo del Río Colorado, donde se aprovechó el proyecto Flujo Pulso como una ventana de oportunidad para conocer si el flujo de agua del Río Colorado es capaz de infiltrarse y llegar al acuífero para aportar a su recarga. La zona con textura arcillosa fue una parcela agrícola ubicada en la Colonia Progreso, al Oeste de la ciudad de Mexicali. En este caso se aprovecharon los aportes de agua de los riegos agrícolas. Por lo que se el presente estudio se realizó con el fin de: i) identificar las zonas de infiltración de agua y ii) estudiar el desarrollo de la infiltración al fin de conocer el comportamiento del flujo de agua en dos sitios distintos de Mexicali, el Río Colorado y una parcela sembrada de trigo en la colonia Progreso (Oeste de la ciudad). Los perfiles de ambos sitios de estudio se midieron con tomografía eléctrica resistiva en lapsos de tiempo, que permite evaluar la evolución temporal de las infiltraciones.

El estudio permitió localizar flujos preferenciales y los aportes al acuífero. Se utilizó para ambos sitios un arreglo Dipolo-Dipolo, variando la longitud en función de los resultados en cada sitio. Para la inversión de datos se utilizó el programa EarthImager

La tomografía eléctrica resistiva en el suelo del Río Colorado se realizó en tres momentos distintos: antes del arribo del flujo de agua, al arribar el flujo de agua y posteriormente al paso del agua por el cauce del río. En una parcela agrícola con riego por inundación se realizaron mediciones: antes del riego, durante el riego y posterior al riego.

La estimación de la infiltración del Río Colorado varía de 0.125 a 1.25 m/d lo que sugiere que las arenas tienen una rápida saturación, de menos de 24 h. Con la línea perpendicular al río se observó el avance del frente de humedad hacia la vega del

cauce del río. Esto es muy importante para los propósitos de restauración de la vega del río.

En la colonia Progreso se utilizaron dos aperturas de electrodos de  $a= 3$  m y  $a=1$  m y se estimó una infiltración de 0.13 m/d y hasta un máximo estimado de 1 m/d. En ambos casos se han obtenido tomografías eléctricas que indican valores de resistividad que han permitido identificar infiltraciones del subsuelo y que pudieran estudiarse más a fondo. Se observan cambios significativos cuando se reduce la distancia entre los electrodos, donde es importante identificar el nivel freático y la humedad inicial de la zona de estudio.

Las mediciones hechas en diferentes momentos han sido de gran utilidad para conocer el desarrollo del proceso de infiltración. Se establece que falta un mayor seguimiento en ambos casos de estudio para analizar el proceso de evaporación del suelo, lo que ayudaría a conocer el tiempo en que el terreno vuelve a sus condiciones iniciales de bajo o nulo contenido de humedad. Las lecturas de temperatura del suelo podrían haber ayudado a corregir las mediciones respecto a los cambios de temperatura.

# 1. CAPÍTULO 1: INTRODUCCIÓN

## 1.1 Antecedentes

El movimiento de agua en el suelo es un proceso fundamental para estimar el balance de agua, esto es, cuánta agua se retiene, se evapora y/o se recarga al acuífero. La infiltración es un proceso por el cual el agua pasa a través del suelo pudiendo alcanzar distintas profundidades dependiendo de las condiciones del medio por el cual atraviesa (Tindall, 1999). Toma relevancia, por el aporte de agua al acuífero, ya que es parte fundamental de la recarga; además, controla el comportamiento de la entrada de agua, el flujo preferencial y la relación con el tipo de suelo (Boucher et al., 2009).

Dada sus características de depósito el Valle de Mexicali presenta, en diferentes zonas, suelos con dominancia en las tres clases de suelos texturales bases que se conocen (arenas, limos y arcillas) y sobre las cuales se estimará la infiltración. De este modo, en la zona oriente se tienen suelos arenosos, mientras que en la ciudad de Mexicali, el suelo es arcilloso. Así, la manera en que se comportaría la infiltración en distintos suelos de Mexicali fue una interrogante cuya respuesta permitiría conocer las condiciones de la posible recarga del acuífero. El dato más reciente sobre la recarga al acuífero data del año de 1972 (Ariel, 1972) y es el valor usado para estimar la disponibilidad de agua del acuífero del Valle de Mexicali. Cabe resaltar, que este acuífero ha sido catalogado por la Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) como sobreexplotado o en equilibrio (Ramírez et al., 2006).

Aunque la infiltración se puede estimar con métodos directos, utilizando los infiltrómetros (Perkins et al., 2011; Gutiérrez et al., 2012; Heiss et al., 2014; Mohamed et al., 2015) también se pueden usar métodos indirectos como el método geofísico de resistividad eléctrica. Este método introduce una corriente eléctrica al terreno y utilizando los principios de la Ley de Ohm, se obtiene la resistividad eléctrica (inverso de la conductividad) del suelo que posteriormente se relaciona con las propiedades geológicas del suelo. A partir de este método se puede observar la infiltración de agua en el suelo, ya que estos valores son sensibles a ciertas propiedades del suelo como son: el contenido de agua y la conductividad eléctrica del agua y del suelo (Cousin et al., 2009).

En este caso se usará la tomografía eléctrica resistiva (TRE), que es una variante del método de resistividad eléctrica y proporciona imágenes de resistividad que muestren el desarrollo de la infiltración. Estos estudios son sensibles a las heterogeneidades como la porosidad del medio por lo que pueden ser aplicados en 2D y 3D (Dafonte et al., 2013), proporcionando información de la variabilidad espacial de la resistividad eléctrica. Las ventajas que se pueden destacar del método es que no es invasivo, se realizan en menos tiempo y es ampliamente

utilizado en estudios de agua subterránea sin destruir el objeto de estudio (Weinzettel et al., 2009; Niu et al., 2014). Otra de las ventajas de la tomografía eléctrica, es que al dar mapas 2D de imágenes resistivas es posible observar el frente de humedad en el suelo.

La tomografía eléctrica, es sensible a las variaciones del contenido y volumen de agua. La mayor parte del tiempo una disminución de resistividad indica una infiltración, y un aumento indica una evaporación (Clement et al., 2009). Por lo que con el estudio de infiltración en la zona por medio de la tomografía eléctrica se podrán identificar diferentes comportamientos como: zonas preferenciales de infiltración, la observación de la rapidez de dichas infiltraciones y su capacidad de infiltración (Olona et al., 2013). De este modo, se podrá establecer una relación con las características texturales del suelo y sus propiedades (Sjödahl et al., 2008).

Al infiltrarse el agua a través del suelo, ésta se podrá retener, evaporar o llegar al acuífero, contribuyendo de esta manera a su recarga. El tipo de suelo condiciona el proceso de infiltración. Por lo que este proceso es crucial para el desarrollo de los ecosistemas, como el crecimiento de vegetación o la elevación del nivel freático (Nijland et al., 2010).

Para el seguimiento de los cambios del contenido de agua durante la infiltración, se ha determinado la utilización de mediciones de resistividad en lapsos de tiempo (Kuroda et al., 2009; Musgrave et al., 2011; Boaga et al., 2013). Así, se puede variar los lapsos de tiempo para obtener mediciones temporales y poder observar el desarrollo de la infiltración. Los resultados de este trabajo aportarán información base para realizar modelación geohidrológica y predicciones del flujo y balance de agua en el acuífero del Valle de Mexicali, ante posibles escenarios de sequía en la región.

## **1.2 Planteamiento del problema**

Diversos trabajos se han desarrollado sobre infiltración en condiciones áridas o semi-áridas donde la escasez de lluvia y las altas temperaturas predominan (Boucher et al., 2009; Brunet et al., 2010).

Hasta mediados del siglo XXI las aguas del río Colorado discurrieron y recargaron el acuífero del valle de Mexicali. Con la construcción de varias obras hidráulicas en los Estados Unidos de América como la presa Glen Canyon (inaugurada en 1964), el agua comenzó a disminuir su flujo en la parte Mexicana (Nelson et al., 2013). Esto cambio completamente el régimen de flujo superficial y subterráneo (recarga del acuífero), aunque por otro lado permitió el impulso agrícola con el desarrollo del

Distrito de Riego 014 (DR 014), denominado Río Colorado. Aunque la mayor parte del agua utilizada en el DR 014 es superficial existe una componente subterránea que Ariel (1972) estimó en 700 Mm<sup>3</sup>/año. De este volumen, aproximadamente 500 Mm<sup>3</sup> (70%) provienen de las infiltraciones del sistema de canales, drenes y los excedentes de los riegos (CONAGUA, 1991). Desde entonces, la recarga al acuífero se da por los canales de riego y por las infiltraciones de los sembradíos (Álvarez, 2010).

Además, el acuífero del valle de Mexicali es un acuífero no confinado y somero (Reyes et al., 2008). Debido a su proceso geológico de formación, el Valle de Mexicali presenta zonas con predominancia en las tres clases texturales de suelos posibles y por lo tanto con diferentes tasas de infiltración. Cabe resaltar que la clase textural de un suelo es el factor dominante en un proceso de infiltración. Así, la manera en que se comportaría la infiltración en los distintos suelos de Mexicali fue una interrogante cuya respuesta permitiría conocer el proceso de recarga al acuífero. Como se mencionó anteriormente, el dato más reciente sobre la recarga al acuífero data del año de 1972 (Ariel, 1972) y es el valor usado para estimar la disponibilidad del agua del acuífero del Valle de Mexicali. De este modo, es necesario conocer el proceso de infiltración en los diferentes suelos y reestimar un valor de recarga. Esto es importante ante posibles escenarios de sequía en la región. Por lo que para este estudio es necesario conocer cómo se desarrolla el proceso de infiltración.

A partir de lo anterior surgen las siguientes preguntas de investigación:

¿Es posible determinar la infiltración con tomografía eléctrica y su relación con el suelo?

¿Cómo será esta relación si es aplicada en distintos suelos de Mexicali y su Valle?

¿Será posible determinar el flujo del agua infiltrada?

### **1.3 Justificación**

El contenido de agua en el suelo controla importantes procesos físicos, químicos y biológicos como son: el crecimiento vegetal, transporte de solutos, escorrentía superficial, erosión y los procesos de edafogénesis y la recarga del acuífero (Dafonte et al., 2013). El proceso que controla la distribución del agua en el subsuelo es la infiltración, de ahí la importancia de su estudio. Además el

parámetro que mide la capacidad de un suelo de absorber agua es la tasa de infiltración. La propuesta de medir la infiltración y su tasa con Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) es novedosa. Cabe resaltar que esta implementación y forma de medir la infiltración no se había realizado en Mexicali. La determinación de este parámetro será de gran importancia porque permitirá dar las bases para una nueva estimación de la recarga la cual no se ha actualizado desde 1972, en la que Ariel (1972) como ya se mencionó, estimó 700 Mm<sup>3</sup>. Este valor es actualmente usado para establecer la disponibilidad de agua del acuífero, esto es, el agua que se extrae oficialmente del subsuelo.

## **1.4 Objetivos**

### **Objetivo general.**

*Estimar la infiltración de los suelos superficiales en Mexicali a partir de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) temporal.*

### **Objetivos particulares.**

1. Determinar las características texturales del suelo.
2. Caracterizar la respuesta geoelectrica en los diferentes tipos de suelos a distintos periodos de tiempo.
3. Estimar el avance lateral y vertical del frente de humedad durante el proceso de infiltración.
4. Establecer si la infiltración contribuye a la recarga del acuífero en los distintos sitios de estudio.

## 1.5 Ubicación del área de estudio

La investigación se desarrollará en dos zonas de Mexicali con dominancia de clase textural arenosa y arcillosa. Para la textura con dominio arenoso se seleccionó un área, al oriente del Valle de Mexicali, en el cauce del Río Colorado. Y para la textura arcillosa se tienen una parcela agrícola ubicada al noroeste del Valle de Mexicali en la colonia Progreso (Oeste de la ciudad de Mexicali). Para la medición de la resistividad se utilizó el arreglo eléctrico: Dipolo-Dipolo, el cual se detallará en el apartado 2.5. En la figura 1 se presenta la ubicación de los sitios elegidos para el estudio.

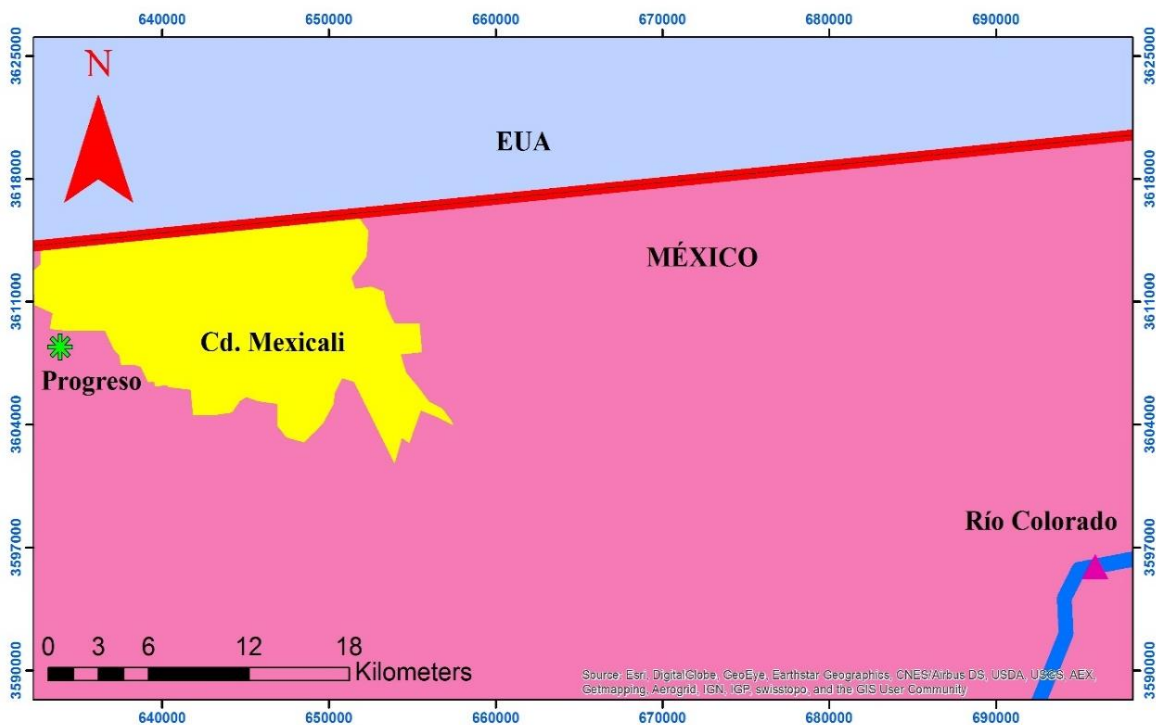


Figura 1. Ubicación de las zonas de estudio

Con la selección de estos dos sitios se podrá establecer el comportamiento de las infiltraciones respecto a las características texturales de ambos suelos. Además, se pretende establecer el avance horizontal del frente de humedad. Esto permitirá estimar los aportes al acuífero.

## **1.6 Estructura de la Tesis**

Esta tesis se ha estructurado de la siguiente manera:

Después de este primer capítulo introductorio se encuentra los siguientes 4 capítulos.

El capítulo 2, Marco teórico el cual explicará los fundamentos en que se basa la tomografía eléctrica resistiva; pieza clave para el desarrollo de esta tesis. Así también se analizan los fundamentos de la infiltración.

El capítulo 3, Se explica la metodología implementada en el estudio de la tesis, las longitudes totales de cada línea de la tomografía eléctrica, así como las aperturas entre los electrodos de corriente y por qué se eligieron dichas aperturas.

El capítulo 4, Procesamiento de los datos, se aborda la inversión de datos resistivos y la descripción de los resultados obtenidos para los sitios elegidos.

En el capítulo 5, Se detalla las Conclusiones y recomendaciones del trabajo realizado.

# **2. CAPÍTULO 2: MARCO TEÓRICO**

## 2.1 Teoría de Infiltración

La infiltración es la penetración de agua dentro de los poros del suelo (Miyazaki, 1993). Este proceso es de gran importancia en el ciclo hidrológico por la recarga que pudiera llevarse a cabo al acuífero. La infiltración depende de ciertas características del terreno como las propiedades hidráulicas, el contenido inicial de agua, la pendiente del terreno, la porosidad, el contenido de humedad. (Essig, 2009; Pellicer, 2008).

El flujo de agua en suelos saturados se describe mediante la ley de Darcy (1856). La velocidad media del fluido,  $v_{wz}$  a través del medio poroso es proporcional al gradiente de carga hidráulica

$$v_{wz} = -K_z \frac{\partial h}{\partial z} \quad 1$$

Dónde:

$K_z$  = conductividad hidráulica respecto a la fase de agua en dirección z,

$\partial h / \partial z$  = gradiente hidráulico en la dirección z

La ley de Darcy asume una relación lineal entre el gradiente hidráulico y la velocidad media, lo cual resulta válido en condición de flujo laminar (Freeze y Cherry, 1979). El signo negativo de la ecuación (1) indica que el agua fluye en la dirección que disminuye la carga hidráulica total.

## 2.2 Tasa de Infiltración

Si se analiza la infiltración en un estanque, inicialmente en el perfil con suelo seco se tiene una tasa alta respecto al tiempo, posteriormente disminuye rápidamente y después más lentamente hasta que la tasa alcanza una velocidad casi constante (Fig. 1). En este proceso, el agua se redistribuye a través del perfil de suelo, desplazando el aire y llenando los poros. El gradiente hidráulico promedio, así como la tasa de infiltración, comienza a disminuir debido a que el agua se transmite a través de una zona húmeda de suelo. Esto aumenta la resistencia al flujo y disminuye la velocidad de infiltración (Tindall, 1999).

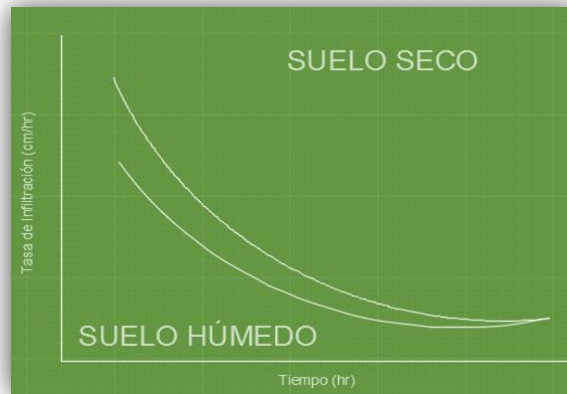


Figura 2. Tasa de Infiltración en suelos húmedos y secos (Miyasaki, 1993).

Las características del suelo tanto de entrada superficial como de transmisión que afectan la infiltración son: textura, estructura, materia orgánica, compactación, conductividad hidráulica, contenido de agua del suelo, distribución de tamaño de poro y contenido de arcilla (Tindall, 1999).

### 2.2.1 Distintas teorías de Infiltración

Existen varias ecuaciones de infiltración basadas en métodos empíricos o físicos.

#### 2.2.1.2 Métodos empíricos

Para los métodos empíricos se obtienen ecuaciones que se aproximan a la curva de infiltración (Fig. 1) considerando parámetros del proceso de infiltración y del suelo, entre las cuales se tienen:

La ecuación de Kostiakov.

$$i = Bt^{-n} \quad 2$$

La ecuación de Horton:

$$i = i_c + (i_0 - i_c)e^{-kt} \quad 3$$

Y la ecuación de Holtan:

$$i = i_c + a(M - I)^n \quad 4$$

Dónde:

$i$  =tasa de infiltración

$i_c$  = tasa de infiltración final

$i_0$  = tasa de infiltración inicial

$I$ =infiltración acumulada

$t$ = tiempo

$B, n, k, a, M$ = parámetros relacionados con las condiciones del suelo.

## 2.2.2 Métodos físicos

### 2.2.2.1 Green-Ampt

Esta ecuación formulada en 1911, para suelos que presentan un frente húmedo agudo relacionado a suelos que tienen poros uniformes y textura gruesa. Los siguientes supuestos para el modelo Green-Ampt permiten una solución analítica de la ecuación de infiltración:

1. El suelo se considera homogénea con respecto a las propiedades de retención y transmisión de agua.
2. Existe un frente húmedo distinta y precisamente definible.
3. El frente de humedad se mantiene constante a lo largo de la infiltración.
4. El suelo es uniformemente húmedo detrás del frente de humectación.

La ecuación de la tasa de infiltración está dada por:

$$i = K_s \frac{H_0 + H_f + L_f}{L_f} \quad 5$$

Dónde:

$K_s$ = Permeabilidad o conductividad hidráulica.

$H_0$  = Carga de presión en la superficie.

$H_f$ = Presión efectiva en la humectación frontal.

$L_f$ = Distancia desde la superficie de la tierra al frente de humedad.

El aumento en el contenido volumétrico de agua está dado por:  $\Delta\theta$  en la zona húmeda está definida por  $\theta_s - \theta_0$ , donde  $\theta_s$  es el contenido volumétrico de agua en la zona húmeda y  $\theta_0$  es el volumen inicial de agua. El valor de  $\Delta\theta$  está relacionada con la tasa de infiltración por la ecuación 6:

$$i = \frac{dI}{dt} = \Delta\theta \frac{dL_f}{dt} \quad 6$$

Si sustituimos la ecuación 5 en la 6 obtendremos:

$$\frac{K_s}{\Delta\theta} dt = \frac{L_f}{H_0 + H_f + L_f} dL_f \quad 7$$

Integrando la ecuación 7 se tiene:

$$\int_0^t \frac{K_s}{\Delta\theta} dt = \int_0^{L_f} \frac{L_f}{H_0 + H_f + L_f} dL_f \quad 8$$

Obteniendo:

$$\frac{K_s}{\Delta\theta} t = L_f - (H_0 - H_f) \ln\left(1 + \frac{L_f}{H_0 - H_f}\right) \quad 9$$

Sustituyendo 9 dentro de la integral de infiltración

$$I = L_f \Delta\theta \quad 10$$

Se obtiene la ecuación de Green-Ampt

$$I = K_s t + A \ln\left(1 + \frac{I}{A}\right) \quad 11$$

Si  $A = \Delta\theta(H_0 - H_f)$

### 2.2.2.2 Método de Phillip

Para la ecuación de flujo dimensional, el flujo horizontal en el suelo está dada por:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_1} \left( D \frac{\partial\theta}{\partial x_1} \right) \quad 12$$

Para el flujo vertical:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_2} \left( D \frac{\partial\theta}{\partial x_2} \right) - \frac{\partial K}{\partial x_2} \quad 13$$

Y para el flujo vertical hacia arriba:

$$\frac{\partial\theta}{\partial t} = \frac{\partial}{\partial x_3} \left( D \frac{\partial\theta}{\partial x_3} \right) + \frac{\partial K}{\partial x_3} \quad 14$$

Dónde:

$\theta$  = Contenido volumétrico de agua  
 $t$  = Tiempo  
 $x_1$  = Distancia horizontal  
 $x_2$  = Distancia vertical positivo hacia abajo  
 $x_3$  = Distancia vertical ascendente positivo  
 $K$  = Conductividad hidráulica no saturada  
 $D$  = Difusividad del agua del suelo

Las soluciones aproximadas de estas ecuaciones para suelo semi-infinito bajo condiciones iniciales:

$$\theta \begin{cases} \theta_i & t = 0, 0 \leq X_n \\ \theta_i & t < 0, \chi_n = +\infty \\ \theta_0 & t > 0, \chi_n = 0 \end{cases}$$

Hasta la fecha, las modificaciones de la solución de Philip a una variedad de condiciones se han desarrollado principalmente por el propio Philip. El concepto involucrado en la solución de Philip se introduce aquí en una forma específica (Miyasaki, 1993).

Usando una serie aproximada, Philip encontró una acumulación de la infiltración  $I$ , en una columna horizontal semi-infinita dada por:

$$I = St^{1/2} + (A_2 + K_0)t + \dots + A_m t^{m/2} \quad 15$$

Donde:

$S, A_2 + K_0$  Son funciones del contenido volumétrico de agua, Philip encontró una serie de potencias en  $t^{1/2}$  dado por las ecuaciones que convergen para todos excepto para  $t$  muy grande. Philip llama  $S$  a la capacidad de absorción o sortividad, que es una propiedad del medio. Para un suelo uniforme horizontal que tiene un frente de humedad agudo, la sortividad  $S$  es aproximadamente igual a:

$$S \approx \frac{(\theta_s - \theta_i)x}{t^{1/2}} \quad 16$$

Donde  $x$  es la distancia horizontal del frente de humedad,  $\theta_i$  es el contenido de agua inicial,  $\theta_s$  es la saturación del volumen de agua del frente de humedad, y  $t$  es el tiempo desde que el agua comienza a entrar a una columna (Tindall, 1999).

La tasa de infiltración horizontal  $i$  puede determinarse tomando la derivada de la ecuación 15.

$$i = \frac{dl}{dt} = \frac{1}{2} St^{-1/2} \quad 17$$

Donde solo el primer término de la ecuación 15 es significativo. Al igual que con otras ecuaciones de infiltración, el agua se transfiere a través de una zona húmeda que está aumentando continuamente de longitud.

## 2.3 Propiedades del suelo

La relación entre las partículas sólidas del suelo genera una serie de características en su conjunto. Algunas de estas son la textura, humedad y conductividad.

### 2.3.1 Textura del suelo

La textura del suelo influye en el transporte, almacenamiento y contenido de agua. La respuesta que pudiera dar un suelo cuando existe una reacción física o química está muy ligada con su textura. Como lo es la infiltración, que depende del contenido de arena, limo y arcilla en el suelo así será la respuesta del avance del agua dentro del suelo y la saturación del mismo (Badorreck et al., 2013; Coras, 2003). Los diámetros de partículas permiten establecer el tipo de textura o clase textural basados en el tamaño de grano (Tabla 1).

*Tabla 1. Tamaño de las partículas del suelo (Coras, 2003).*

Partículas	Diámetro en mm
Arena muy gruesa	2.00-1.00
Arena gruesa	1.00-0.50
Arena mediana	0.50-0.25
Arena fina	0.25-0.10
Arena muy fina	0.10-0.05
Limo grueso	0.05-0.020
Limo fino	0.020-0.0002
Arcilla	< 0.002

La textura del suelo se representa en porcentajes de cada clase textural (%), el cual indica la proporción relativa del tamaño de cada una de las partículas; esto es, de arena, limo y arcilla, que al combinarse generan las clases texturales. Las

proyecciones de cada porcentaje en el triángulo de textura (fig. 3) proporciona la clase textural.

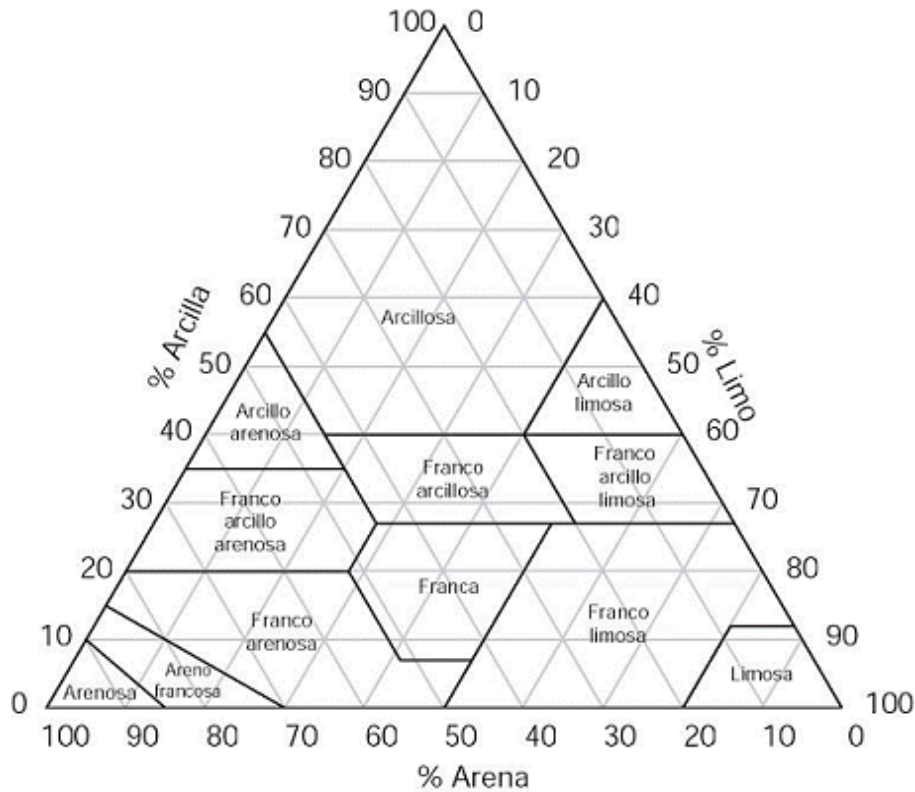


Figura 3: Triángulo de texturas (USDA, ANIO).

### 2.3.1.1 Método del hidrómetro

Para conocer la textura del suelo se utilizan diversos métodos, entre ellos tenemos el del hidrómetro que está basada en la ley de Stokes, (Coras 2003). La cual se basa en la caída de una esfera dentro de un fluido que está determinado por:

$$V = \frac{d^2(D_1 - D_2)g}{18C_v} \quad 19$$

Donde:

$V$  = Velocidad de caída de una partícula a través de un medio ( $cm/s$ )

$D_1$  = Peso específico del suelo o densidad de la partícula ( $2.65 g/cm^3$ )

$D_2$  = Peso específico donde se hace el estudio ( $g/cm^3$ )

$d$  = Diámetro de la partícula en  $cm$

$C_v$  = Viscosidad del líquido ( $g/cm \cdot s$ )

$g$  = Aceleración de la gravedad ( $cm/s^2$ )

Para completar la separación de las partículas se hace una suspensión del suelo en agua y se estima la proporción de partículas en cierta dimensión por su velocidad de caída, la ecuación para estimar el tiempo de asentamiento está dada por:

$$T = \frac{g}{2} \cdot \frac{h}{(D_1 - D_2)g \cdot r^2} \quad 20$$

Donde:

$T$  = Tiempo de asentamiento (s)

$r$  = Radio de la partícula

$h$  = Espacio que recorre una partícula en un tiempo (cm)

$g$  = Aceleración de la gravedad (cm/s<sup>2</sup>)

$D_1$  = Peso específico del suelo o densidad de la partícula (2.65 g/cm<sup>3</sup>)

$D_2$  = Peso específico donde se hace el estudio (g/cm<sup>3</sup>)

En el caso de limo y algunas arcillas, la velocidad de sedimentación es proporcional al cuadrado del diámetro de las partículas:

$$V = Kd^2 \quad 21$$

Donde:

$d$  = Diámetro de la partícula en cm

$K$  = Es una constante que depende de todos los factores de la ecuación 19.

### 2.3.2 Contenido de humedad

El contenido de humedad es la relación que existe entre el peso de agua contenida en la muestra en estado natural y el peso de la muestra después de ser secada en el horno. Se expresa en forma de porcentaje, puede variar desde cero cuando está perfectamente seco hasta un máximo determinado que no necesariamente es el 100%. Esta humedad condiciona, la dinámica del flujo de agua en el medio parcialmente saturado (Reyes, 1999).

La medida de este parámetro se obtiene del cociente de los pesos entre una muestra inalterada secada al horno a 110° C y la misma muestra en su condición natural de húmeda.

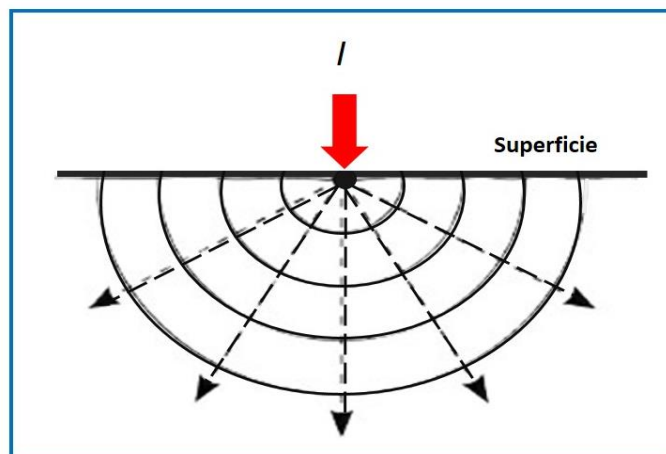
### 2.3.3 Conductividad

Indica la concentración total de componentes ionizados en las soluciones. La conductividad está relacionada con la suma de cationes que se determina químicamente y tiene correlación con los sólidos totales disueltos. La unidad de medición utilizada microSiemens/cm ( $\mu\text{S}/\text{cm}$ ). Para determinar la conductividad se requiere de una muestra de suelo disuelto en agua destilada y con la ayuda de un conductímetro se procede a realizar la medición siguiendo las instrucciones del fabricante.

### 2.4 Método eléctrico de prospección geofísica

El método geoelectrico o de prospección eléctrica consiste en emitir una corriente al terreno a través de un par de electrodos en forma simétrica respecto del punto de atribución y medir la diferencia de potencial a través de otro par de electrodos (Fig. 4). Así, es posible adquirir una distribución de resistividades del subsuelo (Reynolds, 1997; Orellana, 1982).

Para estudiar las corrientes eléctricas que circulan en el subsuelo es necesario emplear las leyes físicas. Para ello se inicia con una idea simple, que es considerar a la Tierra como un semiespacio homogéneo con una resistividad. Al inyectarse una corriente eléctrica en el subsuelo esta genera un campo eléctrico y para poderla medir será necesario emplear las ecuaciones de Maxwell que explican dicho fenómeno.



*Figura 4: Propagación de una corriente  $I$  inyectada en el terreno. Se marcan las superficies equipotenciales perpendiculares a las líneas de corriente (Loke, 2013).*

Considerando un flujo continuo de corriente en un medio isotrópico y homogéneo las ecuaciones de Maxwell se pueden enunciar como (Orellana, 1982):

$$\nabla \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad 22$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad 23$$

Donde:

$\vec{E}$  : Campo eléctrico

$\vec{H}$  : Campo magnético

$\vec{J}$  : Densidad de corriente eléctrica

$\vec{D}$  : Vector de desplazamiento

La corriente estacionaria de las ecuaciones anteriores se pueden describir como:

$$\nabla \times \vec{E} = 0 \quad 24$$

$$\nabla \times \vec{H} = \vec{J} \quad 25$$

Cuando el campo magnético es ignorado, entonces solo tendremos:

$$\nabla \times \vec{E} = 0 \quad 26$$

El campo electroestático puede ser descrito por el gradiente de un potencial eléctrico  $U$  :

$$\vec{E} = -\nabla U \quad 27$$

El flujo de la corriente en un medio se basa en el principio de la conservación de la carga y es expresado por la relación:

$$\text{div} \vec{J} = -\frac{\partial q}{\partial t} \quad 28$$

Donde  $\vec{J}$  es la corriente de densidad eléctrica [ $A/m^2$ ] y  $q$  es la densidad de carga eléctrica [ $C/m^3$ ]. Esta relación también se le conoce como ecuación de continuidad. Para corriente estacionaria se reduce a:

$$\text{div} \vec{J} = 0 \quad 29$$

Si  $\rho$  es la resistividad del medio dada en [ $\Omega \cdot m$ ], la densidad de corriente  $\vec{J}$  será la relación de la intensidad del campo eléctrico  $\vec{E}$  [V/m] y por la ley de Ohm tenemos:

$$J = \frac{1}{\rho} E = -\frac{1}{\rho} \text{grad}V \quad 30$$

Donde V es el potencial eléctrico [V].

Esta ecuación es fundamental en la prospección eléctrica de corriente directa. Si el medio es homogéneo,  $\rho$  es independiente de las coordenadas axiales, por lo que la ecuación (30) se reduce a:

$$\nabla^2 V = 0 \quad 31$$

Por lo que la distribución del potencial eléctrico para la corriente directa en un medio isotrópico y homogéneo satisface a la ecuación de Laplace.

Ahora supongamos que inducimos una corriente  $I$  en un medio homogéneo infinito en un punto  $P$  entonces el potencial en una distancia  $r$  de  $P$  será solamente una función de la ecuación de  $r$  por lo que la ecuación de Laplace se puede escribir como:

$$\frac{d^2V}{dr^2} + \frac{2}{r} \frac{dV}{dr} = 0 \quad 32$$

Una solución a esta ecuación será:

$$V = C_1 + \frac{C_2}{r} \quad 33$$

Como el potencial se considera cero a una distancia muy grande de la fuente, la integración es constante en  $C_1 = 0$ , como la superficie equipotencial es esférica, y las líneas del campo eléctrico así como las líneas de corriente son radiales. La densidad de corriente a una distancia  $r$  puede darse como:

$$J = -\frac{1}{\rho} \frac{\partial V}{\partial r} = \frac{1}{\rho} \frac{C_2}{r^2} \quad 34$$

Así el total de corriente fluido en la superficie esférica de radio  $r$  es:

$$4\pi r^2 J = \frac{4\pi}{\rho} C_2 \quad 35$$

Como esto es igual a  $I$  la corriente total introducida en  $P$ , la constante  $C_2$  está dada por:

$$C_2 = \frac{I\rho}{4\pi} \quad 36$$

Para un medio semi-infinito, la inyección de corriente a un terreno homogéneo será el total de la corriente de una superficie hemisférica de radio  $r$  que está dada por:

$$2\pi r^2 J = (2\pi / \rho) C_2 \quad 37$$

Donde la constante  $C_2$  es igual a:

$$C_2 = \frac{I\rho}{2\pi} \quad 38$$

De modo que el potencial en cualquier punto debido a una corriente inyectada en la superficie de un terreno homogéneo es:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \frac{1}{r} \quad 39$$

En la práctica, la inyección de una corriente dentro de un terreno, echa por dos electrodos, es decir una fuente y un receptor; y el potencial en cualquier punto debido a un arreglo dipolar es:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad 40$$

Donde  $r_1$  y  $r_2$  son las distancias de un punto  $P$  para la fuente y el receptor, respectivamente. En el caso de tener dos electrodos de corriente y dos de potencial, tomamos la ecuación (40) para tener la forma:

$$\Delta V = \left( \frac{I\rho}{2\pi r_1} - \frac{I\rho}{2\pi r_2} \right) - \left( \frac{I\rho}{2\pi r_3} - \frac{I\rho}{2\pi r_4} \right) \quad 41$$

Por lo que nos queda:

$$\Delta V = \frac{I\rho}{2\pi} \left( \frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4} \right) \quad 42$$

El subsuelo actúa como impedancia, de tal forma que, al variar la separación de los electrodos implicarán, por una parte abarcar un mayor volumen de terreno, lo que modificará la respuesta del flujo de corriente llamado resistividad aparente y, por

otra, una mayor profundidad de penetración de la corriente en el subsuelo, con aumento de la profundidad de investigación (Orellana, 1982).

$$\rho = \frac{2\pi V}{I} \left( \frac{1}{\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} - \frac{1}{r_3} + \frac{1}{r_4}} \right)$$

43

### 2.4.1 Dispositivos electródicos y resistividad aparente

La medición del potencial eléctrico se realiza por medio de un conjunto de electrodos que consta de cuatro electrodos. El arreglo de los electrodos sirve para hacer las mediciones del semiespacio homogéneo del subsuelo. En principio los 4 electrodos pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre el plano que representa la superficie del terreno. Generalmente dos de ellos C1 y C2 son los electrodos de corriente, P1 y P2 los electrodos de potencial, entre los cuales se mide la diferencia de potencial de la corriente inyectada por los electrodos de corriente (Fig. 5).

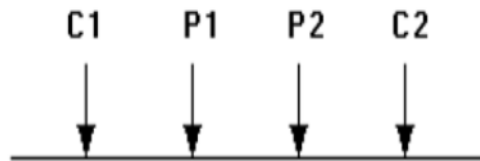


Figura 5. Representación de un arreglo electródico.

En cualquier dispositivo, si se sabe las distancias entre los electrodos y la intensidad  $I$  que pasa por los electrodos C1 y C2 y se mide la diferencia de potencial  $\Delta V$  medida entre P1 y P2, se puede calcular la resistividad aparente  $\rho$  con la fórmula:

$$\rho = K \frac{\Delta V}{I}$$

44

Donde  $K$  es un coeficiente que depende únicamente de la geometría del dispositivo electródico,  $I$  es la corriente inyectada a la tierra y  $\Delta V$  es la diferencia de potencial. Existen distintos arreglos que se le pueden dar a los electrodos, la elección del arreglo o modalidad será en base al estudio y a las condiciones que tenga el terreno. En el caso más general, los cuatro electrodos están en línea donde se inyecta corriente  $I$  por medio de los electrodos de corriente (C1 y C2) y se mide la diferencia de potencial  $\Delta V$  entre el par de electrodos (P1 y P2). Si el medio es

homogéneo la fórmula (44) nos dará la resistividad verdadera. Tomando la ecuación (42) y cambiando  $r$  por  $C1P1$ ,  $C2P1$ ,  $C1P2$ ,  $C2P2$  tenemos:

$$\Delta V = \frac{\rho I}{2\pi} \left\{ \frac{1}{C1P1} - \frac{1}{C2P1} - \frac{1}{C1P2} + \frac{1}{C2P2} \right\} \quad 45$$

Donde el coeficiente  $K$  será:

$$K = \frac{2\pi}{\left( \frac{1}{C1P1} - \frac{1}{C2P1} \right) - \left( \frac{1}{C1P2} - \frac{1}{C2P2} \right)} \quad 46$$

Donde  $K$  sigue siendo el factor geométrico, los cuatro electrodos pueden adquirir cualquier disposición geométrica sobre la superficie del terreno (Reynolds, 1997). Estos electrodos se les conocen como arreglo, dispositivos, modalidades o configuraciones.

Los dispositivos electródicos más usados para la obtención de Imágenes de resistividad eléctrica en 2D son (Fig. 6):

- Wenner
- Wenner-Schlumberger
- Dipolo-Dipolo
- Polo-Dipolo
- Polo-Polo

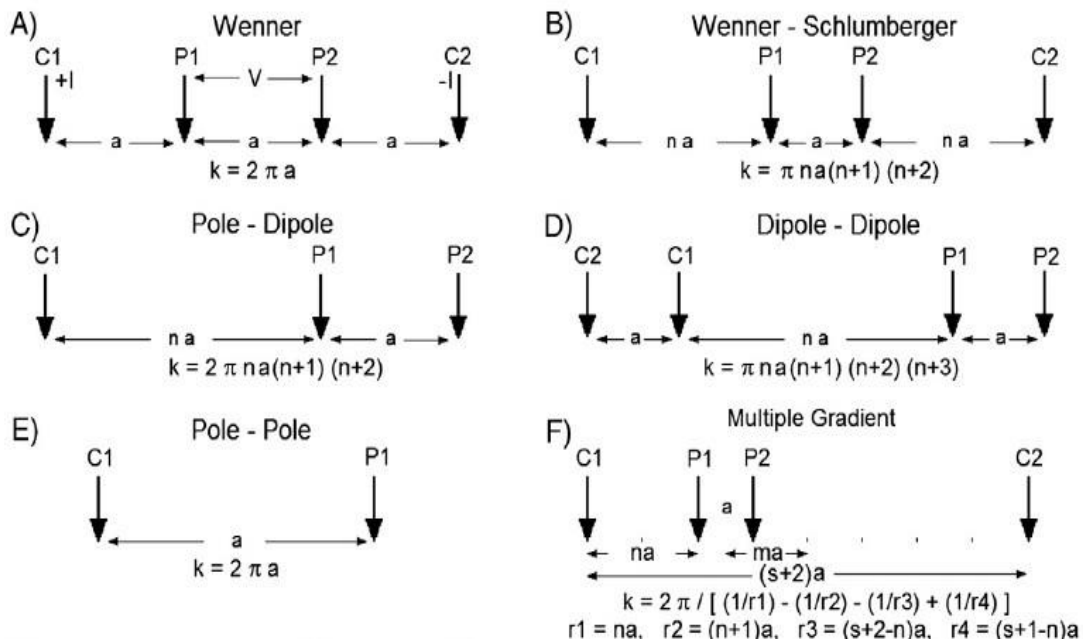


Figura 6. Modalidades utilizados en tomografía eléctrica 2D (Loke, 2013).

## 2.4.2 Propiedades eléctricas de los materiales

La resistividad eléctrica de los diferentes materiales como minerales, rocas, aguas y suelos ha sido determinada por diversos autores (Keller et al., 1966; Daniels et al., 1966; Telford, 1999). En la tabla 2, se puede observar que la resistividad de los minerales es muy alta si la comparamos con la de las rocas. Esto se debe a que la resistividad de los fluidos que rellenan los poros de la roca es menor.

Las rocas ígneas y metamórficas tienen valores de resistividad altos, esto depende del grado de fracturación de la roca, así como el agua contenida entre estas grietas. De este modo una roca perteneciente a este grupo puede tener una resistividad de 1000 ohm-m hasta  $10^6$  ohm-m, dependiendo de las condiciones en las que se encuentre la roca (roca húmeda o seca).

Las rocas sedimentarias por su origen poroso contienen agua con sales disueltas, que tienen valores bajos de resistividad comparados con las rocas ígneas y metamórficas. Estos intervalos de resistividad varían de 10 ohm-m hasta los 10000 ohm-m (Loke, 2004).

Mientras que los sedimentos no consolidados poseen valores de resistividad del orden de los 10 ohm-m hasta los 1000 ohm-m, estos valores estarán influenciados por la porosidad (si se considera que los poros están saturados) (Loke 2004).

En la exploración de agua subterránea con método eléctrico, los rangos de resistividad van de 1 ohm-m hasta los 100 ohm-m, dependiendo de la concentración de sales disueltas. Una baja resistividad ( $\sim 0.2$  ohm-m), estaría revelando la presencia de agua de mar ya que la alta salinidad en ella da como resultado bajas resistividades (Loke, 2004). Para estudios de intrusiones salinas este método de resistividad es el más utilizado (Franco et al., 2009).

En años recientes, la localización de plumas contaminantes en el subsuelo pueden ser exploradas con estos métodos, porque algunos contaminantes tienen resistividades que contrastan y pueden ser identificadas (Reyes et al., 2008).

Tabla 2. Resistividades de rocas, minerales, sedimentos, materiales y químicos (Tomado de Urbietta, 2009).

Rocas ígneas y metamórficas	Resistividad (Ω-m)	Rocas sedimentarias	Resistividad (Ω-m)
Granito	$5 \times 10^3 - 10^6$	Arenisca	$8 - 4 \times 10^3$
Granito alterado	1500-10000	Lutita	$20 - 2 \times 10^3$
Granito muy alterado	100-600	Caliza	$100 - 5 \times 10^3$
Basalto	$10 - 1.3 \times 10^7$	Caliza compacta	1000-5000
Andesita	$4.5 \times 10^4 - 1.7 \times 10^2$	Caliza blanda	100-300
Diorita	$10^5$	Caliza fracturada	500-1000
Gabro	$10^3 - 10^6$	Limonita	$50 - 10^7$
Sienita	$10^2 - 10^6$	Dolomita	$3.5 \times 10^2 - 5 \times 10^3$
Peridotita	$3 \times 10^3 - 6.5 \times 10^3$	Margas secas	$10^2$
Lavas	$10^2 - 5 \times 10^4$	Margas húmedas	10
Pizarras	$6 \times 10^2 - 4 \times 10^7$		
Mármol	$10^2 - 2.5 \times 10^8$		
Cuarcita	$10^2 - 2 \times 10^8$		
Aguas, sedimentos y suelos	Resistividad (Ω-m)	Químicos, minerales y materiales	Resistividad (Ω-m)
Arenas	30-500	Hierro	$9.74 \times 10^8$
Arenas finas	$10^3$	0.01M cloruro de potasio	0.708
Arenas secas	$10^3 - 10^4$	0.01M cloruro de sodio	0.843
Arena silíceas	200-3000	0.01M ácido acético	6.13
Arenas con agua dulce	50-500	Xileno	$6.998 \times 10^{16}$
Arenas con agua salada	0.5-5	Aluminio	$2.65 \times 10^{-8}$
Arena petrolífera	$4 - 2.2 \times 10^2$	Mercurio	$95.8 \times 10^{-8}$
Arcilla	1-100	Madera	$10^8 - 10^{11}$
Arcilla seca	30	Vidrio	$10^{10} - 10^{14}$
Arcilla húmeda	10	Ámbar	$5 \times 10^{14}$
Limos	10-200	Plata	$1.47 \times 10^{-8}$
Aluvión	10-800	Cobre	$1.70 \times 10^{-8}$
Gravas	$50 - 10^2$	Oro	$2.22 \times 10^{-8}$
Gravas húmedas	$10^2$	Acero	$20 \times 10^{-8}$
Gravas saturadas	$2 \times 10^3 - 10^4$	Platino	$11 \times 10^{-8}$
Conglomerado	$3 \times 10 - 10^{13}$	Tungsteno	$5.25 \times 10^{-8}$
Roca salada	$10 - 10^3$	Níquel	$6.40 \times 10^{-8}$
Aguas dulces superficiales	2-10	Estaño	$1.5 \times 10^{-8}$
Agua subterránea (no contaminada)	10-100	Plomo	$22 \times 10^{-8}$
Agua marina	0.2	Cromo	$13.2 \times 10^{-8}$
Agua de lagos salados	0.1-1	Calcopirita	$1.2 \times 10^{-5} - 0.3$
		Pirita	$2.9 \times 10^{-5} - 1.5$
		Pirrotita	$6.5 \times 10^{-6} - 5 \times 10^{-2}$
		Cinabrio	$2 \times 10^7$
		Galena	$3 \times 10^{-5} - 3 \times 10^2$
		Cobalto	$3.5 \times 10^{-4} - 10^{-1}$
		Bauxita	$2 \times 10^2 - 6 \times 10^3$
		Cuprita	$10^{-3} - 300$
		Cromita	$1 - 10^6$
		Hematita	$3.5 \times 10^{-3} - 10^7$
		Magnetita	$5 \times 10^{-3} - 5.7 \times 10^3$
		Cuarzo	$7.5 \times 10^{17}$
		Azufre	$10^{15}$

## 2.5 Tomografía eléctrica resistiva

La Tomografía eléctrica resistiva (TRE), es una técnica que permite observar imágenes de las resistividades del subsuelo en 2D. Una ventaja de este método es que se considera como una técnica no invasiva que permite definir las características del subsuelo, pudiendo mapear las estructuras de los horizontes sin destruir el objeto de estudio (Weinzettel, 2009; Rucker, 2010).

La medida de la resistividad con esta técnica se realiza, normalmente con un dispositivo de cuatro electrodos. Los dispositivos actuales, para optimizar el proceso de obtención de datos, utilizan una batería de electrodos, colocados en línea, con una distancia inter-electródica constante  $a$ . Siempre se utilizan 4 electrodos y la separación entre los electrodos por cada nivel determina la profundidad de investigación. También se inyecta la corriente eléctrica al subsuelo por medio de los electrodos que se denominan C1 y C2, y el potencial generado se mide en los electrodos de potencial cuya nomenclatura es usualmente P1 y P2 (Fig. 7).

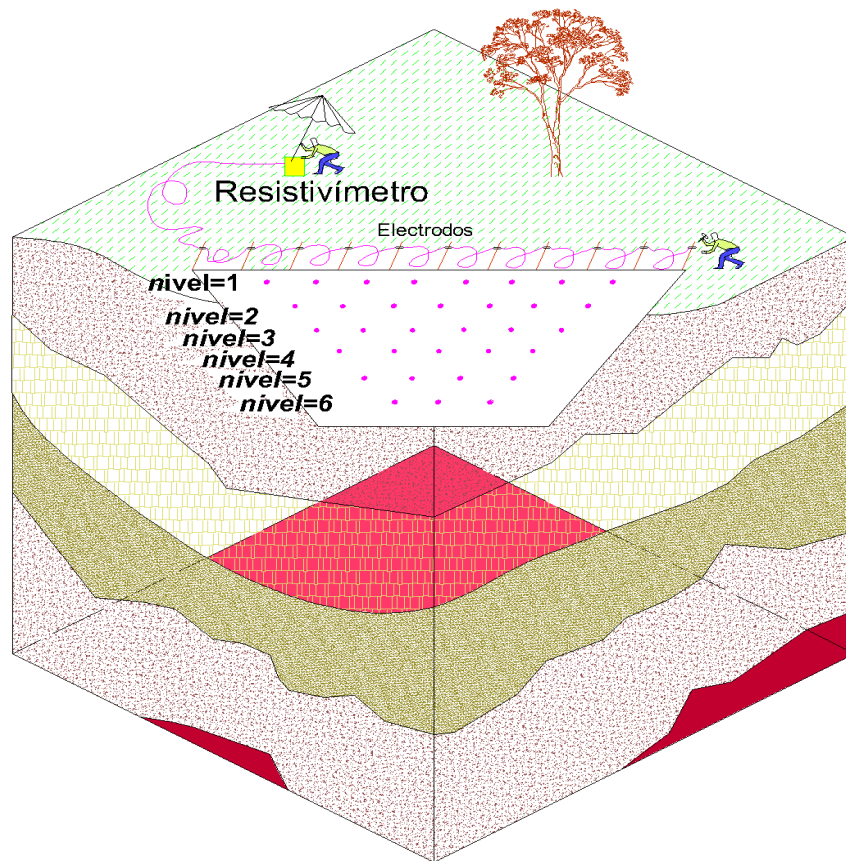


Figura 7. Esquema del funcionamiento de la tomografía eléctrica en 2D.

El valor de resistividad obtenido se denomina resistividad aparente " $\rho_a$ " (Ecuación 44), que se asigna al punto medio del arreglo y a una profundidad proporcional a la apertura del arreglo. La denominación de resistividad aparente se debe a que es una resistividad relacionada al conjunto de resistividades de todo el semiespacio por donde circula la corriente eléctrica. Esto es, como un promedio de las resistividades de los diferentes materiales que componen el semiespacio. Con estos datos se construye una pseudosección de resistividades aparentes, donde a cada valor de  $\rho_a$  se le gráfica como si fuera la resistividad verdadera y con una profundidad proporcional al espaciamento  $a$  entre los electrodos (Edwards, 1977).

La pseudosección da una idea aproximada de la distribución de resistividad del subsuelo. Sin embargo esta es una visión deformada del subsuelo, porque la forma de los contornos depende del tipo de arreglo o configuración electródica utilizada, así como también, de la resistividad del subsuelo (Figura 8). Una equivocación común es tratar de usar la pseudosección como una imagen final de la resistividad verdadera del subsuelo (Urbieta, 2009). Como se muestra en la figura 6 las diferentes configuraciones utilizadas para una misma zona pueden dar origen a representaciones gráficas o pseudosecciones muy diferentes. Esta figura también da una idea de la cobertura de datos que pueden obtenerse con diferentes arreglos; nótese que el conjunto Polo-Polo da una cobertura horizontal más amplia, mientras la cobertura obtenida por el arreglo Wenner disminuye mucho más rápidamente con el aumento del espaciado de electrodos.

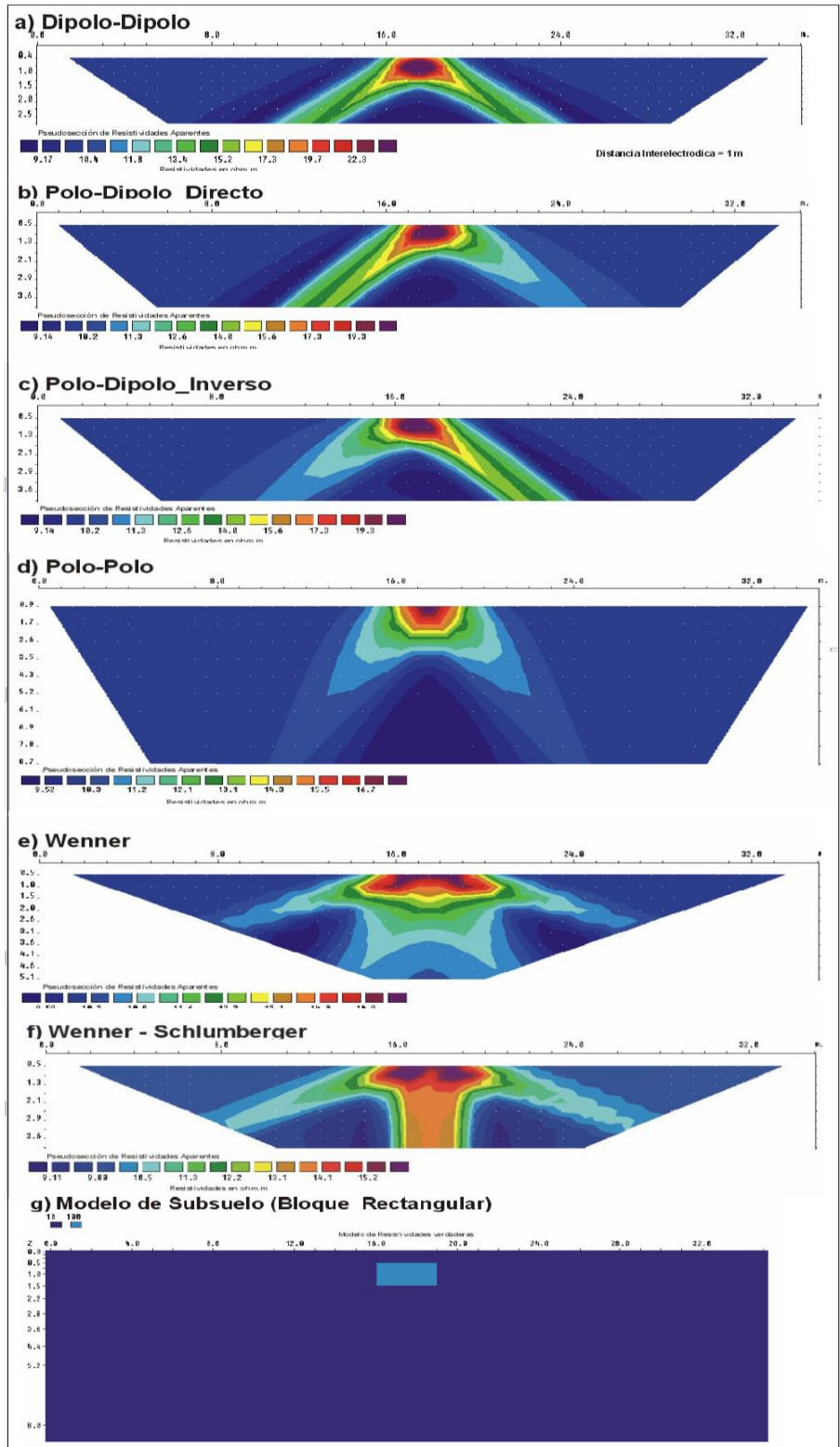


Figura 8. Pseudosecciones de valores de resistividad de diferentes dispositivos sobre un bloque rectangular.

### 2.5.1 Ventajas y desventajas de los diferentes arreglos de electrodos.

Loke (2004), realizó una guía donde plantea las características de cada arreglo electródico y las consideraciones a tomar en cuenta antes de implementar la medición de la TRE, estas son:

- Profundidad de investigación
- Sensitividad
- Cobertura de la señal/ruido

Dichas características dependen no solo del arreglo a utilizar, sino del objetivo que se pretende alcanzar.

#### 2.5.1.1 Profundidad de investigación

En la figura 9 se muestra la profundidad media de investigación para los diferentes arreglos; esto da una idea de la profundidad a la que se puede llegar con un arreglo en particular.

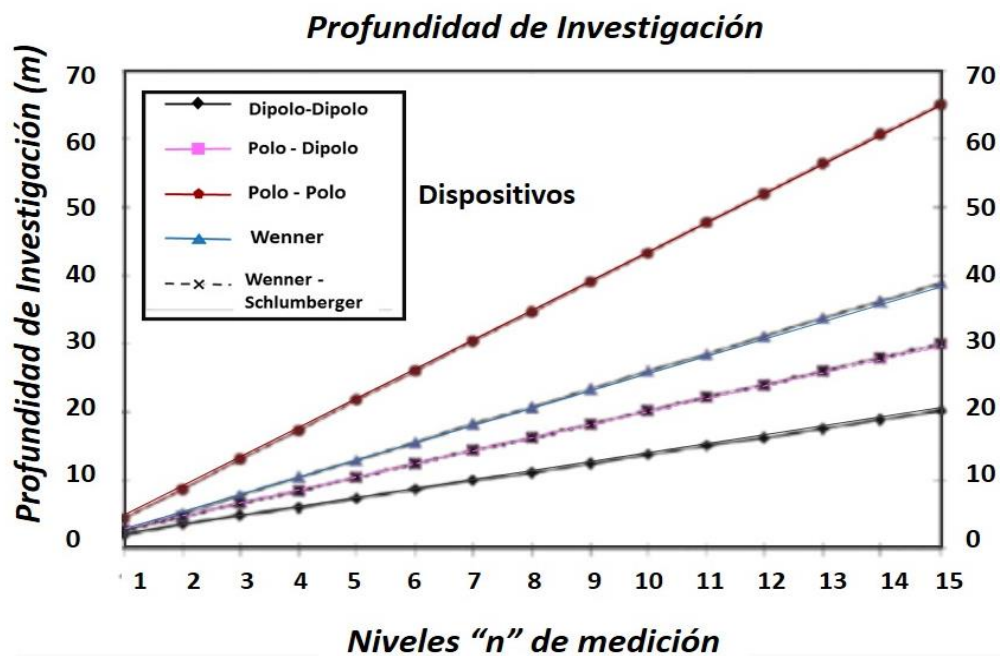


Figura 9. Profundidad media de investigación para los diferentes arreglos, sobre un medio de resistividad homogéneo, obtenidas para una distancia de cinco metros y diferentes niveles de medición.

Dichas profundidades son válidas para un modelo homogéneo del terreno. Si hay grandes contrastes de resistividad cerca de la superficie, la profundidad real de investigación podría ser diferente.

### 2.5.1.2 Sensitividad

El concepto de sensibilidad está relacionado con la información obtenida de las mediciones de resistividad. La sensibilidad muestra el cambio de resistividad de una sección del subsuelo y como este cambio influirá en la medida del potencial. Si se tienen valores altos de sensibilidad, mayor es la influencia de la región del subsuelo sobre la medida, por lo que es más confiable el modelo de resistividad (Urbietá, 2009). En general, los bloques cerca de la superficie a menudo tienen valores muy grandes de resistividad debido a que la función de sensibilidad tiene valores muy grandes cerca de los electrodos.

La función de sensibilidad se presenta en la siguiente ecuación:

$$F_{2D}(x, z) = \frac{1}{4\pi^2} \int_{-\infty}^{+\infty} \frac{x(x-a) + y^2 + z^2}{[x^2 + y^2 + z^2]^{1.5} [(x-a)^2 + y^2 + z^2]^{1.5}} dy \quad 47$$

Una solución analítica posible a la integral anterior está propuesta por Loke y Barker (1995)

$$F_{2D}(x, z) = \frac{2}{\alpha\beta^2} \left[ \frac{\alpha^2 E(k) - \beta^2 K(k)}{(\alpha^2 - \beta^2)} - \frac{\gamma [(\alpha^2 + \beta^2)E(k) - 2\beta^2 K(k)]}{(\alpha^2 - \beta^2)^2} \right] \quad 48$$

Donde:

$$k = \frac{(\alpha^2 - \beta^2)^{0.5}}{\alpha}$$

Para

$$x > 0.5a,$$

$$\alpha^2 = x^2 + z^2, \beta^2 = (x-a)^2 + z^2, \gamma = xa$$

Para

$$x < 0.5a,$$

$$\beta^2 = x^2 + z^2, \alpha^2 = (x-a)^2 + z^2, \gamma = a(x-a)$$

Y para

$$x = 0.5a,$$

$$F_{2D}(x, z) = \pi \left[ \frac{1}{2\alpha^3} - \frac{3a^2}{16\alpha^5} \right], \text{ con } \alpha = 0.25a^2 + z^2$$

### 2.5.1.3 Cobertura de la Relación Señal /Ruido.

La relación señal/ruido está estrechamente relacionada con el valor de la constante  $K$  de cada dispositivo y para el mismo modelo de subsuelo, o sea, que a mayor valor de  $K$  menor será la señal de potencial medido y viceversa. En otras palabras, la señal es inversamente proporcional al factor geométrico usado para calcular el valor de resistividad aparente (Urbietta 2008).

Las diferentes orientaciones de heterogeneidad pueden ser verticales, tales como: diques, cavidades, flujo preferencial, u horizontal tales como capas sedimentarias.

La cobertura de datos horizontal está relacionada con la configuración de electrodos. La intensidad de la señal está relacionada con la señal de respuesta conjunta de la medición. Es inversamente proporcional al factor geométrica  $K$  y es un factor importante en las mediciones que se realizan en áreas con alto ruido de fondo.

Todas las modalidades tienen diferentes tipos de ventajas y limitaciones específicas. La elección de la configuración de electrodos depende entonces del tipo de heterogeneidad y también del nivel de ruido de fondo; de este modo, es muy importante que sea tomada en cuenta. En la tabla 3 se muestran las principales ventajas y características de algunas modalidades anteriormente explicadas. Para Samouëlian (2005), la elección del dispositivo a emplear en la medición de la TRE debe analizarse dependiendo del objetivo que se pretende alcanzar.

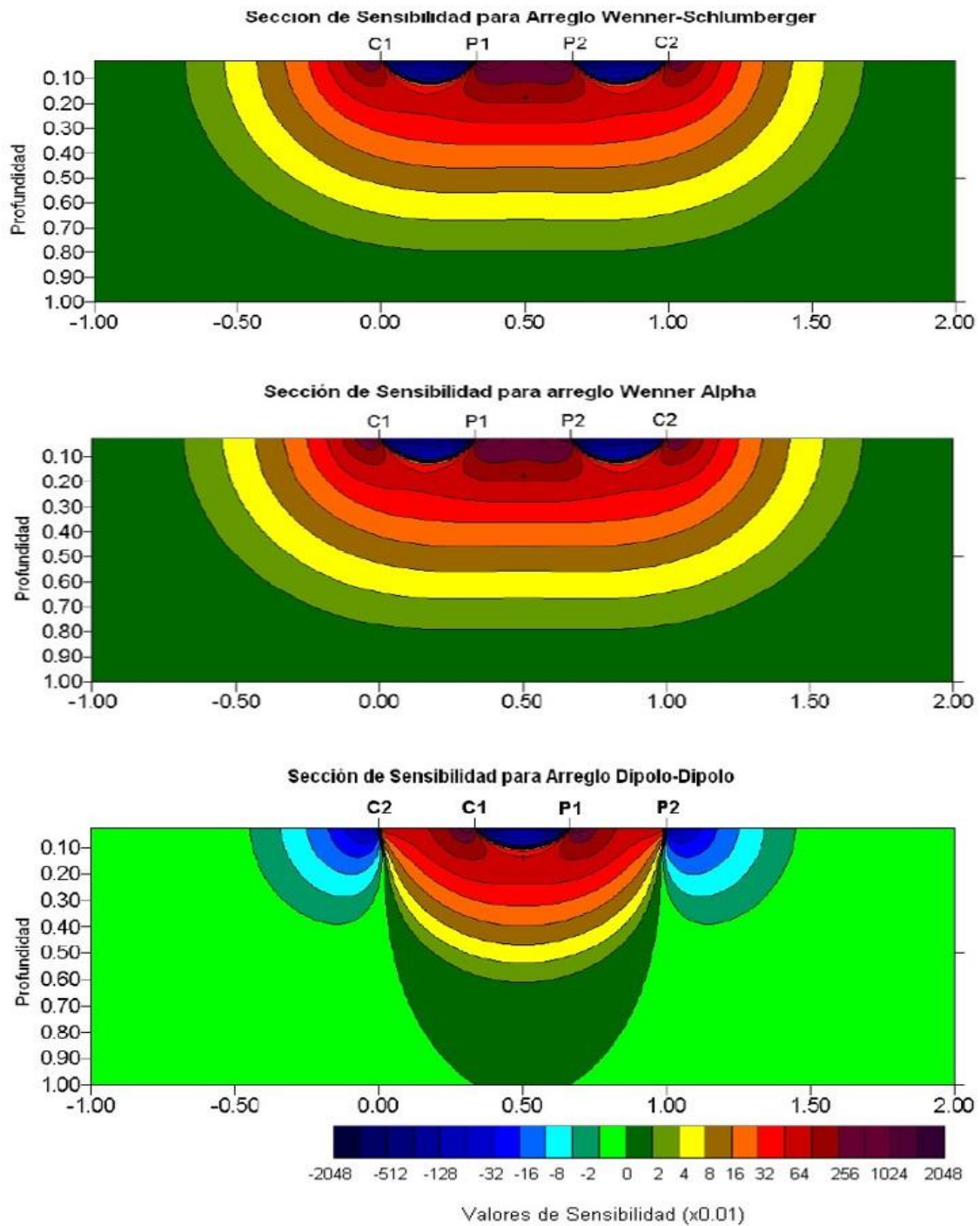


Figura 10. Sensibilidad de diferentes modalidades.

Tabla 3. Principales características de los diferentes dispositivos. Modificado de Samouëlian (2005).

Características de dispositivos en 2D		Wenner	Wenner-Schlumberger	Dipolo-Dipolo	Polo-Polo	Polo-Dipolo
Sensitivo estructuras horizontales	a	Muy bueno	Regular	Regular	Regular	Regular
Sensitivo estructuras verticales	a	Deficiente	Regular	Muy bueno	Regular	Deficiente
Profundidad de investigación	de	Deficiente	Regular	Bueno	Muy bueno	Bueno
Cobertura de datos		Deficiente	Regular	Bueno	Muy bueno	Bueno
Intensidad de la señal	de la	Muy bueno	Bueno	Deficiente	Muy bueno	Regular
Ideal para estudios		Acuíferos y cavidades	Cavernas y fallas	Fallas, diques, cavernas y acuíferos	Arqueología	Arqueología y en 3D

### 2.5.2 Tomografía en lapsos de tiempo

El propósito de la TRE en lapsos de tiempo es realizar mediciones en diferentes periodos, ya sea con diferencia de horas, días, meses o años. La única condición es que sea siempre en el mismo sitio de estudio para poder hacer una correlación de los datos y comparar los resultados obtenidos en las diferentes etapas de medición. El estudio de infiltración puede analizarse con TRE ya que es posible identificar la penetración de agua al suelo, y con el fin de caracterizar el avance de las infiltraciones de agua al subsuelo se utilizan las mediciones en lapsos de tiempo. De este modo, diversas mediciones realizadas en el mismo sitio de estudio en diferentes momentos permite conocer el desarrollo de la infiltración (Gunn et al., 2009; Brunet et al., 2010; Boucher et al., 2014). Es aquí donde los estudios geofísicos son una herramienta de vigilancia para definir distintas variables hidrológicas como la conductividad hidráulica o la velocidad de un frente de humedad en movimiento durante la infiltración, una vez obtenido y analizado los datos pueden realizarse estimaciones de la conductividad hidráulica (Rucker, 2009).

Dichas mediciones se realizan desde tiempo cortos (de minutos u horas) hasta tiempos mayores (de días, semanas o meses).

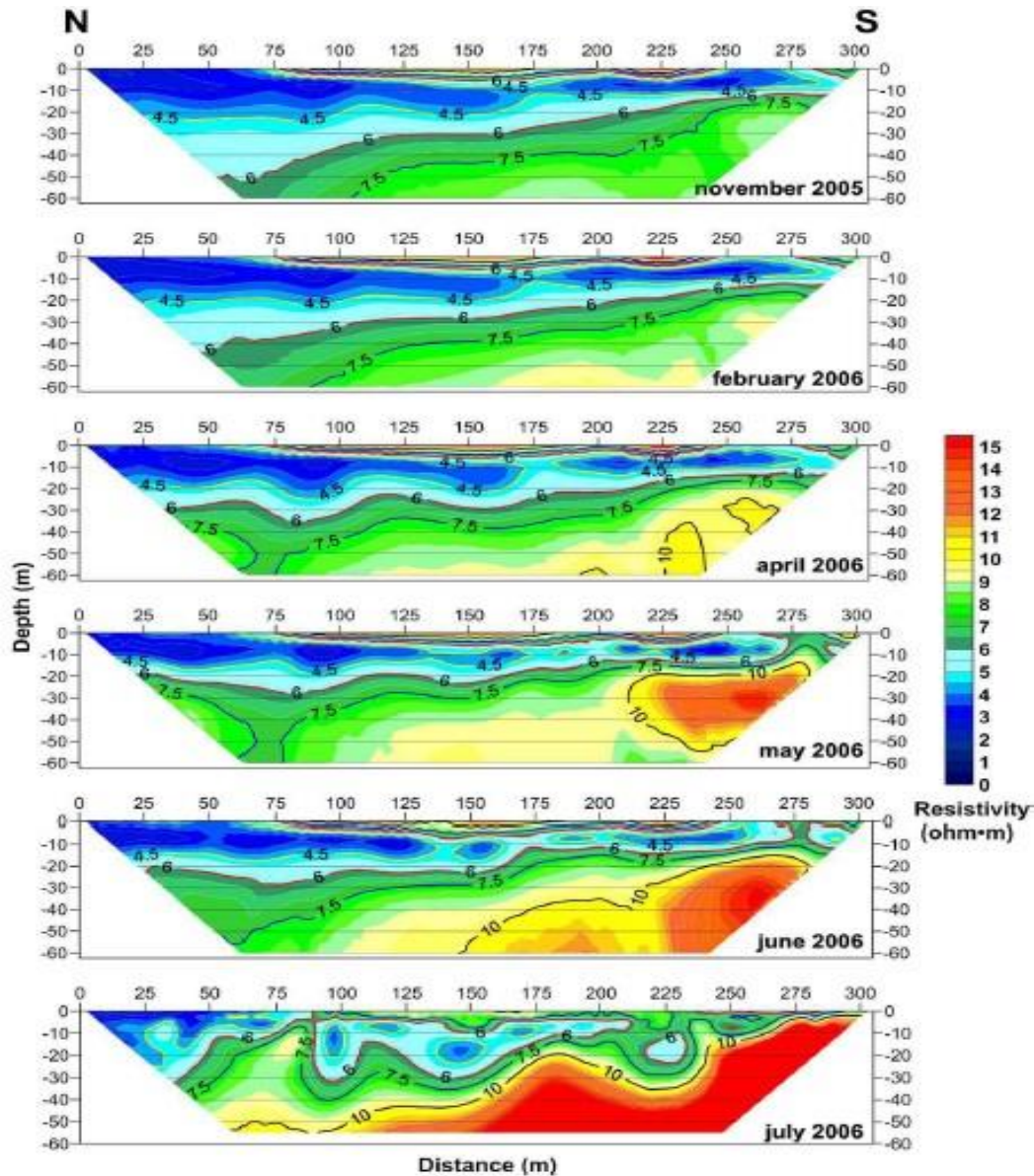


Figura 11. Ejemplo de una tomografía en lapsos de tiempo. Tomado de Franco (2009).  
Se muestra la evolución de una intrusión salina entre los meses de noviembre y julio.

Las mediciones de tomografía eléctrica resistiva a diferentes lapsos de tiempo han ayudado a algunos autores a realizar modelos y predicciones del flujo de agua (Kuroda et al., 2009; Musgrave et al., 2011; Boaga et al., 2013). Otros autores han efectuado estudios de infiltración con diferentes entradas de agua como agua de

lluvia, aspersión o inundación (Brunet et al., 2010); otros estudios han servido para la detección de suelo agrietado a escalas relativamente pequeñas (Samouelian et al., 2004) y capas de agricultura para la labranza (Basso et al., 2010).

La tomografía eléctrica resistiva no solo sirve para mediciones a gran escala como la mostrada en la fig. 11 sino que también para estudiar pequeños cambios de resistividad como se observa en la fig. 12, donde se observa la aplicación de lapsos de tiempo en un sembradío a pequeñas profundidades y con una distancia de 6 m.

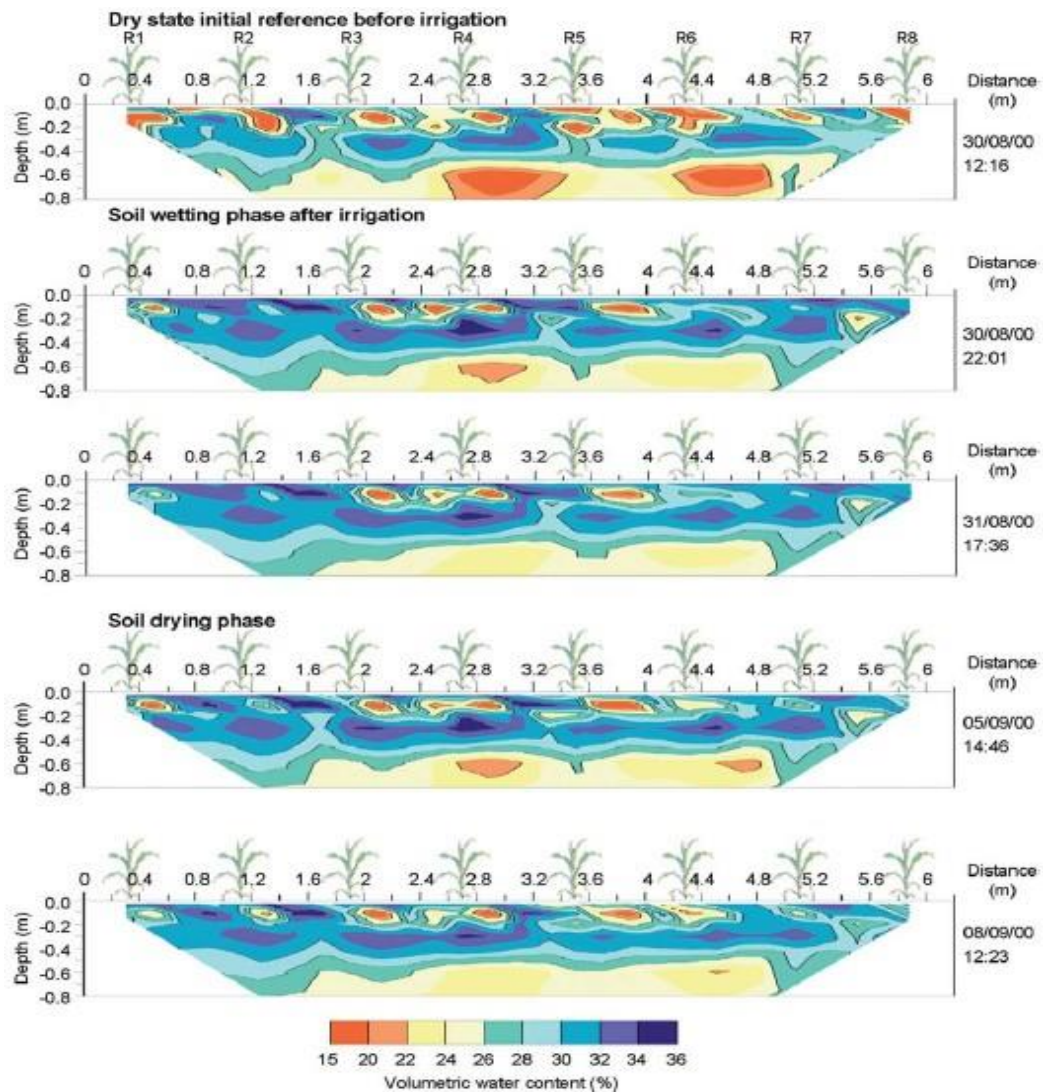


Figura 12. Tomografía eléctrica medida en días. Tomado de Michot (2003). Se muestra el avance de humedad de un sembradío con un suelo seco inicial hasta la fase de secado.

## 2.6 Fundamentos de la Teoría de Inversión

La inversión de datos consiste en dar una respuesta cuantitativa de los datos obtenidos. Esta proporcionará un modelo de resistividades reales estimado a partir de la sección de resistividades aparentes. Un modelo es una representación matemática idealizada de una sección de la tierra, los parámetros del modelo son cantidades físicas que se obtienen de los datos observados (Menke, 1989).

### 2.6.1 Modelo 2D

En este modelo se consideran variaciones en los valores de resistividad del subsuelo tanto en profundidad como en una de las direcciones laterales. Para calcular el potencial eléctrico en la superficie, dada una distribución de resistividades, el problema se resuelve con dos métodos: diferencias finitas (Loke, 1996), y elementos finitos. Cada uno de estos métodos afronta la solución del problema directo de modo distinto, utilizando principios físicos y herramientas de cálculo numérico distintos. Además se utilizan modelos de distribuciones de resistividades bidimensionales diferentes. El modelado 2D por el método de diferencias finitas (Loke, 1995) requiere la división o discretización del subsuelo en bloques rectangulares, utilizando una rejilla rectangular, en la cual cada bloque posee una resistividad constante (Figura 13).

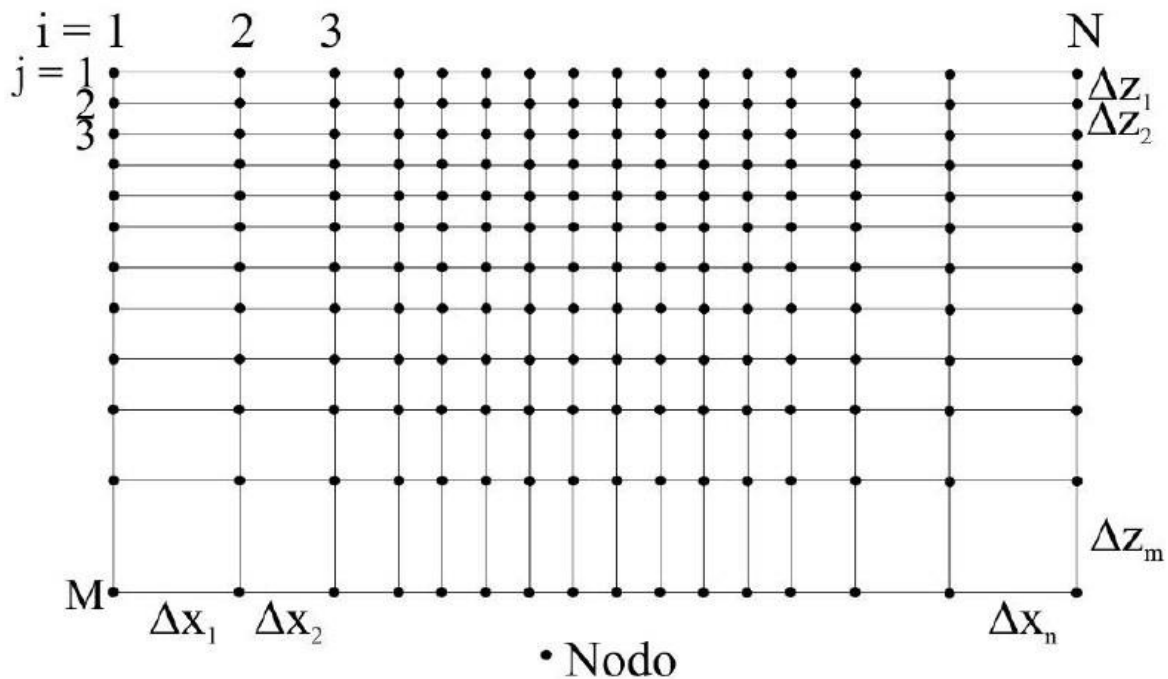


Figura 13. Subespacio dividido en celdas rectangulares de resistividad constante.

El método de diferencias finitas determina el potencial en los nodos de la rejilla rectangular y por lo tanto se pueden obtener los valores de resistividad aparente a lo largo del perfil determinado por la rejilla. Destacando que no se pueden obtener valores de resistividad aparente a lo largo de una dirección diferente a la definida por la rejilla. Si la rejilla es lo suficientemente fina la distancia entre  $i$  y  $j$  es pequeña comparada con la longitud del perfil, y se pueden modelar estructuras geológicas complejas. Para la técnica de elementos finitos también se discretiza el subsuelo en elementos de resistividad constante pero éstos no tienen por qué ser rectángulos. Se obtienen los potenciales en los nodos de la rejilla y a partir de éstos los valores de resistividad aparente a lo largo del perfil.

### **2.6.2 Teoría de Inversión**

Para el caso de la TRE se busca la obtención de un modelo que puede ser en 2D y 3D. Este involucra todos los datos de la sección a profundidad donde cada valor de resistividad aparente es graficado como si fuera la resistividad verdadera de un punto que se localiza a una profundidad proporcional al espaciamiento de los electrodos. La configuración preliminar de los datos proporciona una imagen aproximada de la distribución de la resistividad.

El modelo es un conjunto de parámetros relacionados entre sí a través de una regla de correspondencia definida. Estos parámetros describirán el comportamiento del modelo, en este caso un fenómeno físico, que es la corriente eléctrica en el subsuelo y su propiedad física asociada, la resistividad eléctrica del terreno. Con los parámetros se puede predecir la conducta del fenómeno en estudio, en función de variables independientes. Mientras que los datos, serán las medidas físicas de interés del fenómeno.

Los datos en el caso de un problema directo, se calcularán por medio de los parámetros ya conocidos del modelo y las variables independientes, ya que este predice resultados cuando la geología y la física del medio son conocidas. A partir de la distribución de las resistividades del subsuelo, se calcula la resistividad aparente en superficie para una configuración en particular (Urbietta, 2009), de un modelo de capas. Caso contrario, en el problema inverso, ya que se construye un modelo del subsuelo a partir de los datos obtenidos en campo. Es decir serán las mediciones realizadas con las que se buscará calcular los valores de resistividad reales del subsuelo.

Para estudiar la teoría de inversión, es importante tener tres conceptos básicos bien definidos. Para comenzar, el modelo es un conjunto de parámetros relacionados

entre sí a través de una regla de correspondencia definida. Estos parámetros describirán el comportamiento del modelo, en nuestro caso un fenómeno físico. Con los parámetros se puede predecir la conducta del fenómeno en estudio, en función de variables independientes. Mientras que los datos, serán las medidas físicas de interés del fenómeno. Los datos en el caso de un problema directo, se calcularán por medio de los parámetros ya conocidos del modelo y las variables independientes. Caso contrario, en un problema inverso, los datos serán las mediciones realizadas con las que se buscará calcular los parámetros necesarios para describir el modelo.

Considerando  $S$  como un sistema físico en estudio, el procedimiento científico para estudiar este sistema físico según Tarantola (2002), se puede dividir en:

### 1. Parametrización del sistema

Consiste en obtener un conjunto mínimo de parámetros del modelo, cuyos valores lleguen a caracterizar el sistema en estudio. Los parámetros del modelo son escogidos para describir lo mejor que se pueda lo esencial del proceso que se está estudiando.

### 2. Modelo directo

En este paso se buscará comprender y obtener las leyes físicas que rigen el sistema, para poder así determinar los valores de los parámetros del modelo. De esta manera se podrán hacer predicciones a partir de los resultados de las mediciones de ciertos parámetros observables.

### 3. Modelo Inverso

En este caso, se utilizan los resultados observados, para inferir los valores que deben tener los parámetros del modelo en estudio. Y llegar así a obtener esos resultados, con un margen de error aceptable.

Si se considera un vector  $d$  de longitud  $N$  como los datos del problema, ya sean obtenidos o medidos, y un vector  $m$  de longitud  $M$  como los parámetros del modelo, se pueden llegar a presentar dos casos. El primer caso se trata de un problema directo, en donde conocerá de antemano los parámetros del modelo  $m$ , y lo que se busca será calcular los valores de dichos parámetros del modelo conocido  $d$ , como se muestra en la ecuación 49.

$$d = f(m) \tag{49}$$

Por otro lado, como se mencionó antes, en el caso de un problema inverso, se buscará obtener los parámetros  $m$  del modelo, a través de la información que proporciona los datos  $d$  ya conocidos. Caso que se ejemplifica con la ecuación 50.

$$m = F(d) \quad (50)$$

En la mayoría de los estudios de fenómenos físicos, los datos y los parámetros del modelo no se encuentran relacionados de forma tan sencilla. Generalmente se pueden describir con más ecuaciones implícitas, como se ejemplifica a continuación,

$$\begin{aligned} f_1(d,m) &= 0 \\ f_2(d,m) &= 0 \\ &\dots \\ (d,m) &= 0 \end{aligned} \quad (51)$$

Estas ecuaciones pueden ser resumidas con la forma de una ecuación vector, la cual describiría de forma compactada cómo los datos y los parámetros del modelo están relacionados entre sí; como se muestra en la ecuación 52.

$$f(d) = \Delta 0 \quad (52)$$

### 2.6.3 Modelo Directo

Para afrontar el problema directo se debe tener en cuenta que este consiste en hallar una expresión para la diferencia de potencial entre cualquier par de puntos en el espacio como una función de la distribución de resistividades del medio, de la configuración utilizada y de la corriente de entrada. A partir de los valores de potencial calculados se obtienen los de resistividad aparente.

Con un problema de modelado directo, resulta posible estimar valores de resistividad aparente para un semiespacio considerado isótropo, y así obtener una idea de los datos que se podrían obtener en campo.

$$\Delta^2 U(r^{\rightarrow}) = -I\rho\delta(r^{\rightarrow}) \quad (53)$$

donde  $\delta(r^{\rightarrow}) = \delta(x'+y'+z')$ , es posible deducir valores de potencial, a partir de la corriente de entrada, la resistividad del medio y la configuración de los electrodos. Ya obtenidos los valores de potencial, se procede a obtener valores de resistividad aparente. En este caso, resulta necesario utilizar métodos numéricos para obtener una solución a este procedimiento, en donde se represente el problema como una región discretizada con nodos. Además, es necesario proponer una solución inicial sobre la distribución de la resistividad. Los métodos más utilizados para calcular valores de resistividad aparente a partir de un modelo de resistividad son

Diferencias Finitas, y Elemento Finito; ya que estos métodos permiten considerar variaciones entre nodo y nodo, en todas las direcciones. El método de Diferencias Finitas resulta más simple en operación, así computacionalmente más eficiente, en especial para arreglos electródicos regulares. Por otro lado, el método de Elemento Finito se recomienda para arreglos electródicos irregulares ya que resulta ser más flexible en la discretización del medio.

Al realizar una Tomografía de Resistividad Eléctrica, ya sea en 2D o en 3D, en un problema de modelado directo, la distribución de la resistividad en el semiespacio ya está especificada. Con esta información se podrá calcular la resistividad aparente que se mediría sobre cierta estructura geológica que se desea prospectar. Si se cuenta con este proceso antes de las visitas a campo, permitiría elegir el tipo de arreglo electródico más conveniente, así como el tipo de secuencia de lectura a utilizar.

#### **2.6.4 Modelo Inverso**

En este caso los valores de resistividad aparente que se obtuvieron en las distintas mediciones de campo o sintéticas constituyen datos y lo que se desea obtener es la distribución de resistividades del subsuelo que se generaron con dichos valores. El problema inverso permite obtener un modelo de la distribución de resistividades del subsuelo a partir de los valores de resistividad aparente medidos en el campo. Las ecuaciones que definen al problema inverso son las mismas que las del problema directo (Loke, 2004). Para este problema se debe resolver en forma iterativa. La resolución del problema inverso requiere la elección a priori del tipo de modelo del subsuelo con el que se va a trabajar, 1D, 2D o 3D según resulte conveniente. Debido a que los valores de resistividad aparente tienen imprecisiones y/o ambigüedades inherentes al proceso de medición, el modelo obtenido no debería reproducir en forma exacta los valores de resistividades aparentes medidas sino dentro de un determinado rango de error. La diferencia entre los valores de resistividad aparente con el modelo calculado y los obtenidos en el campo se denomina desajuste o discrepancia. Para que el modelo obtenido sea realista, el desajuste debe ser del orden de los errores de medición. Adoptar en la inversión un desajuste muy pequeño, puede resultar en estructuras sin sentido físico que son una manifestación del ruido de la medición. Por otro lado, si el desajuste es muy grande se puede perder información de la estructura interna del subsuelo.

El problema inverso tiene como fundamento el concepto de que los parámetros del modelo y los datos están relacionados de alguna manera, llamándose esta

relación modelo cuantitativo. Se busca que dicho modelo obtenga una respuesta lo más parecido a los valores reales medidos, bajo ciertas restricciones.

Como primer paso, las resistividades aparentes obtenidas a través del modelo directo, se utilizan para crear un modelo inicial de resistividades. Este modelo consiste en celdas o bloques de resistividad aparente, con lo que se podrá discretizar así la región de estudio. El número de bloques o celdas será igual al número de datos de resistividad aparente medidos, los cuales se ubicarán a profundidad en función de su profundidad media de investigación.

Los problemas inversos no tiene solución única sino que hay infinitos modelos que pueden reproducir los datos en forma adecuada. Debido a esto se le indica al algoritmo de inversión que seleccione un modelo particular de todos los posibles, es decir, que el modelo posea características específicas. De esta forma se logra una gran flexibilidad para generar diversos modelos y es posible incorporar información adicional acerca de la distribución de resistividades del medio y generar un modelo acorde con esa información.

Al conjunto de parámetros que describe una región discretizada de resistividades aparentes, se suele expresar como vector  $m \vec{}$ . Generalmente este vector expresa los logaritmos de las resistividades aparentes calculadas, como se indica en la ecuación 54.

$$m_j \vec{=} \log \rho_{appj} \quad (54)$$

donde  $j=\{1, \dots, M\}$ ; y M es el número de parámetros.

De forma similar, los valores de resistividad aparente medidos en campo suelen expresarse por medio de sus logaritmos como

$$d_i \vec{=} \log \rho_{appj} \quad (55)$$

donde  $i=\{1, \dots, N\}$ ; y N es el número de datos medidos en campo.

Lo que se busca en el proceso de inversión, es determinar qué conjunto de parámetros  $m \vec{}$  se asemejan de forma más exacta al vector  $d \vec{}$ . Para ello se utiliza una función objetivo, con la cual se podrá obtener el desajuste de los valores de resistividad aparente obtenidos a través del modelo directo y de los datos medidos en campo, como se describe en la expresión 56.

$$g \vec{=} d \vec{=} - f(m \vec{=} ) \quad (56)$$

donde el vector  $g \vec{}$  representa la diferencia de los datos observados en campo y la respuesta del modelo  $f(m \vec{=})$ .

Cabe recordar que el desajuste entre los datos observados en campo y de la inversión del modelo obtenido, nunca llegará a ser cero en casos reales de estudio de TRE. Esto se debe a que siempre existirán diversos tipos de imprecisiones en el proceso de medición, así como por la naturaleza del estudio. Por ello, siempre habrá que aceptar una mínima discrepancia entre las resistividades aparentes obtenidas y las medidas.

El vector  $g^{\rightarrow}$  junto a una matriz de pesos  $W_d$ , pueden utilizarse en la norma  $L_2$ , al ser ésta empleada como función objetivo del problema inverso; donde se busca que la solución de esta función sea cada vez más pequeña

$$L_2 = W_d g^{\rightarrow 2} \quad (57)$$

Sin embargo, esta función objetivo llega a presentar en algunos casos soluciones inestables, ya que la solución al problema de inversión puede verse susceptible a pequeñas variaciones de los parámetros iniciales. A partir de este problema, se han propuesto nuevas funciones objetivo para minimizar la discrepancia o desajuste en el problema de inversión.

La función objetivo comúnmente utilizada para evitar estos problemas, es el método Marquardt-Levenberg (Loke, 2011); el cual no es más que una modificación del método Gauss-Newton y método de Gradiente. Este método resultó ser muy popular para resolver problemas de inversión en dónde se involucra datos que describen estructuras geológicas complejas; expresado de la siguiente manera

$$(J^T J + \lambda I) p^{\rightarrow} = J^T g^{\rightarrow} \quad (58)$$

donde,  $J$  es la matriz jacobiana de derivadas parciales,  $\lambda$  es conocido como Marquardt o factor de amortiguamiento,  $I$  es la matriz identidad,  $p^{\rightarrow}$  es el vector de perturbación, y  $g^{\rightarrow}$  es el vector de desajuste explicado anteriormente.

Una de las ventajas de este método es el factor de amortiguamiento  $\lambda$ , ya que puede lograr disminuir el valor del vector de desajuste o discrepancia  $g^{\rightarrow}$ , al igual que el valor del vector de perturbación  $p^{\rightarrow}$ . A pesar de esta ventaja, cuando el número de parámetros del modelo resulta ser muy grande, el modelo resistivo propuesto por éste método llega a presentar distribuciones de resistividad erróneas; así como zonas falsas de alta o baja resistividad (Loke, 2011).

Loke y Barker (1996), presentan como nueva función objetivo el método de mínimos cuadrados smoothness-constrained, el cual se expresa como

$$(J^T J + \lambda C^T C) \vec{p} = J^T \vec{g} \quad (59)$$

en donde se introduce como nuevo elemento la matriz  $C$  de suavizado, en dos o tres direcciones según sea el caso. Con esta nueva matriz se controla y restringe de forma más exacta el suavizado de los vectores  $\vec{p}$  y  $\vec{g}$ .

Gran cantidad de autores han empleado este método, e incluso presentan trabajos utilizando el método de mínimos cuadrados smoothness-constrained como técnica de inversión para estudios de Tomografía de Resistividad Eléctrica. Entre ellos se puede mencionar Dahlin y Zhou (2004), Loke (2013), Dahlin y Rucker (2014).

### **2.6.5 Programa de inversión EarthImager 2D**

Este programa de inversión da la opción de elegir alguno de los tres algoritmos de inversión: mínimos cuadrados con amortiguamiento, modelo suavizado e inversión robusta. El programa crea un modelo de variaciones laterales y verticales de la distribución de la resistividad del subsuelo por medio de perfiles (Advanced Geosciences, 2009).

El conjunto de datos de resistividad aparente en forma de una sección se emplean para generar imágenes geoelectricas de resistividad. Las mediciones en la superficie de las variaciones de la resistividad aparente generan un modelo de la distribución espacial de la resistividad aparente del subsuelo. Todo método de inversión procura determinar un "modelo idealizado" del subsuelo que reproduzca los parámetros medidos de manera adecuada.

El método de inversión robusta es el que mejor funciona sobre datos ruidosos y resuelve fronteras de resistividades (Urbietta, 2009). El método de inversión con suavizado es estable y robusto, este es recomendable para todo tipo de datos.

Estos algoritmos de inversión se basan en realizar todo un proceso iterativo con el fin de obtener un modelo de resistividades reales, tal que el modelo de resistividades aparentes generado, sea lo más parecida a la sección de resistividades aparentes 2D medida en el campo.

# **3 . CAPÍTULO 3: MATERIALES Y MÉTODOS**

### **3.1 Área de estudio**

Para establecer el proceso y tasa de infiltración se seleccionaron dos zonas con suelos de características texturales diferente en el Valle de Mexicali (figura 1). A este Valle le subyace un acuífero somero que en algunas zonas es de aproximadamente 2 metros (Gómez et al., 2016). El ambiente geológico de depósito es de origen deltaico, relacionado al acarreo de sedimentos del Río Colorado. La altura del Valle de Mexicali varía desde 2 m bajo el nivel de mar (al Norte con Estados Unidos), 10 km al Oeste Mexicali los 43 msnm y en el Sur de Mexicali llega hasta los 5 msnm (Ramírez et al., 2006). El valle de Mexicali está rodeado hacia el oeste-suroeste de varias sierras, que en conjunto se denomina Sierra Juárez. La altura de esta sobrepasa los 2,000 de y es un batolito constituido principalmente de granito, aunque presenta también en menor escala rocas metamórficas como esquistos y rocas sedimentarias (CNA, 2004).

#### **3.1.1 Clima**

Con base en los datos de precipitación, temperatura y evaporación monitoreados en las estaciones climatológicas, la zona se caracteriza principalmente por un clima muy seco muy cálido a cálido, indicado como BW en la clasificación de Köppen (CNA, 2015) Temperatura media anual La temperatura media anual es de 22.3° C, con una mínima abajo de 0° C y máxima de 50° C; el período caluroso del año es de julio a septiembre siendo diciembre y enero los meses más fríos.

#### **3.1.2 Geología**

El área queda comprendida en la Subprovincia de Mexicali, la que a su vez está dentro de la Provincia Geológica de Baja California. Se presentan sedimentos de terrazas Terciarios y Cuaternarios, así como depósitos aluviales y fluviales. En la zona destaca un sistema de fallas de movimiento lateral, orientado NW-SE de desplazamiento derecho (CNA, 2015). Las terrazas aluviales se distribuyen principalmente al occidente del valle rodeando las partes bajas de las Sierras de Cucapás y el Mayor, la litología de estas terrazas consiste en arenas y gravas de fragmentos ígneos, poco consolidados, distribuidos en la parte superior; en la porción media se encuentran arena y grava no consolidadas de color rojizo; la base se forma por limo y arena color rojizo de estratificación laminar. En la figura No. 14 se presenta un mapa geológico simplificado en el que se muestra la distribución de las unidades litológicas.

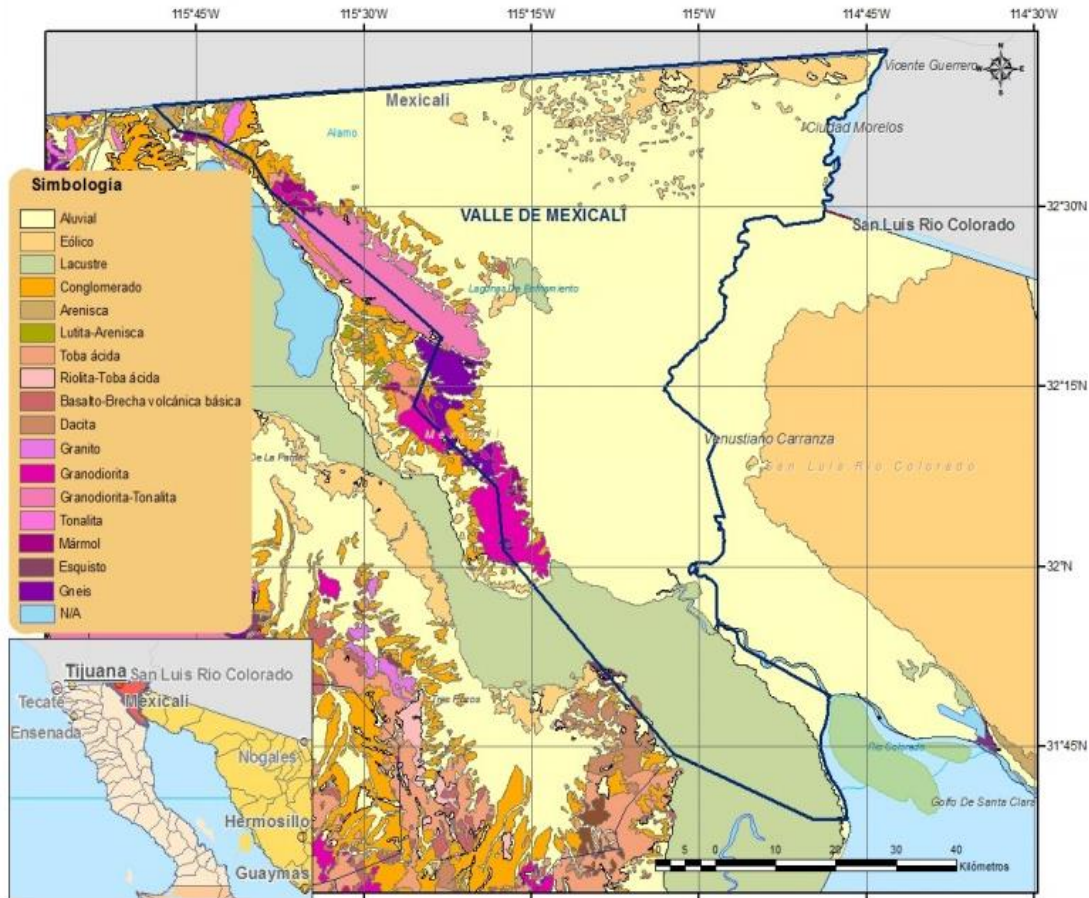


Figura 14. Mapa geológico del Valle de Mexicali (CONAGUA, 2015).

### 3.1.3 Tipo de Acuífero

El sistema fluvio-deltáico del Río Colorado ha desarrollado potentes depósitos sedimentarios, que varían en espesor de 600 hasta posiblemente 4000 m (CNA, 1999) y que conforman el medio granular del acuífero. Estos sedimentos son de diversa granulometría, (grava, arena, limo y arcilla), con una distribución de carácter errático y una estratificación ocasionalmente oblicua; estas características sedimentológicas y la alta permeabilidad de los materiales originan una fuerte anisotrópica, con alta relación de permeabilidad horizontal-vertical y con dirección preferencial de flujo horizontal. La recarga al acuífero está constituida por la infiltración de una parte del agua precipitada en el área del valle, las infiltraciones a lo largo del cauce del río Colorado y la recarga por flujo horizontal subterráneo (CNA, 2015).

### 3.2 Implementación de la Tomografía de resistividad eléctrica (TRE)

Las mediciones de TRE se realizaron en dos zonas distintas (Figura 1), las cuales son:

1. En el Río Colorado al este de la ciudad de Mexicali, aprovechando el proyecto Flujo Pulso; que consistió en soltar agua ( $120 \text{ Mm}^3$ ) desde la presa derivadora Morelos aguas abajo del Río Colorado.
2. En una parcela agrícola de la Colonia Progreso.

Para las mediciones de TRE en las distintas zonas de estudio se utilizó el equipo SuperSting R1/IP de la compañía Advanced Geoscience Inc., Este equipo es un medidor de resistividad eléctrica y Polarización Inducida (PI), con capacidad de almacenaje de memoria. Utiliza 28 electrodos inteligentes. Así como varillas y una batería de 12V (figura 15).

Este instrumento de resistividad mide en forma automática, considerando una adecuada programación y selección de arreglos. Una vez procesados los datos de resistividad adquiridos, puede proporcionar imágenes en 2D y 3D. El SuperSting R1 utiliza archivos de comandos para los diferentes arreglos de electrodos tales como Schlumberger, dipolo-dipolo, Wenner, polo-dipolo, entre otros. Como se mencionó, el instrumento se puede programar para realizar cualquier tipo de arreglo y medir por separado o simultáneamente la resistividad, PI y el potencial espontáneo (SP por sus siglas en inglés) de forma automática.

El equipo mantiene una intensidad de corriente que varía de 1 mA hasta 2000 mA, dependiendo de las condiciones del terreno. El voltaje dependerá de la resistividad de transmisión de corriente en el terreno. La potencia de salida es de 200 W, siempre utiliza rango dinámico completo del receptor, así como una impedancia de entrada > 20 MW.

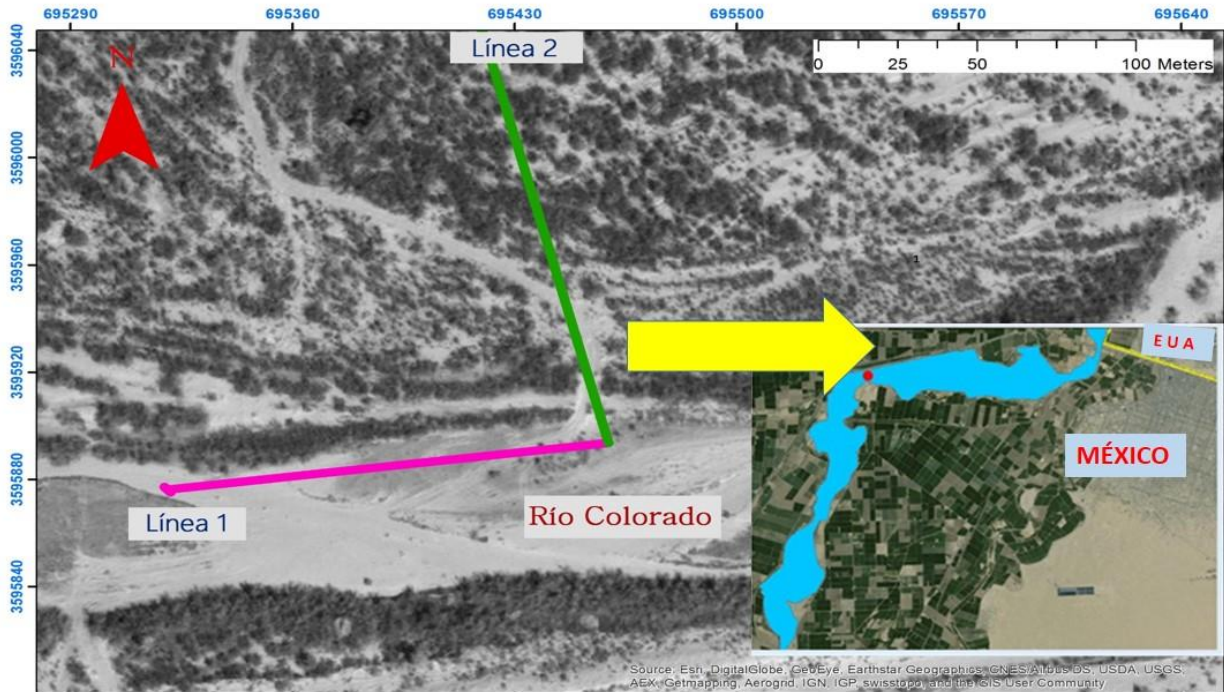


*Figura 15. Equipo de medición SuperSting, a) Consola programable; b) cables y electrodos inteligentes; c) fuente de poder (batería); d) varillas.*

### **3.2.1 Área Río Colorado**

El proyecto denominado como Flujo Pulso se derivó después de las negociaciones entre México y Estados Unidos e impulsado por varias instituciones y Organizaciones No Gubernamentales (ONG) de ambos países. El propósito del proyecto fue proveer de manera temporal agua al Río Colorado (principalmente en la parte mexicana), con el fin de evaluar los posibles beneficios ambientales y con el objetivo final de restaurar los ecosistemas que se encuentran sobre el río y sus alrededores.

El estudio de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) se realizó con el fin de conocer la evolución de la infiltración de agua a su paso por el suelo seco del río. Con este propósito se consideró realizar dos perfiles, los cuales se repitieron en tres momentos distintos del proyecto para estimar el desarrollo temporal de las infiltraciones. Reconocer y estimar el proceso de infiltración permitiría entender el comportamiento del subsuelo en los alrededores del río ante un posible flujo ecológico. La figura 16 presenta la ubicación de la sección del río seleccionada para realizar las TRE.



*Figura 16. Ubicación de las líneas de TRE en el Río Colorado.*

Las mediciones se tomaron en el periodo del 25 de marzo al 06 de abril del 2014 (el flujo de agua en el área de estudio llegó el 28 de marzo). Se realizaron dos líneas de tomografía eléctrica resistiva en el área del Río Colorado, la primera sobre el cauce del río (llamadas Línea 1), la segunda perpendicular al cauce del río (Línea 2). La figura 17 presenta unas fotografías durante el trabajo de campo.

En el reconocimiento del área se pudo constatar la predominancia de una textura arenosa, por lo que se esperaba que la infiltración sea apreciable, y así también se podría notar en la evolución del nivel freático del acuífero.



*Figura 17. Implementación de TRE en el Río Colorado en momentos distintos, seco ha inundado. a) Mediciones realizadas antes del paso de agua; 25 de marzo. b) Llegada de agua al cauce del Río Colorado; 28 de marzo aproximadamente a las 12:42 h. c) Mediciones realizadas con el cauce del río ya inundado; del 29 de marzo al 6 de abril. d) Personal de la UABC recogiendo el equipo en el cauce del Río Colorado (28 y 29 de marzo de 2014).*

Se determinó usar una apertura entre electrodos  $a = 5$  m, dando una longitud total de 135 m de cada línea. El arreglo que se utilizó fue el dipolo-dipolo por sus ventajas que ofrece (descritas en el capítulo anterior). Para la inversión de los datos de TRE se realizaron con el software EarthImager 2D versión 2.4.0 que interpreta las resistividades reales del subsuelo.

### 3.2.2 Área Progreso

Para el otro estudio de infiltración sobre un suelo de textura más arcillosa, se seleccionó una parcela agrícola sembrada de trigo. Esta se localiza en la zona agrícola de la Colonia Progreso, al Oeste de la ciudad de Mexicali (Figura 18). El reconocimiento de la zona corroboró la presencia de material arcilloso, lo cual dio pauta para ratificar la selección del sitio. Así, la selección del sitio no fue al azar ya que se buscó una zona con riego por inundación y con una textura del suelo arcilloso para conocer el comportamiento de la infiltración en estas condiciones.

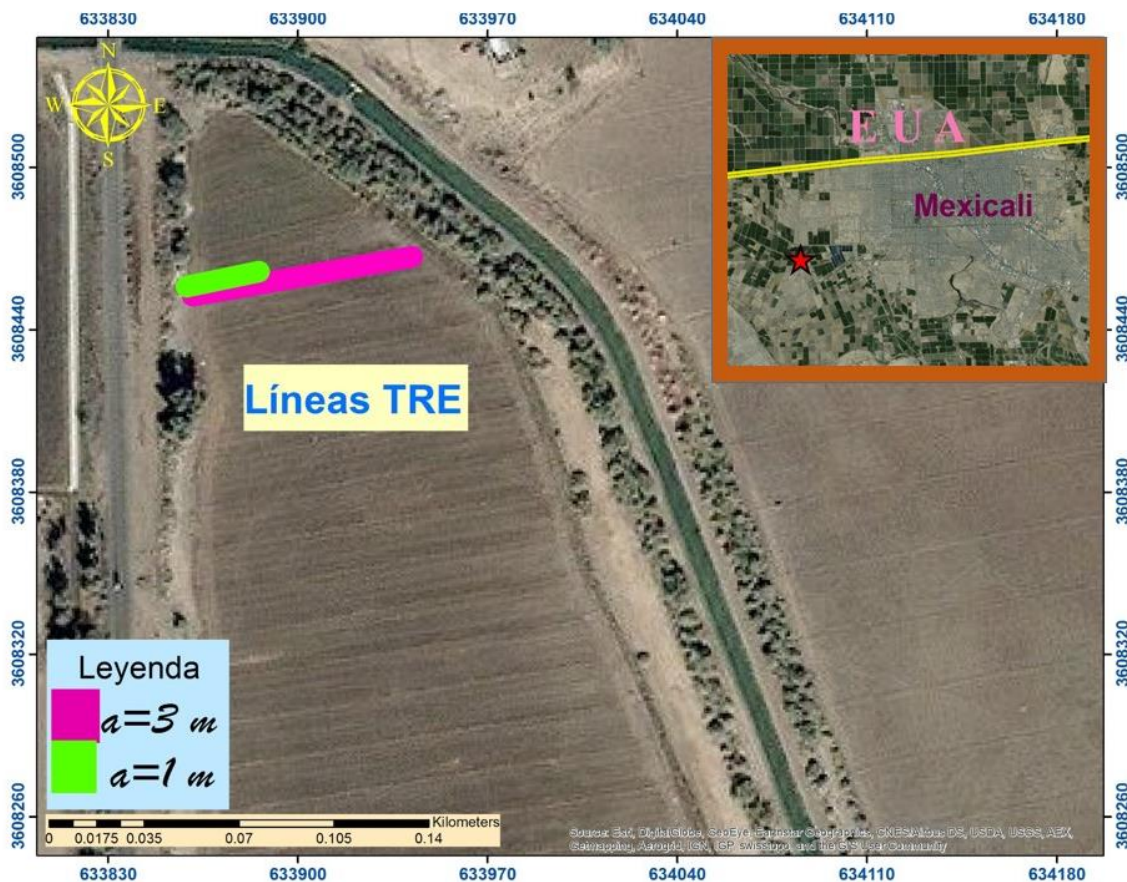


Figura 18. Localización de la línea TRE en Progreso.

Durante toda la época de riego, que va de diciembre a abril (periodo agrícola otoño-invierno), se tomaron varias mediciones sobre la misma línea, en diferentes tiempos (lapsos de tiempo), con el fin de caracterizar la naturaleza y geometría de la zona de infiltración y su desplazamiento. En esta parcela agrícola se realizaron 5 riegos con una separación aproximada de 45 días entre los dos primeros y, de 30

días para los demás riegos. Se resalta el hecho de que el sistema de riego es por inundación, lo que presupone que es de esperarse una infiltración apreciable. Se tomaron datos en dos etapas, ambas con la configuración dipolo-dipolo.

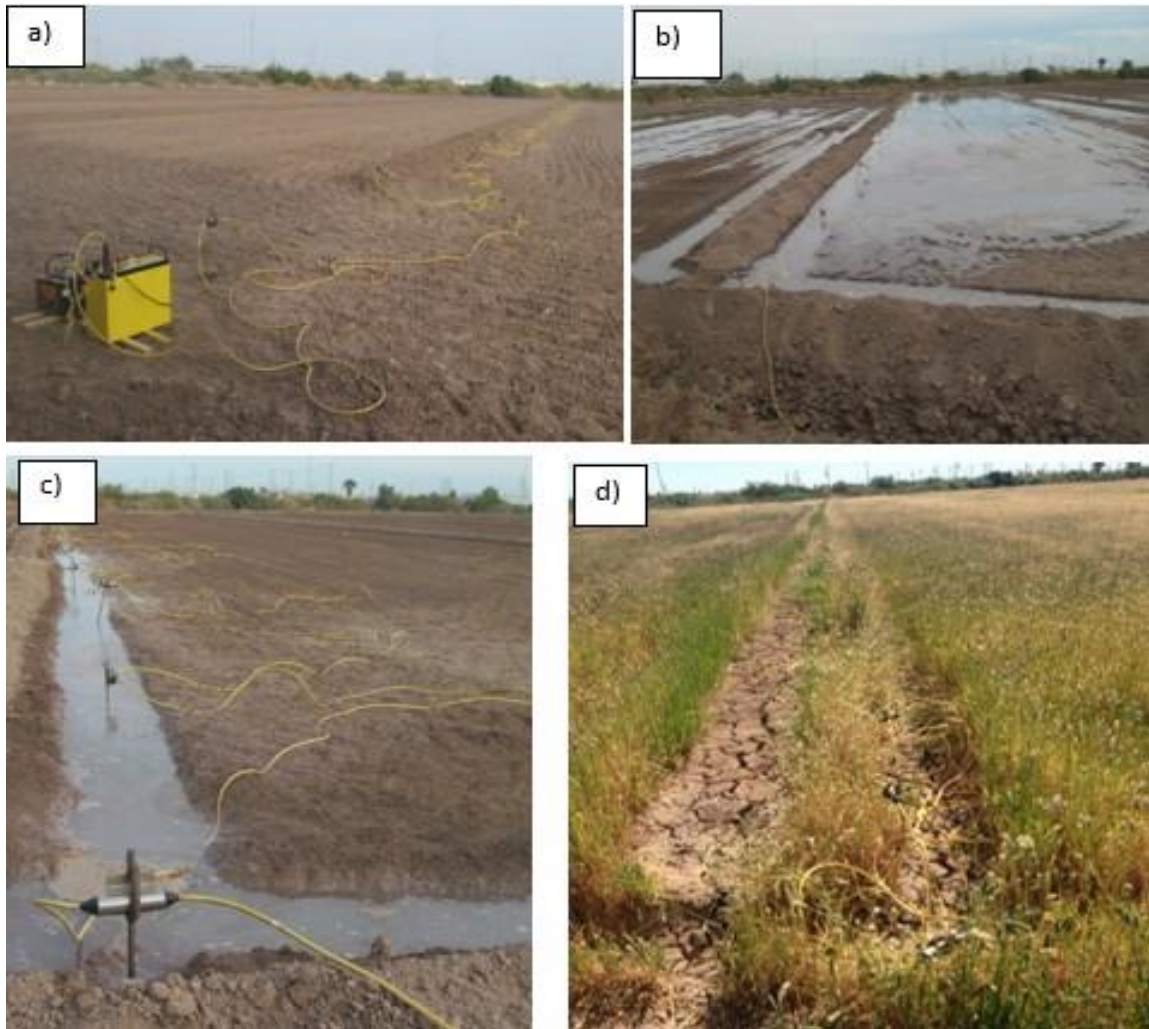
La primera etapa abarca de diciembre a enero, coincidente con los dos primeros riegos, y sobre una línea de 81 m de longitud lo que representa una apertura entre los electrodos de 3 m ( $a = 3$  m).

Con la revisión rápida de los datos de campo se decidió realizar un cambio en la longitud de apertura entre electrodos, ya que no se observaron cambios significativos en las TRE obtenidas y por lo tanto en el proceso de infiltración. Para la segunda etapa, las mediciones se hicieron en el mismo sitio de estudio, tomando una apertura entre los electrodos de  $a = 1$  m, lo que resultó en una línea con longitud total de 27 m.

La figura 19 muestra una secuencia de fotografías del trabajo de campo realizado en la parcela agrícola de la Colonia Progreso. Esta etapa inició en el mes de febrero y concluyó en abril, cubriendo 3 de los 5 riegos aplicados. Para el análisis de la infiltración se obtuvieron varios sondeos (imágenes resistivas), procesados a partir de las mediciones, y que fueron consecuencia del riego; es decir, que cubrieran el riego mismo, el final del evento y en horas y días posteriores.

Los sondeos medidos fueron procesados, al igual que los del Río Colorado, con el software de inversión AGI EarthImager versión 2.4.0 por lo que las imágenes obtenidas son TRE que presentan resistividades reales.

Para el análisis del medio físico de esta área de estudio (Col. Progreso), se tomaron muestras del suelo para su analizar: textura, contenido de humedad y la conductividad eléctrica y se realizaron Según la NOM-021-RECNAT-2000 en el laboratorio CYTSAMA del Instituto de Ingeniería, UABC.



*Figura 19. Implementación de TRE en la parcela de trigo de Progreso. a) Mediciones antes del riego, 11 de diciembre. b) Mediciones durante el riego, 11 de diciembre. c) Mediciones después del riego, 11 de diciembre. d) Mediciones antes del quinto riego, 10 de Abril.*

# 4. CAPÍTULO 4: RESULTADOS

Las imágenes que se presentarán en este capítulo serán las Tomografías de Resistividad Eléctrica (TRE) ya procesadas con el software EarthImager 2D (ver apartado, 2.6, 2.7 y 3.2 para detalles). Como se mencionó, este software realiza un proceso de inversión de los valores medidos de resistividad aparente a resistividades reales, las cuales son las que mejor ajustan entre sí.

## **4.1 Río Colorado**

### **4.1.1 Descripción línea 1**

La figura 20 muestra las imágenes de resistividades reales obtenidas del proceso de inversión de los datos de resistividad aparente de la Línea 1, antes del arribo del agua. Así, previo al arribo del agua a esta zona se realizaron varias mediciones con el fin de calibrar y homogenizar los datos adquiridos. En los levantamientos de datos geofísicos de campo, como el realizado, de resistividad eléctrica, se tiene la premisa de que si no cambian las condiciones, las mediciones deben ser las mismas, lo que generalmente no ocurre. Esto se debe a que pequeñas modificaciones en el campo (como la ubicación exacta de la varilla) o incluso variaciones ambientales modifican la lectura. Cabe resaltar que las mediciones durante la etapa seca fueron muy inestables y aunque el arreglo dipolo-dipolo fue el que mejores resultados proporcionó, se realizaron varias operaciones en campo para estabilizarlas. Dentro de las operaciones que mejor resultados dieron fueron incrementar el tiempo de medición, lo que a su vez aumenta el tiempo de inyección de corriente y, también la aplicación de agua alrededor de las varillas (electrodos), lo que ayuda a mejorar el contacto entre el suelo y el electrodo; produciendo la estabilización de las mediciones. De este modo, el intervalo de medición se amplió a 3.6 s, lo cual ayudó a mejorar la inyección de corriente. Las mediciones se llevaron a cabo el 25 y 26 de marzo del 2014 cubriendo superficialmente una longitud total de 135 m. La profundidad de investigación interpretada varió de 16 a 28 m.

Durante el levantamiento de campo se tuvo dificultad para la adquisición de los datos, ya que el terreno estaba totalmente seco. Esto se aprecia en todas las imágenes donde se muestran que en la parte más superficial la mayor parte del material tiene una muy alta resistividad, lo que indica que las arenas estaban totalmente secas o tenían un nulo contenido de humedad. De estas imágenes, las resistividades superiores a 200  $\Omega$ -m se pueden asociar e interpretar con respecto a estas arenas secas, lo cual es notorio hasta aproximadamente una profundidad de 10 m. Obviamente los valores que se acercan a este valor límite de 200  $\Omega$ -m indicarán un mayor porcentaje de humedad, siempre y cuando el suelo sea el

mismo. Debajo de los 10 m de profundidad se observa una resistividad dominante que alcanza los 50  $\Omega$ -m lo que pudiera indicar la presencia de un suelo saturado relacionado a la presencia del acuífero en un terreno arenoso. Las bajas resistividades menores a los 10  $\Omega$ -m señalan también la presencia del nivel freático aunque asociado ya sea a un agua con una salinidad alta o a que el terreno cambió a una textura arcillosa. Este tipo de variaciones texturales del suelo en tan corto espacio, y en ambientes geológicos de depósito deltaíco son muy comunes (Gómez et al., 2016).

Como se mencionó, la única diferencia en las imágenes de la figura 20 a) y b) es que se hicieron a diferente tiempo, lo que demuestra que este método es sensible a variaciones leves de las condiciones ambientales, temporales o del mismo procedimiento de adquisición de datos. Sin embargo, ya que lo que se intenta ver son variaciones globales en los valores de resistividad, los valores anómalos se pueden obviar, lo que es también muy común en las interpretaciones geofísicas. En la segunda imagen resistiva (fig. 20 b), se puede definir con mejor precisión la segunda unidad geoelectrica de 50  $\Omega$ -m que ligeramente se logra identificar alrededor de los 12 m de profundidad. Así el nivel del acuífero se puede ubicar entre los 10 a 12 m de profundidad.

Para la medición realizada el 26 de marzo (fig. 20 c), se obtuvo una imagen con el intervalo de inyección de corriente a una ventana de 3.6 segundos con la idea de permitir una mejor entrada de corriente al subsuelo y por ende una mejor lectura. Aunque la mejora de la imagen resistiva no fue del todo satisfactoria se decidió para futuras adquisiciones en esta zona, medir con esta ventana. La anomalía localizada en la zona Este de la tomografía eléctrica está relacionada con la presencia del nivel freático, ya que los valores de resistividad son muy bajas (< 30  $\Omega$ -m), a una profundidad de 14 m. Esta anomalía o respuesta geoelectrica se puede percibir con mayor claridad en esta imagen resistiva que en las otras dos anteriores. De este modo, la apertura de la ventana de medición a un ciclo de 3.6 segundos pudo mejorar la respuesta geoelectrica hacia la parte del terreno mejorando la tomografía eléctrica.

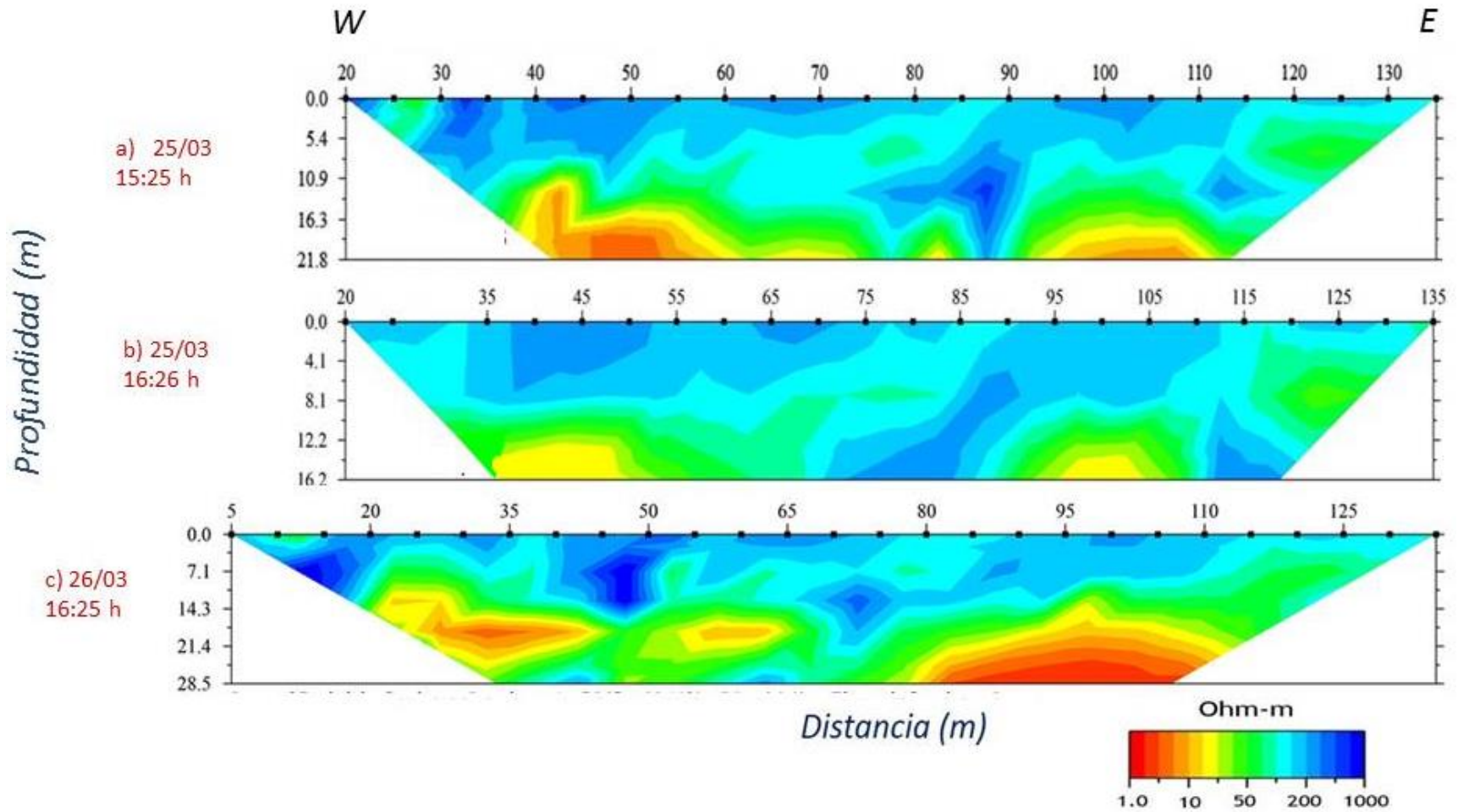


Figura 20. Tomografías de resistividad eléctrica obtenidas de la línea 1 del Río Colorado realizadas antes del paso de agua. a) 25 de marzo (15:25 h); b) 25 de marzo (16:25 h) y c) 26 de marzo (16:25 h).

En la figura 21, se encuentran las tomografías eléctricas realizadas el 28 y 29 de marzo. Cabe resaltar que en la primera imagen resistiva (fig. 22a), fue el día en que el agua arribó a la zona de estudio. Los electrodos ubicados en la longitud 80-135 m (zona Este), comenzaron a humedecerse por la entrada del agua, debido a la morfología del cauce natural de Río Colorado. Así estos electrodos fueron los primeros electrodos que recibieron agua y no los ubicados al inicio de la línea. También se observaron cambios en la TRE, ya que con la entrada de agua al terreno se mejoró la inyección de corriente por lo que las lecturas se estabilizaron. En la parte somera del perfil obtenido (zona Este), se observa pequeños cambios en la resistividad 50  $\Omega$ -m (10-15, 20, 25-30, 40-45 m de longitud del perfil), lo que muestra cómo fue ingresando el agua en el cauce del río. La siguiente unidad geoelectrónica sigue siendo arenas secas ya que predominan altas resistividades (> 200  $\Omega$ -m). Después se tienen resistividades de 50  $\Omega$ -m que nuevamente estarían sugiriendo poca humedad de las arenas, para finalmente en la zona Este de la tomografía eléctrica se notan bajas resistividades relacionadas al nivel freático. Este cambio de resistividad cercano a 1  $\Omega$ -m es más notorio después de los 15 m de profundidad. Esta TRE tuvo una profundidad de investigación de 26 m.

La siguiente imagen resistiva (fig. 21b), fue adquirida al día siguiente, 29 de marzo, debido a que se pensó que la inundación del cauce del río llevaría más tiempo y además por la inseguridad en la zona no era adecuada para realizar el trabajo en horario nocturno. Sin embargo, para ese día, el cauce del río ya se encontraba inundado, y aun así se procedió a colocar el arreglo mencionado para su medición (ver fig. 18d). En esta TRE se observan resistividades de 50  $\Omega$ -m en la mayor parte del perfil, relacionadas a la rápida saturación del subsuelo. También en la parte más superficial (que varía hasta los 3 m) se aprecian resistividades aproximadas a los 30  $\Omega$ -m (en 10-20, 85-90, 95, 10-125 m de longitud), lo que pudiera indicar que el proceso de infiltración no es totalmente de flujo tipo pistón sino que tiene también una componente de flujos preferenciales del agua en el terreno; relacionado también a que la textura del suelo no es completamente homogénea. Estos valores de alrededor de 30  $\Omega$ -m se pueden relacionar a zonas ya saturadas con una textura limosa y/o arcillosa (Travelletti et al., 2012). Este proceso de infiltración tipo preferencial es más notorio a los 60 m de longitud del perfil ya que la resistividad de 30  $\Omega$ -m llega hasta la parte más profunda de la TRE. También es notorio que estas resistividades están en la parte Este del perfil después de 9 m de profundidad. Estos cambios de resistividad dan una idea del proceso de infiltración rápido en estos suelos con dominio de la textura arenosa, ya que en menos de 12 horas se tiene una sección totalmente saturada, esto es con bajas resistividades relativas a las iniciales.

En la última tomografía eléctrica medida el 29 de marzo (Fig. 21c), en la mayor parte de la imagen ya se tienen solo resistividades menores a 50  $\Omega$ -m, aunque aún

se observan pequeñas anomalías sobre la superficie que nuevamente indican un flujo preferencial con la saturación del medio y/o posiblemente cambios locales hacia texturas limo-arcillosas.

Aunque se aprecia de forma clara el proceso de infiltración, se puede decir que el seguimiento temporal debió ser más frecuente para poder definir detalles finos del proceso. Es de resaltar que se observan ciertas discrepancias en algunas partes de la tomografía ya que se esperaría que la secuencia de variación de resistividades fuera de alta a baja resistividad y/o viceversa pero no de otra forma, como sucede por ejemplo hacia la zona con una distancia de 60 m. Esto se puede explicar por la presencia de suelos salinos producto de episodios antiguos de evaporación, los cuales fueron disueltos al llegar el agua a la zona, con el consiguiente aumento en la conductividad eléctrica del medio (resistividades bajas  $\sim 30 \Omega\text{-m}$ ). Al continuar la infiltración con el agua normal del flujo pulso, menos salina o conductiva que el agua inicial que disolvió sales, reduce la salinidad de esta agua y por lo tanto aumenta la resistividad del medio. Después de los 7 m de profundidad ya se tiene una unidad geoelectrónica uniforme con resistividades menores a  $30 \Omega\text{-m}$  que no solo nos indica la saturación del medio sino también la presencia del acuífero y el ascenso del nivel freático. El proceso de infiltración debe producir agua con disolución de sales que al mezclarse con el agua del acuífero produce un aumento en la conductividad (resistividades más bajas relativas a las iniciales).

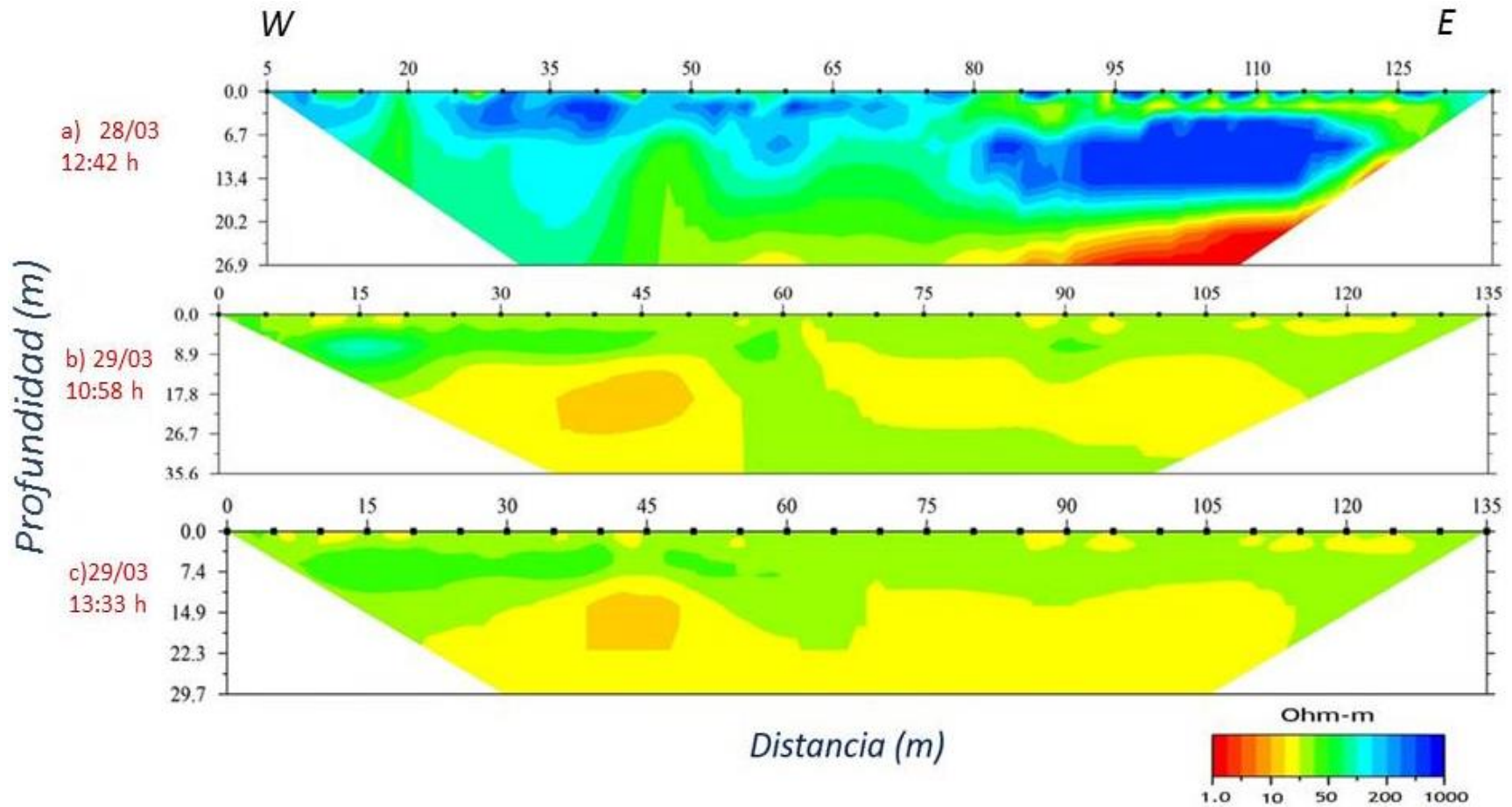
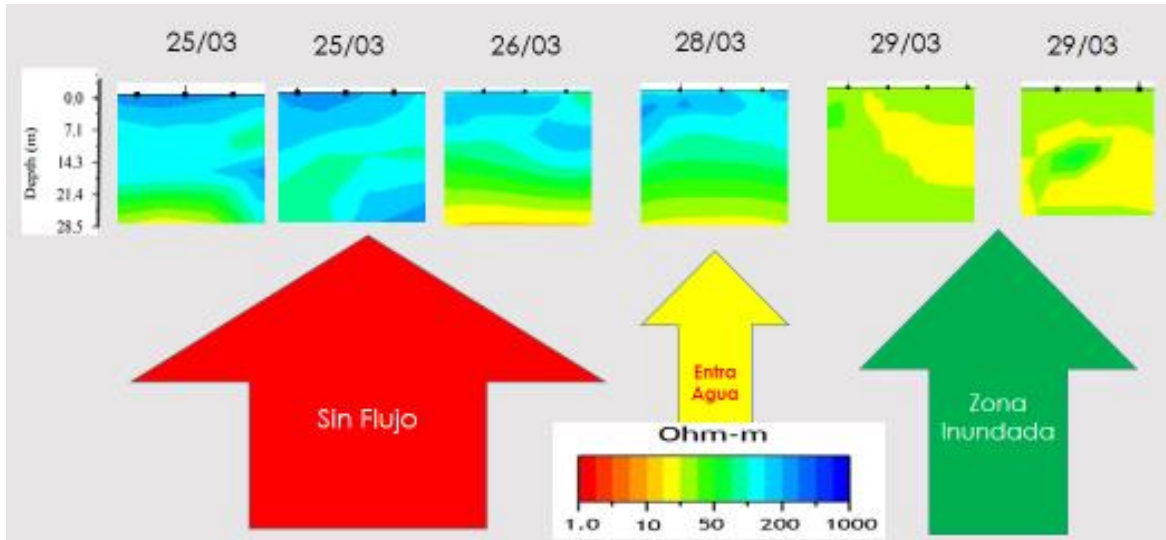


Figura 21. Tomografías de resistividad eléctrica obtenidas en el Río Colorado realizadas durante y después del paso de agua por el cauce, a) 28 de marzo, durante el paso de agua por el cauce, b) 29 de marzo, cauce inundado, c) 29 de marzo, cauce inundado.

Para mostrar el cambio de resistividades en los diferentes lapsos de tiempo se tomaron pequeñas secciones de las TRE en lapsos de tiempo. Se eligió la sección que corresponden a la longitud 60-70 m y se compararon entre ellas. Las secciones se muestran en la figura 22.



*Figura 22. Secciones de los valores de resistividad eléctrica en la Línea 1. Se muestran las mediciones antes (25 y 26 marzo), durante el arribo del flujo (28 de marzo) y con el cauce inundado (29 de marzo).*

Se puede observar el cambio de resistividad conforme van variando los días de medición y relacionado al flujo pulso. Las primeras mediciones ayudaron a estabilizar las lecturas que se logró cuando se hizo el cambio de la ventana de inyección; se puede decir que se logró la mejoría en las lecturas (26 de marzo). Para cuando se dio el arribo de agua las lecturas se estabilizaron (28 de marzo), debido a que las resistividades obtenidas ( $> 200 \Omega\text{-m}$ ) se mantienen para las TRE del 26 y 28 de marzo, aunque en esta parte del análisis no se observa, se puede decir que existe una rápida respuesta del medio al proceso de infiltración (ver figs. 20 y 21 hacia la distancia de 80 a 135 m). En ambas secciones se alcanza a notar el nivel freático alrededor de los 10 m de profundidad. Para el 29 de marzo es notorio la saturación del terreno por las bajas resistividades observadas y el rápido proceso de infiltración. Debido a que la tomografía eléctrica resistiva da una medición cualitativa de la infiltración y como existió una rápida saturación del terreno (en menos de 24 h), la infiltración calculada se realizó considerando la profundidad alcanzada sobre el tiempo dando como resultado 1.2 m/d. En otro estudio de infiltración utilizando métodos de muestreo y medición insítu se determinó una infiltración de 1.2-1.5 m/d (Alarcón, 2016).

### 4.1.2 Perfiles Línea 2

En las mediciones perpendicular al cauce del Río Colorado (figura 23), la dirección del perfil fue de Sur-Norte con los primeros tres electrodos sobre el cauce del Río Colorado y el resto sobre la zona denominada riparia, pero fuera de la zona de inundación. Con una longitud de 135 m y con profundidades de investigación interpretadas que van de los 22-25 m. El primer electrodo de este perfil coincide con el medido sobre el cauce del río.

La figura 23 presenta las tomografías realizadas antes del paso del flujo pulso por el área de estudio. Como en el caso discutido en la Línea 1 (figuras 20 y 21), las primeras tomografías tomadas (antes del arribo del agua a la zona) se utilizaron para calibrar y elegir los parámetros para obtener la mejor adquisición de datos. De este modo, para la primera tomografía eléctrica (tomada el 25 de marzo), se tienen altas resistividades  $> 200 \Omega\text{-m}$  nuevamente se pueden observar la presencia de arenas secas, esto es, con bajo a nulo contenido de humedad. En esta imagen no es posible determinar claramente el nivel freático pues la mayor parte de la tomografía tiene altas resistividades. Sin embargo, se observa que entre los 5 a 10 m existe una zona con una resistividad aproximada de  $50 \Omega\text{-m}$  que es posible asociar a un suelo saturado posiblemente de textura arenosa. Esta TRE se interpretó hasta una profundidad de 22 m. Con este resultado como premisa se decidió cambiar las condiciones de adquisición de datos obteniéndose la segunda tomografía eléctrica medida el 26 de marzo (fig. 23b). Para obtener esta se modificó la ventana de inyección de corriente a 3.6 segundos. Así se advierte que hay mejoras apreciables en la imagen interpretada. Se sigue manteniendo en la parte somera las altas resistividades  $>200 \Omega\text{-m}$ . Sin embargo desaparecen estos valores hacia las zonas más profunda, lo cual concuerda mejor con el aspecto geológico de la zona. Se establece después de los 11 m de profundidad resistividades que varían de los  $50 \Omega\text{-m}$  hasta menores a los  $30 \Omega\text{-m}$ , este cambio también se puede percibir después de los 6 m de profundidad. Esto último se puede asociar a la presencia del acuífero y su nivel freático.

Para corroborar la estabilidad de las mediciones se tomó otra medición el 27 de marzo (fig. 23c). Esta TRE es muy similar a la del día anterior. Las altas resistividades están presentes en la parte somera del perfil ( $> 200 \Omega\text{-m}$ ) con una variación de profundidades de 6 a 11 m. Enseguida se localiza el cambio de resistividades que van de los  $50 \Omega\text{-m}$  hasta los  $30 \Omega\text{-m}$  que se asocia a la presencia del acuífero libre. El límite de profundidad indicado anteriormente (de 6 a 11 m), muestra el nivel freático.

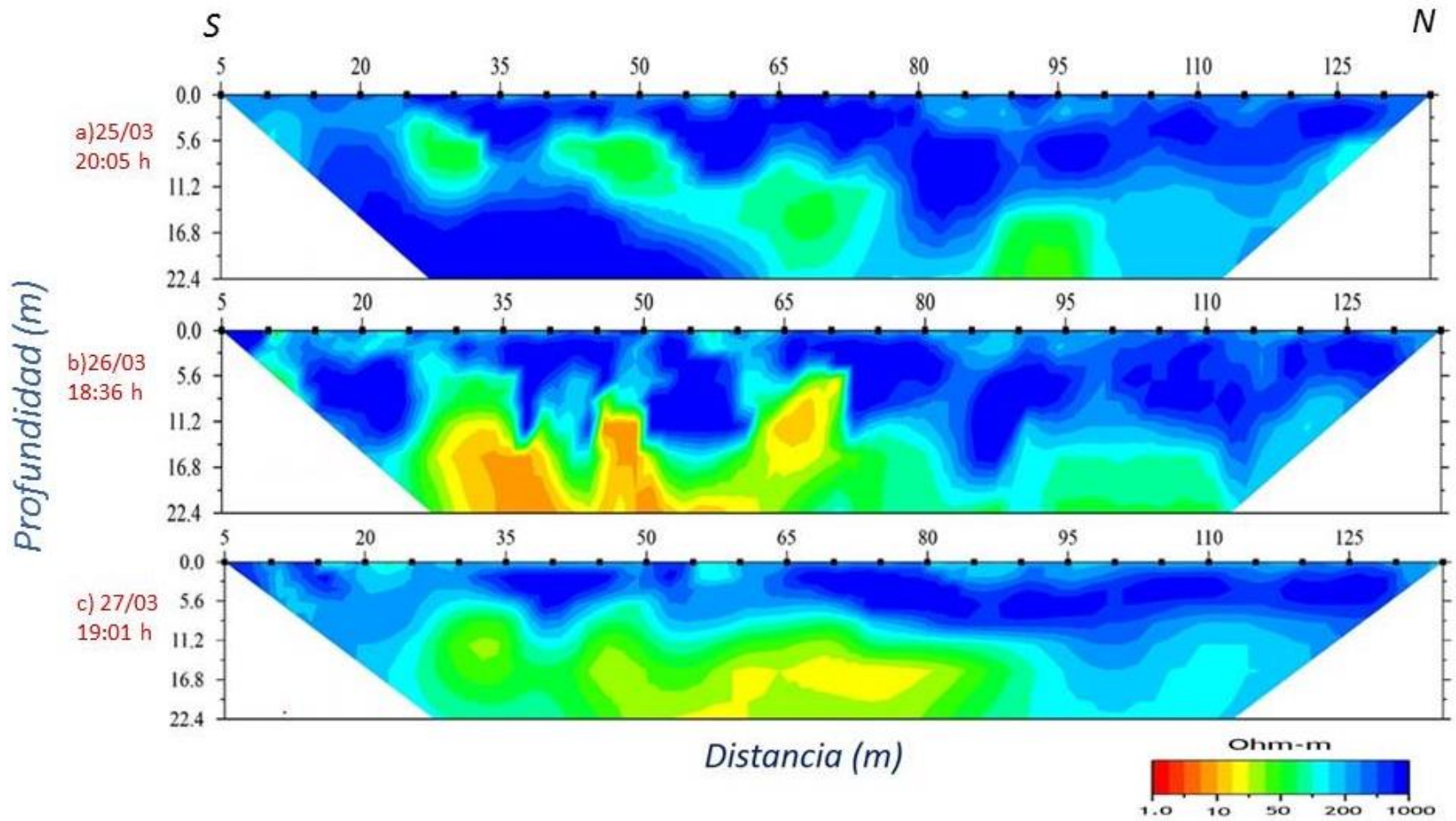


Figura 23. Tomografías de resistividad eléctrica obtenidas perpendicular al cauce del Río Colorado realizadas antes del paso del agua por el cauce del río. a) 25 de marzo, b) 26 de marzo y c) 27 de marzo de 2014.

En la figura 24 se tienen las tomografías eléctricas medidas durante y después el paso de agua. En la primera imagen resistiva se midió durante el arribo del agua, Esta imagen es muy similar a las mostradas en la figura 23 ya que aunque el flujo pulso había alcanzado la zona de estudio, aún no llegaba a humedecer la zona del perfil; esto debido a la morfología del cauce del río. Así las resistividades altas pueden observarse en la parte somera del perfil ( $> 200 \Omega\text{-m}$ ) hasta una profundidad variable de los 6 m y hasta los 11 m, indicando la presencia de arenas secas o con poca humedad. Enseguida se tiene la unidad geoelectrica con resistividades menores a los  $50 \Omega\text{-m}$  y con pequeñas anomalías de resistividades menores a los  $30 \Omega\text{-m}$ . Este perfil se interpretó hasta los 25.9 m de profundidad.

Para el 29 de marzo (fig. 24b), una vez inundado todo el cauce incluido los 3 primeros electrodos del arreglo, se puede ver la entrada de agua o inicio de la infiltración hacia estos primeros electrodos. Así, las bajas resistividades mostradas en los primeros 15 m de longitud lo demuestran. El avance lateral del agua puede notarse llegando cercano a los 60 m y hasta los 25 m de profundidad. La humedad puede advertirse en el resto del perfil, ya que hacia los 100 m de longitud y 13 de profundidad las resistividades disminuyeron respecto a la medición realizada el día anterior (28 de marzo).

Habían transcurrido ocho días de la última medición cuando se obtuvo la tomografía del 6 de abril (fig. 24c), en la cual se advierte como hubo un mayor avance lateral del frente de humedad. Este avance puede notarse hasta los 75 m de longitud, y asociada a la predominancia de las resistividades bajas en la mayoría del perfil de hasta  $1 \Omega\text{-m}$ . Esto indica que el área perpendicular al cauce del río (hacia dentro de la zona riparia), las arenas se saturaron en lo lateral y vertical. Estos valores tan bajos de resistividad pueden indicar la presencia de un material limoso a arcilloso saturado de agua, lo cual requiere ser corroborado. Después de los 75 m y hasta los 100 m se puede observar que la humedad también avanzo en lo lateral, ya que es posible identificar resistividades menores a los  $50 \Omega\text{-m}$ .

En los perfiles obtenidos, se puede observar que existió una rápida saturación del terreno (menos de 24 h, fig. 24b), y avances laterales apreciables (fig. 24c), aunque con el espaciamiento temporal de imágenes no fue posible definir tasas de infiltración y movimiento de agua más precisos. Aun así se puede estimar una tasa de infiltración máxima de 1.08 m/d, considerando las diferencias de distancias entre puntos comunes en las imágenes de las figuras 24a y 24b y, la diferencia en tiempo entre ellas.

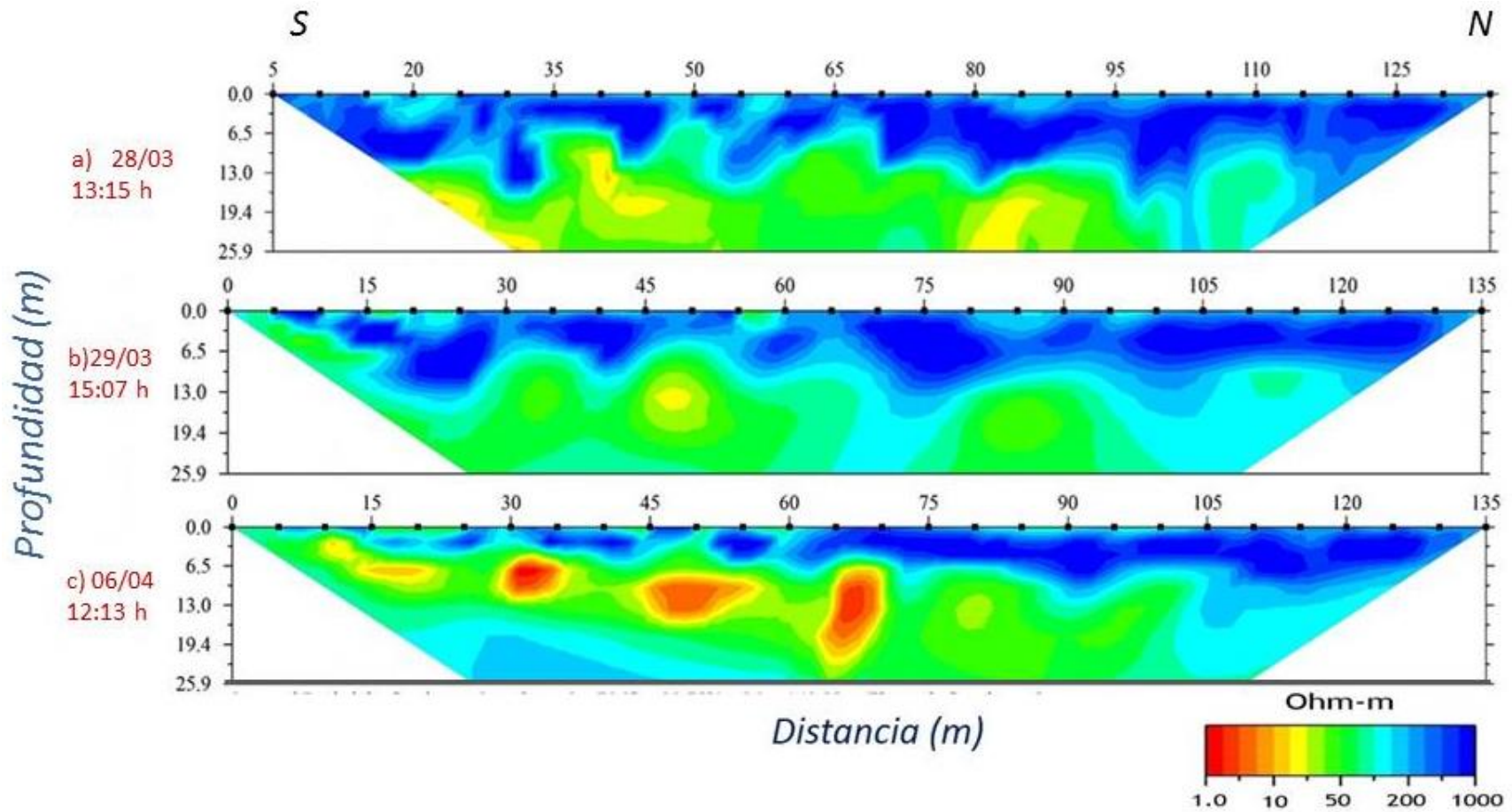


Figura 24. Tomografías de resistividad eléctrica perpendiculares al cauce del Río Colorado. a) Al inicio del arribo del agua; b) y c) Con el cauce totalmente inundado.

Nuevamente se tomaron secciones de resistividad en las TRE entre los electrodos 13-15 (de la Línea 1), y se compararon entre ellos (figura 26). Se puede observar que en los días sin flujo de agua, y en los primeros 10 m de profundidad se tienen altas resistividades ( $>200 \Omega\text{-m}$ ), lo que marca el nivel freático. Con la entrada de agua (28 de marzo), las resistividades no variaron con respecto a las anteriores debido a que a la zona del perfil no llegaba aún agua. Sin embargo, para el 29 de marzo se observa que las resistividades cambian a valores del orden de los  $100 \Omega\text{-m}$ . Ya para el 06 de abril las altas resistividades están solo a 6 m de profundidad y aparece una anomalía de baja resistividad ( $> 30 \Omega\text{-m}$ ), que manifiesta que el terreno seguía humedeciéndose.

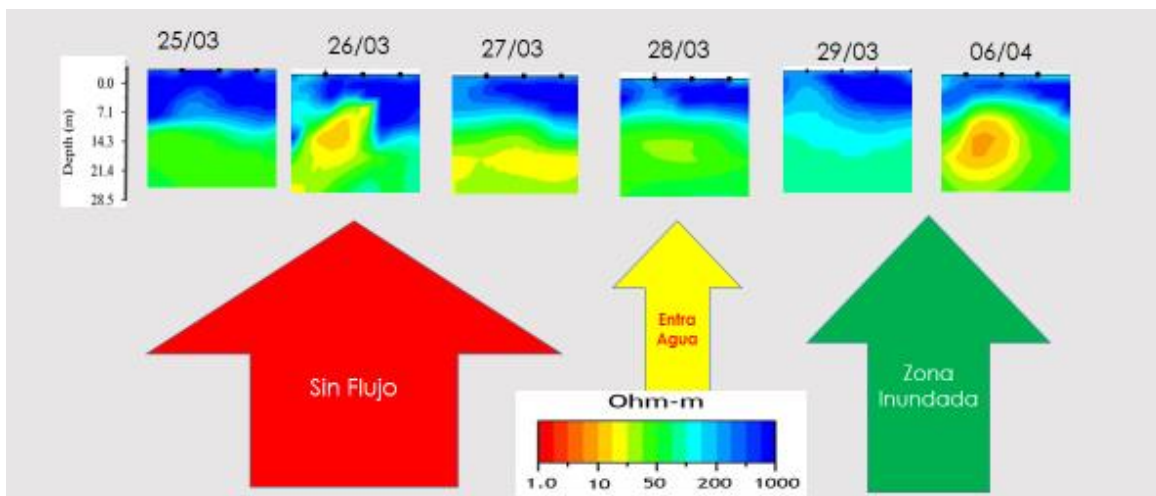


Figura 25. Secciones de los valores de resistividad eléctrica en la Línea 2, se muestran las mediciones antes y durante el flujo así como con el cauce inundado.

## 4.2 Colonia Progreso (Mexicali)

### 4.2.1 Caracterización física del suelo

La tabla 5 presenta los resultados del análisis de suelo del sitio seleccionado en la Col. Progreso. Los parámetros físicos analizados fueron textura, humedad y conductividad eléctrica en el extracto de saturación como se explicó en el apartado 2.3 Respecto a la humedad se analizó una muestra seca que es una muestra anterior al inicio de los riegos (muestra 1) y una muestra (muestra 2), tomada después de la aplicación de un riego (o sea se considera casi a saturación)

*Tabla 4. Análisis de suelo en la colonia Progreso, Mexicali, B.C.*

<i>Muestra (cm)</i>	<i>Textura</i>	<i>Humedad Muestra 1 (%)</i>	<i>Humedad Muestra 2 (%)</i>	<i>Conductividad mS/cm</i>
0-15	Arcillosa	3.18	23.58	1.9
15-30	Arcillosa	5.23	19.69	1.9
30-45	Arcillosa	8.33	13.59	2.6
45-60	Arcillosa	9.91	11.32	2.9

Las muestras tomadas a diferentes profundidades en el área de estudio tienen una textura arcillosa, lo cual corrobora que la selección del sitio fue la adecuada, esto es, un suelo con dominancia textural arcillosa. Para la humedad del suelo se examinaron cuatro muestras secas y cuatro húmedas (para estas últimas fue después del riego). Los resultados indican que en las muestras obtenidas en el suelo seco la parte más somera es la que tiene el contenido de humedad más bajo, y que este porcentaje va aumentando conforme se incrementa la profundidad del suelo. Caso contrario pasa con las muestras analizadas en terreno húmedo (muestra 2), ya que el contenido de humedad más bajo lo registran las muestras que se encuentran a mayor profundidad y las someras tienen un contenido de humedad alto comparado con las denominadas muestras secas (muestra 1). Las conductividades encontradas aumentan con la profundidad, esto indica que a profundidad la salinidad del suelo aumenta. Esto puede deberse a que con la aplicación de los riegos se presenta una disolución de sales presentes en el suelo y el arrastre de estas sales a zonas más profundas de este. Este fenómeno de arrastre de sales es muy normal en la zona no saturada del suelo y ha sido observada por

varios autores (Reyes, 1999; Selim et al., 2016). Es importante señalar que el análisis de conductividad se realizó sobre la muestra seca (muestra 1, en la tabla 4).

#### 4.2.2 Primer riego (a= 3m)

Para esta zona de estudio se utilizó inicialmente una apertura entre electrodos de 3 m (a=3 m), que da una cobertura longitudinal de 81 metros y la interpretación arrojó una profundidad de investigación de 9.7 m. La primera TRE (Fig. 26a) se obtuvo cuando comenzó la inundación (11 de diciembre). Se midió simultáneamente con el inicio del riego, es decir los datos de resistividad comenzaron a capturarse mientras iniciaba la entrada de agua al terreno (inicio del proceso de infiltración). En la imagen es notorio una zona ya húmeda en la parte Este desde los 66-81 m de longitud con resistividades de alrededor de 3  $\Omega$ -m. También otras zonas similares entre 54-57 m, así como entre 60-63 m de longitud. En la parte somera del terreno se aprecia una resistividad dominante de 4  $\Omega$ -m que se asocia a la presencia de arcillas secas o parcialmente saturadas (color verde en la figura). El nivel freático, se interpreta cerca de los 4 m de profundidad y corresponde a resistividades menores a 2.5  $\Omega$ -m (primer color naranja en la figura 26a).

Al término de la obtención de datos de la primera tomografía eléctrica, se prosiguió inmediatamente con la segunda medición (después de 1:06 hr de iniciado el riego), es preciso mencionar que el riego y por tanto la inundación del terreno agrícola prosiguió durante esta segunda toma de datos (fig. 27 b). Para este perfil, se observan resistividades que van desde 1  $\Omega$ -m hasta 7  $\Omega$ -m. Esto sugiere que las arcillas estaban parcialmente saturadas y que el proceso de infiltración continuaba aunque no tan rápidamente ya que las tomografías no mostraron cambios significativos. Así, en la parte somera de la tomografía eléctrica se percibe que de los 0-18 m de longitud se tienen resistividades de 3  $\Omega$ -m, esto puede indicarnos que el agua continuaba infiltrándose en esta zona de manera preferencial, al igual que en el tramo de 60-69 m de longitud. En el tramo de los 70-81 m era evidente que el terreno mostraba saturación y que el agua estaba entrando en esta área del terreno, ya que así lo demuestra la tomografía eléctrica con resistividades cercanas a 2  $\Omega$ -m. Además que esto mismo sucedía hacia la parte profunda del terreno. Sin embargo, esto no fue debido al proceso de infiltración ya que la tomografía previa es muy similar a esta. Posiblemente esto se deba a un efecto de esquina fenómeno típico en estos estudios geofísicos. El tiempo de medición para esa tomografía eléctrica fue de 60 minutos.

La tercera medición (fig. 26 c) comenzó a las 12:12 h y es muy similar a la tomografía anterior ya que las resistividades van de 1  $\Omega$ -m a 7  $\Omega$ -m. En la parte

somera del terreno y de 1-12 m de longitud se registran variaciones de la resistividad con respecto a la tomografía anterior (27 b). En el tramo de los 60-69 m las resistividades cercanas a los  $2 \Omega\text{-m}$  están aún presentes, y nuevamente de los 72-81 m de longitud se nota la zona húmeda que se confunde con una entrada de agua al terreno (parte E del terreno). Esta TRE muestra que el proceso de infiltración es lento y coincide con lo mencionado por varios autores, que los suelos arcillosos presentan una tasa de infiltración lenta (Travelletti et al., 2012; Badorreck et al., 2013).

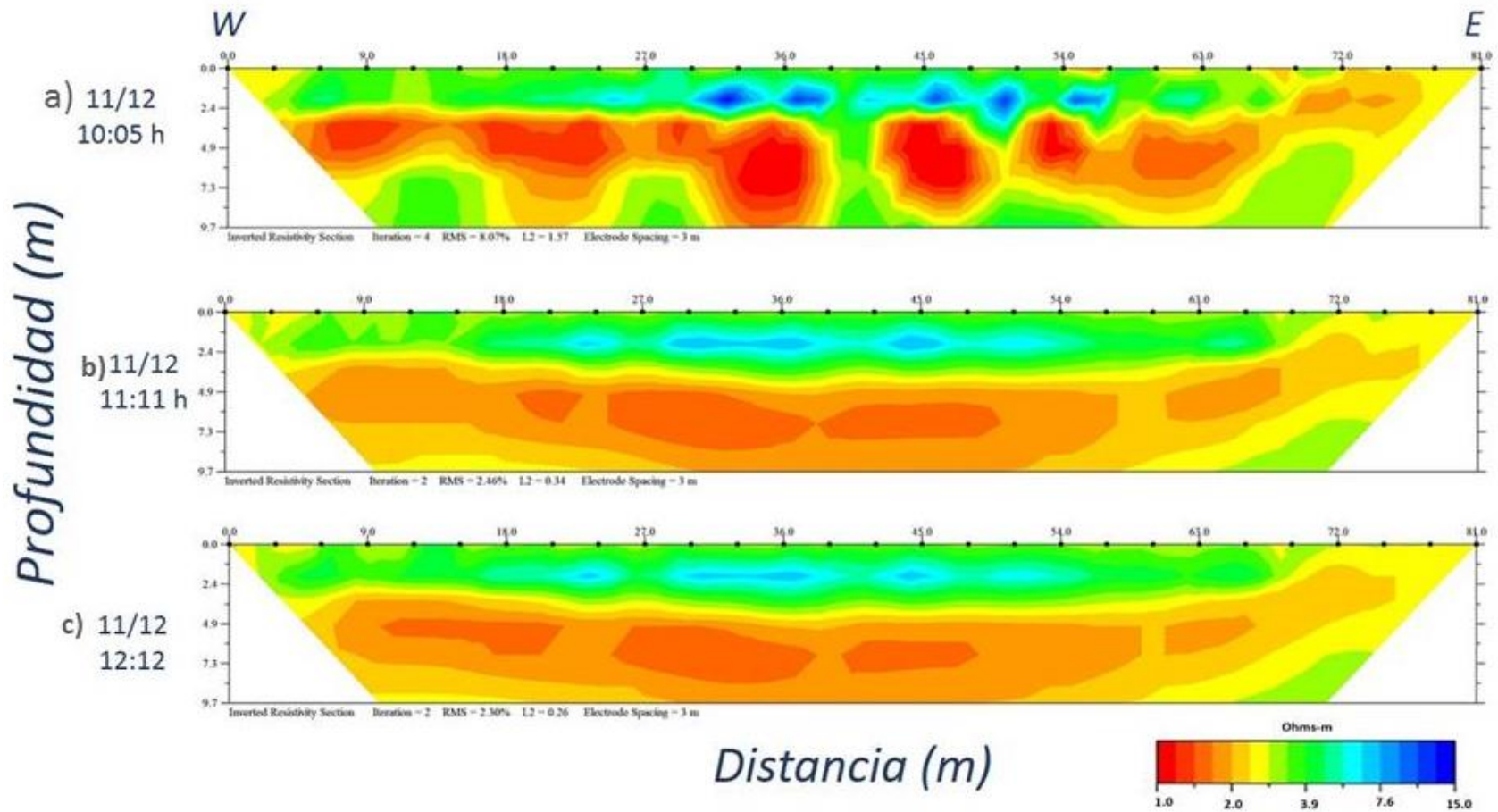


Figura 26. Tomografías de resistividad eléctrica ( $a=3$  m), realizadas durante el primer riego. a) Inicó del riego a las 10:05 h, b) Durante el riego a las 11:11 h, c) Después del riego a las 12:12 h.

La última medición del día se llevó a cabo a las 13:30 h (fig. 27a). De acuerdo a lo comentado en el párrafo anterior, se corrobora que no hay una infiltración apreciable ya que comparado con la tomografía anterior (fig. 26 c) es muy similar. Así se repite las observaciones; estos es, predominan resistividades bajas de 1  $\Omega$ -m a 7  $\Omega$ -m, en la parte somera hacia las longitudes de 1- 12 m, de 15-18 m y de los 54-63 m de longitud se tienen zonas más húmedas. Finalmente se sigue observando la zona húmeda en el lado Este del terreno. También se aprecia que desde la superficie hasta cercano a los 2.5 m de profundidad prevalecen resistividades que van de los 4  $\Omega$ -m a los 7  $\Omega$ -m. Mientras que después de los 2.5 m de profundidad están las más bajas resistividades asociado a la presencia del acuífero sobre una textura arcillosa.

El 13 de diciembre se realizó otra medición (fig. 27 b); esto es 2 días después del riego con el mismo objetivo, observar el desarrollo de la infiltración. La tomografía eléctrica obtenida 2 días después del riego muestra un flujo preferencial de 1 hasta 18 m de longitud en el cual se tienen resistividades del orden de los 3  $\Omega$ -m, este flujo preferencial es más notorio en los 9 m de longitud. Para esta imagen resistiva se percibió que en los 27 m de longitud había otro flujo que antes no se había presentado. De los 54-69 m de longitud son notorios los flujos en la parte somera del terreno. Después de los 70 m hasta los 81 m de longitud prevalece la zona húmeda del terreno. En la parte profunda del terreno la saturación de humedad se mantiene presente.

Pasado 4 días después del riego, se tiene la tomografía eléctrica del 15 de diciembre (fig. 27 c), la cual muestra ciertas variaciones con respecto a la del primer día. Las resistividades bajas predominaban en la mayor parte del sondeo medido, aunque con respecto a la del 13 de diciembre (fig. 27 b) es similar. Este perfil representa la respuesta máxima del terreno a la aplicación del riego; esto es, el avance máximo del proceso de infiltración en el suelo del área estudiada. Se puede apreciar el nivel freático alrededor de los 2.5 m, el cual se mantuvo a lo largo del experimento. La profundidad alcanzada en los tres perfiles fue de 9.7 m. Se tienen que las resistividades bajas están alrededor de los 2  $\Omega$ -m, y las pequeñas anomalías de altas resistividades son del orden de los 7  $\Omega$ -m. Estas pequeñas variaciones relativas indican como se va saturando el terreno, aunque lentamente. Los flujos preferenciales en la zona somera del terreno son apreciables en el tramo de 1m hasta los 18 m de longitud, así como en los 27 m de longitud; lo mismo ocurre a partir de los 54 – 69 m de longitud del terreno.

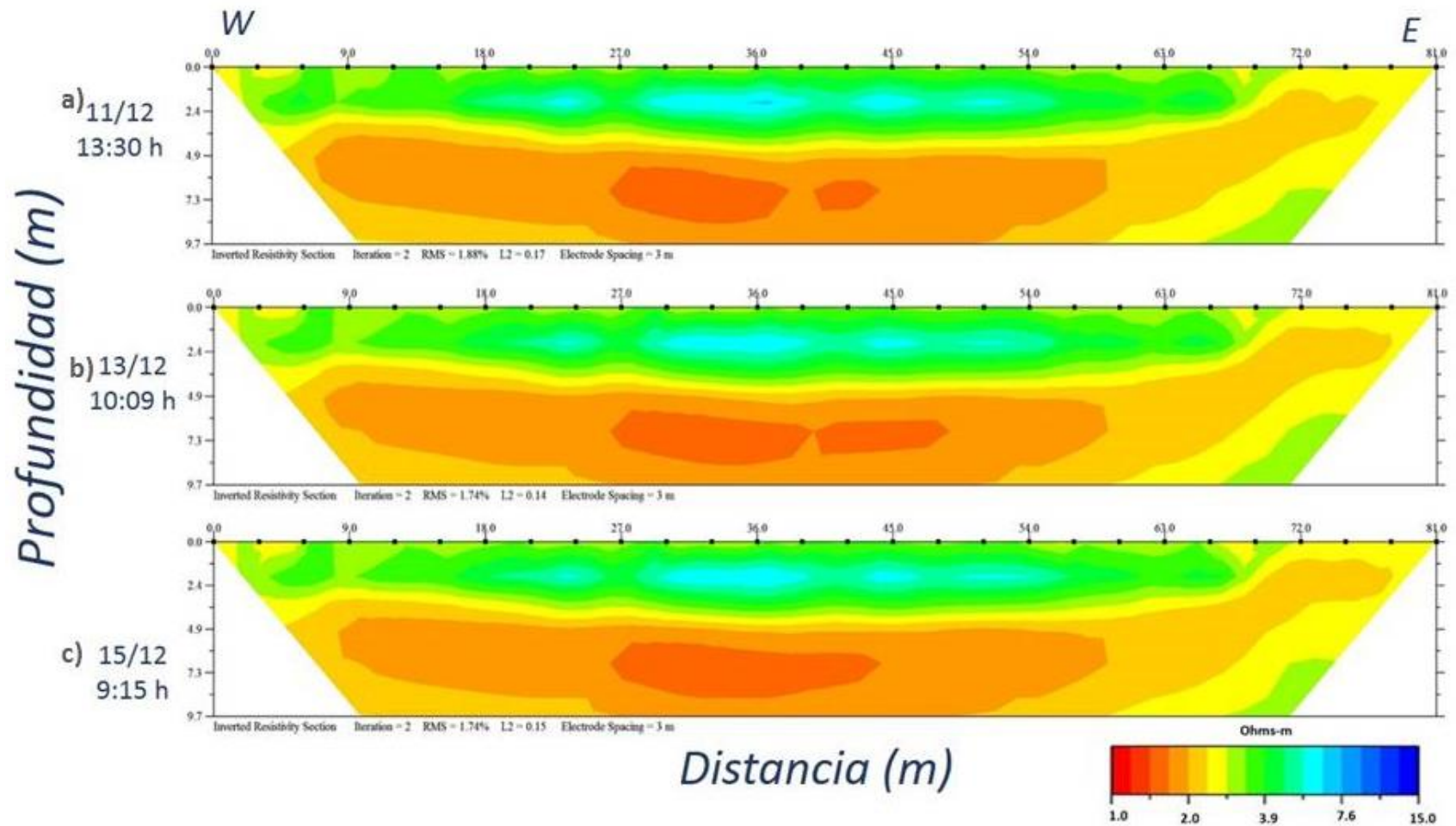


Figura 27. Tomografías de resistividad eléctrica ( $a=3$  m), realizadas durante el primer riego. a) 11 de diciembre (día del riego), b) 13 de diciembre (dos días después del riego), c) 15 de diciembre (cuatro días después del riego).

### 4.2.3 Tercer riego, ( $a= 1\text{ m}$ )

En un estudio de infiltración la zona de importancia se encuentra en la parte más superficial del suelo. Ya que los resultados de las primeras TRE, con una apertura de electrodos  $a= 3\text{ m}$ , no mostraron cambios significativos se decidió cambiar la apertura para tratar de observar esos pequeños cambios en el primer metro de la zona no saturada. De este modo, para los siguientes riegos la apertura entre los electrodos fue de solo  $1\text{ m}$ , cubriendo una longitud total de  $27\text{ m}$ .

En la figura 28 se muestran las tomografías eléctricas tomadas antes, durante y después del tercer riego. Es notorio que después de dos riegos, el terreno está más húmedo lo que contrasta con las bajas resistividades obtenidas en el perfil ( $2\ \Omega\text{-m}$ ). La primera medición realizada el 23 de febrero a las 10:46 h fue hecha antes del inicio del tercer riego. En esta tomografía eléctrica (fig. 28 a) se observa, en la parte somera aproximadamente hasta  $1.4\text{ m}$  de espesor, resistividades bajas ( $2\ \Omega\text{-m}$ ), relacionado a la humedad alta del suelo arcilloso de la zona. Se observa que solo en algunos sitios varían las resistividades a valores cercanos a los  $4\ \Omega\text{-m}$  como son en las distancias de  $7\text{-}8$ ,  $19\text{-}20$  y  $25\text{-}27\text{ m}$  de longitud. Después del  $1.4\text{ m}$  de profundidad se observan una zona con resistividades de  $4\ \Omega\text{-m}$  con una intercalación de resistividades de hasta  $7\ \Omega\text{-m}$  y en la parte más profunda de la imagen resistiva (a partir de los  $3\text{ m}$  de profundidad), se encuentran las más bajas resistividades que varían de  $1$  a  $3\ \Omega\text{-m}$ .

A las 16:11 h comenzó el tercer riego y a la par se inició con las mediciones de resistividad (fig. 28 b). Se observa un ligero cambio de resistividad en la longitud que va de  $7\text{-}8\text{ m}$  y del  $19\text{-}25\text{ m}$  que puede deberse a un flujo preferencial. Nuevamente hasta los primeros  $1.4\text{ m}$  de profundidad las resistividades son menores a  $2\ \Omega\text{-m}$ , enseguida tenemos la zona de  $4\text{-}6\ \Omega\text{-m}$  y en la parte más profunda de la tomografía eléctrica se observan la zona de bajas resistividades que varían de  $1$  a  $3\ \Omega\text{-m}$ . En los  $11\text{ m}$  de longitud y a  $2\text{ m}$  de profundidad pareciera que hay una elevación del nivel del agua relacionado al cambio en las resistividades ya que en la medición anterior estas resistividades se observaron cerca de los  $3\text{ m}$  de profundidad. Sin embargo, en las siguientes TRE (figs. 28 c y d) no se aprecia esto, por lo que puede ser que algo fallo en la adquisición de los datos.

A las 17:35 h se prosiguió con la tercera medición del día (fig. 28 c) y las resistividades encontradas difieren muy poco con la medición anterior, principalmente en la parte superficial, aunque parece desaparecer el levantamiento del nivel del agua mencionado en el párrafo anterior (fig. 28 b). Siguen apareciendo valores de resistividad asociados a flujos preferenciales a los  $7\text{-}8\text{ m}$  y a los  $18\text{-}20\text{ m}$

de longitud. Se mantienen las resistividades de  $2 \Omega\text{-m}$  en la parte somera y de  $4\text{-}6 \Omega\text{-m}$  en el siguiente estrato resistivo. La parte profunda mantiene sus resistividades de  $1\text{-}2 \Omega\text{-m}$ . Para la última medición del día realizada a las 18:20 h (fig. 28 d), las resistividades encontradas no difieren mucho de la medición anterior (fig. 28 c). Las resistividades se mantienen en alrededor de  $3 \Omega\text{-m}$  en la parte somera,  $4\text{-}6$  en el siguiente estrato resistivo y en la parte profunda de  $1.5$  a  $3 \Omega\text{-m}$ .

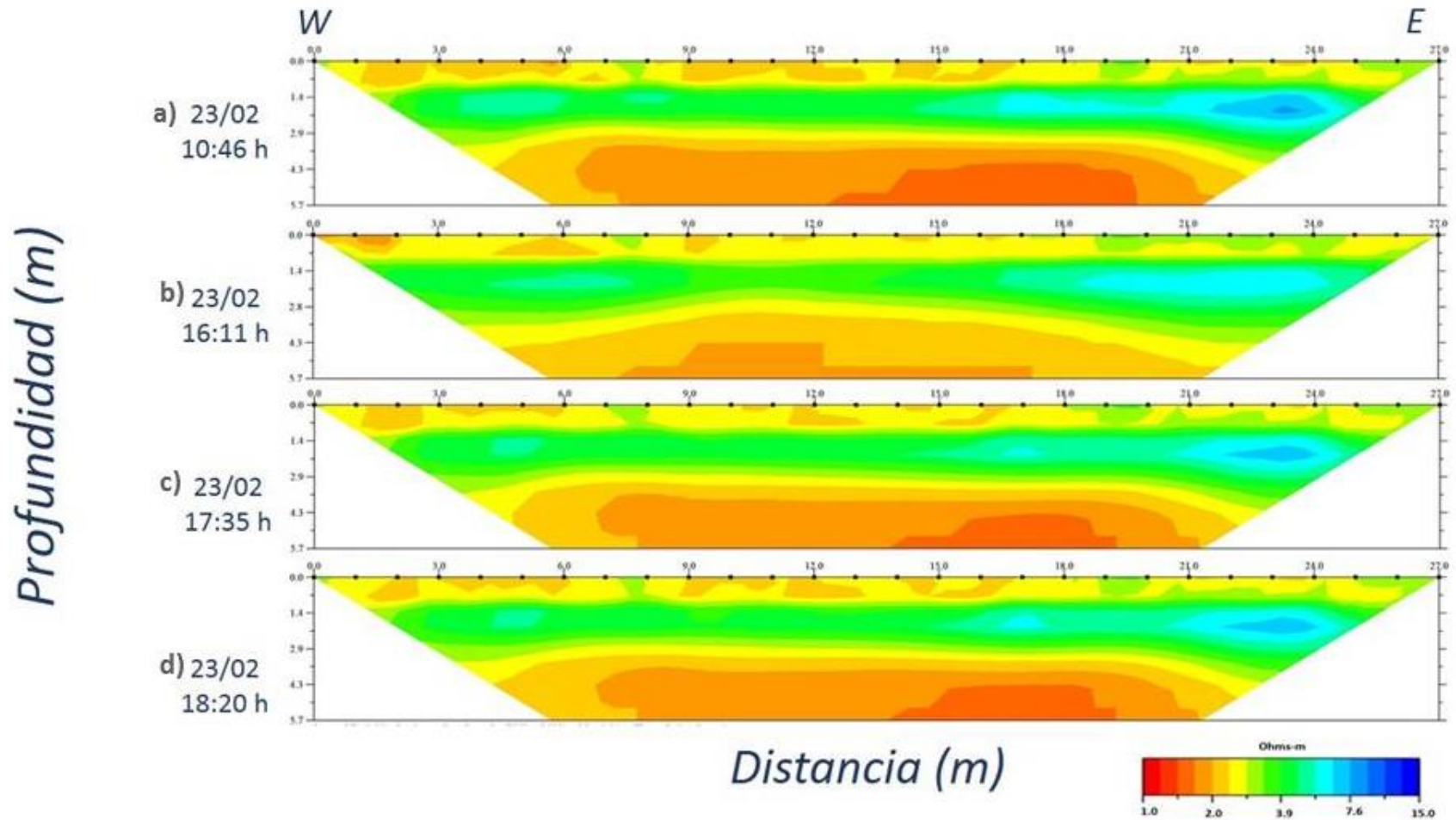


Figura 28. Tomografías de resistividad eléctrica ( $a=1$  m) realizadas durante el tercer riego del 23 de febrero de 2015. El inicio del riego fue a las 16:11h. a) 10: 46 h (antes inicio del riego); b) 16:11 h (justo al inicio del riego); c) 17:35 h (~ 1 h después) y d) 18:20 h (~ 2 h después).

#### 4.2.4 Cuarto riego

Para este cuarto riego se obtuvieron las tomografías de la figura 29 medidas antes, durante y después del riego.

La primera imagen resistiva se obtuvo el 20 de marzo a las 12:50 h (fig. 29a) y en comparación a la medición del 23 de febrero (fig. 29), se notan cambios en las resistividades que se asocian a cambios en la humedad. Ya no se mantiene de forma continua el estrato resistivo en la parte somera, sino que se aprecia que hubo un aumento en la resistividad relacionado a una pérdida de humedad. El espesor de ese estrato varía desde 1.4 m en algunas áreas hasta los 0.7 m en otras, incluso en otras zonas ya no es apreciable. En la posición de 2 m de longitud se nota una resistividad de alrededor de los 2  $\Omega$ -m la cual se profundiza, sugiriendo una conexión hídrica, aunque las posteriores tomografías no confirman este hecho. De los 6-9 m de longitud se tienen resistividades cercanas a los 4  $\Omega$ -m, mientras que de los 9-21 m de longitud se observan resistividades de 2  $\Omega$ -m que también parecieran que se conectan con la parte más profunda de la tomografía eléctrica. Sin embargo a partir de los 21-27 m de longitud se observa resistividades de 4  $\Omega$ -m. Estas variaciones de resistividad en la parte más somera del perfil indican variaciones en el contenido de humedad. Las resistividades mayores a 7  $\Omega$ -m han desaparecido en la imagen lo que sugiere que toda la zona cubierta por la TRE está tendiendo a la saturación de agua. En la parte profunda de la tomografía eléctrica se observan resistividades de 1-2  $\Omega$ -m.

En el perfil medido a las 13:56 h (fig. 29b), se pueden observar el mismo patrón de resistividades y tendencias, con pocas variaciones, predominando en la parte somera. Las resistividades siguen siendo bajas (hasta 2  $\Omega$ -m), lo cual sugiere una saturación del medio, con un ascenso significativo del nivel freático, aunque es notable los flujos preferenciales en diversas partes del perfil.

Una semana después del riego se midió la tomografía eléctrica (28 de marzo; fig. 29c), y se puede observar que las resistividades van de los 2-4  $\Omega$ -m en la parte somera del perfil. Así también, las resistividades asociadas a la elevación del nivel freático es significativo (hacia la posición de los 10-18 m de longitud), sugiriendo que la humedad del terreno sigue manteniéndose, y es debido a esto que para esta medición las más altas resistividades son de 4  $\Omega$ -m. Se observa que en las orillas del perfil no se tiene un incremento de resistividad asociado a una mayor humedad. Aunque en los extremos, por principio, este método no es muy confiable.

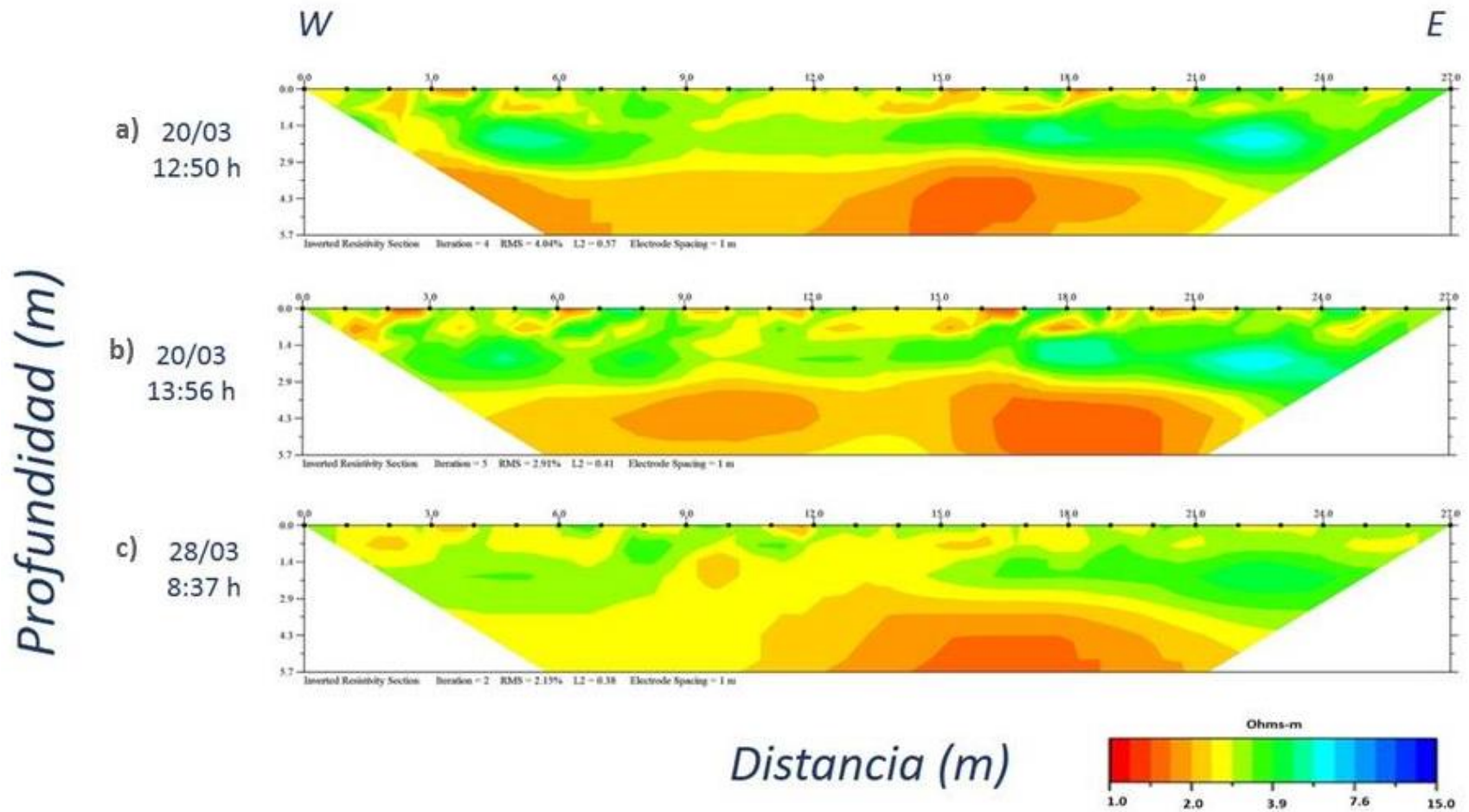


Figura 29. Tomografías de resistividad eléctrica ( $a=1$  m) realizadas durante el cuarto riego del 20 de marzo de 2015. El inicio del riego fue a las 13:56 h. a) 12:50 h (antes inicio del riego); b) 13:56 h (justo al inicio del riego); c) 8:37 h (8 días después).

#### **4.2.5 Quinto riego**

En el último riego de la temporada (fig. 30) se tiene un avance de la humedad en el terreno, esto es una saturación del medio relacionado a las bajas resistividades. La resistividad predominante en la mayor parte del perfil es de 2  $\Omega$ -m.

El perfil de TRE 30b se obtuvo el día del riego y muestra, en su mayor parte, resistividades conectadas tanto horizontalmente como verticalmente que parece indicar una saturación del medio. Las bajas resistividades se mantuvieron alrededor de los 4  $\Omega$ -m, que sugiere también el ascenso del nivel freático. En el perfil 30c tomado el 28 de abril, los valores de resistividad sugieren que el terreno se saturó casi completamente: las bajas resistividades no cambiaron, al contrario se mantuvieron alrededor de los 4  $\Omega$ -m.

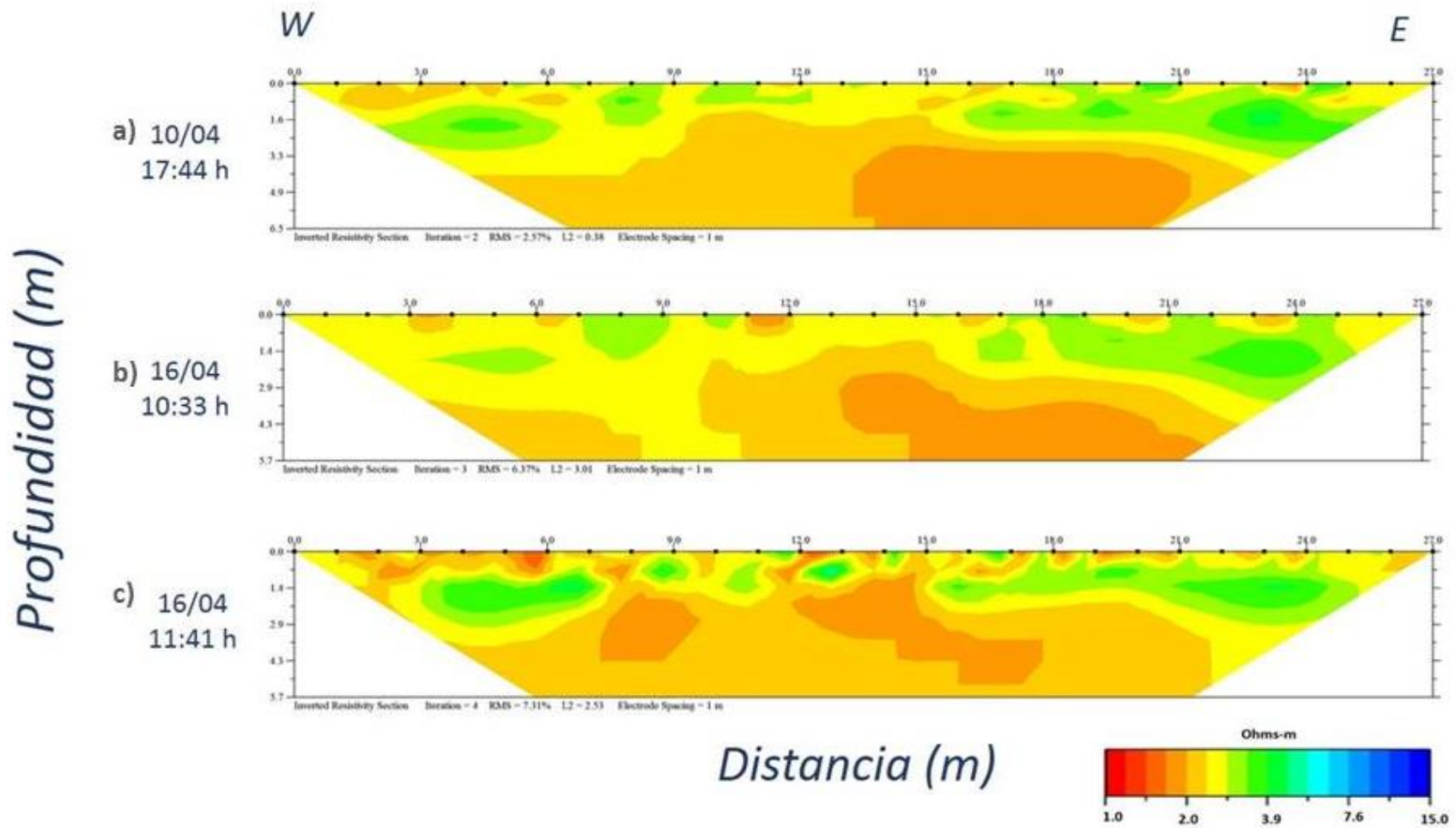


Figura 30. Tomografías de resistividad eléctrica ( $a=1$  m) realizadas durante el cuarto riego del 16 de abril del 2015. El inicio del riego fue a las 10:33 h. a) 17:44 h (antes inicio del riego); b) 10:33 h (justo al inicio del riego); c) 11:41 h (~1 h después).

Como en el caso del flujo pulso en el Río Colorado (apartado 4.1.2), se consideraron ciertos tramos en las secciones de resistividad para ver con detalle el proceso de infiltración. En este caso, se tomó el tramo entre el electrodo 13 y 14 de algunas de las TRE, considerando aquellas que mostraban los cambios de resistividad más significativos entre ellas (figura 31). Los resultados indican que las secciones del 23 febrero tienen un ligero cambio de resistividad cuando es aplicado el riego por inundación del terreno. Para la sección del 06 marzo se observan ligeros cambios en la superficie considerando que para esas fechas la componente relacionada a la evaporación ha comenzado y continúa para el 18 marzo. Para el 20 de marzo (4to riego) se vuelve a saturar el medio. El 28 de marzo el aumento de la saturación se percibe más. Con el riego del 10 abril el incremento de la humedad avanza y el 16 abril el terreno estaba totalmente saturado y comienza la evaporación del sitio de estudio pues en la superficie puede notarse un ligero cambio de resistividad. Esto puede indicar la etapa de evaporación que puede considerarse como una etapa de retroceso del proceso de infiltración.

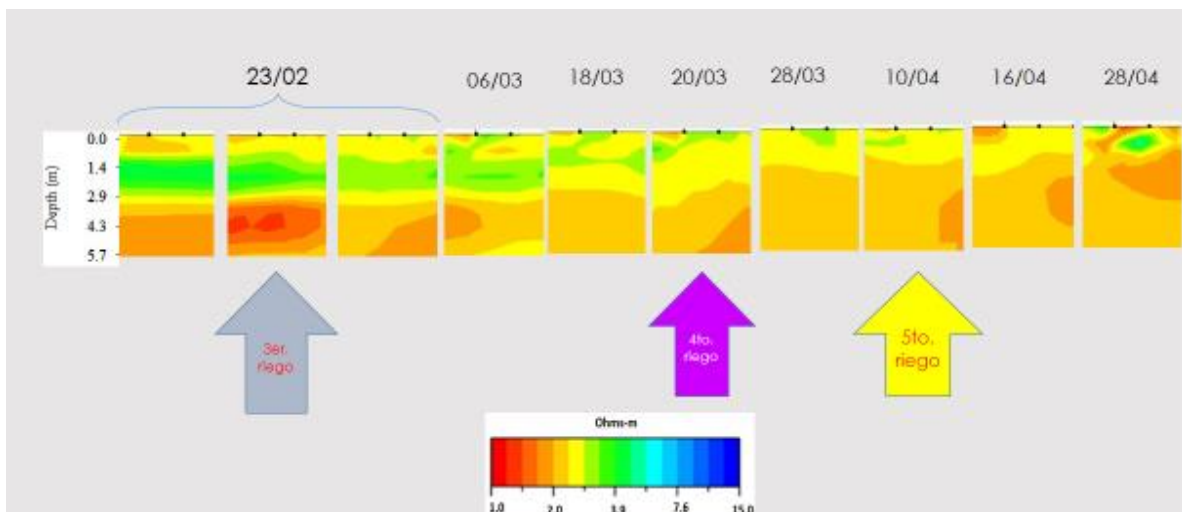


Figura 31. Secciones de los valores de resistividad eléctrica en Colonia Progreso, se muestran las mediciones del tercero, cuarto y quinto riego.

En esta secuencia temporal de TRE (figura 31), se observa que las bajas resistividades persisten en todas ellas, solamente ligeros cambios de resistividad se pueden notar entre ellas. Las curvas del 23 de febrero están cercanas a los 3  $\Omega$ -m y las del 4to y 5to riego se encuentran en promedio en los 2.4  $\Omega$ -m de resistividad. Esto sugiere que el contenido de humedad aumentaba con cada riego y es hasta el 16 de abril donde se aprecia un retroceso; esto es, el inicio de la evaporación, relacionado a las bajas resistividades en la superficie. Con los cambios de resistividad, profundidad y tiempo se calculó una infiltración de 0.13 m/d y hasta un máximo de 1 m/d. Esta estimación se realizó con el tercer riego, ya que con los

perfiles obtenidos fue de mayor utilidad para dicho cálculo, considerando las diferencias de distancias entre puntos comunes en las imágenes de las figuras 28 a y 28b y c y, la diferencia en tiempo entre ellas

# **5. CAPÍTULO 5: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

La tomografía eléctrica resistiva ha sido de gran ayuda para observar el desarrollo del proceso de infiltración tanto en el Río Colorado, relacionado al evento del Flujo Pulso, como en la zona de riego de la Colonia Progreso, relacionado a una temporada agrícola que inicia en un primer riego en condiciones del suelo parcialmente saturado.

Para el caso del Río Colorado se obtuvieron mejores lecturas cuando se incrementó la ventana de inyección de corriente (3.6 segundos). Así también la entrada de agua al cauce del río ayudo a que las lecturas pudieran estabilizarse tanto en la Línea 1 como en la Línea 2.

En cuanto a las mediciones en la zona de riego y las inmediatamente posteriores al día del riego muestran que hubo una rápida saturación del medio. En cuanto al flujo pulso, ya que se inundó todo el cauce, las resistividades bajaron considerablemente.

La repetición de la Línea 1 en tres momentos distintos de medición ha permitido evaluar la evolución temporal de las infiltraciones y ha aportado datos para su interpretación (Fig. 21 y 22). Existe coincidencia entre los perfiles medidos durante la época seca del terreno ya que los tres perfiles coinciden con altas resistividades debido a lo seco del suelo.

La estimación de la infiltración del Río Colorado varía de 0.125 a 1.25 m/d lo que sugiere que las arenas tienen una rápida saturación, de menos de 24 h. Con la línea perpendicular al río se observó el avance del frente de humedad hacia la vega del cauce del río. Esto es muy importante para los propósitos de restauración de la vega del río.

En la zona agrícola de la Colonia Progreso, con un suelo arcilloso, se midió en la primera etapa (riego 1 y 2), con  $a=3\text{m}$ . Se concluyó que el espaciamiento entre electrodos no era el adecuado y se decidió reducir el espaciamiento a 1 metro ( $a=1\text{m}$ ). Durante el primer riego, se pudieron observar variaciones pequeñas en la distribución de resistividades del subsuelo, que pueden relacionarse con el humedecimiento inicial del suelo (en la parte superficial). Las resistividades máximas fueron de 14  $\Omega\text{-m}$ , las que se relacionaron con el suelo más seco o con textura más gruesa (arenas y gravas). También se pudieron percibir cambios en las resistividades relacionados a cambios en el nivel freático (de 4 m a 2.5 m de profundidad).

Para la segunda etapa (riego del 3 al 5), las resistividades obtenidas fueron de hasta 7  $\Omega\text{-m}$  correspondientes a las partes más secas del terreno, lo que indica una

condición inicial del subsuelo relativamente húmedo. También en esta etapa el nivel freático alcanzó los 3 m (Riego 4), observándose incluso flujos preferenciales a lo largo del perfil. En los últimos riegos (riegos 4 y 5), este nivel disminuyó, observándose humedad desde la superficie del suelo hasta parecer conectarse con el acuífero.

Con esta apertura de electrodos se estimó la infiltración de 0.13 m/d y hasta un máximo estimado de 1 m/d.

En ambos casos se han obtenido tomografías eléctricas que indican valores de resistividad que han permitido identificar infiltraciones del subsuelo y que pudieran estudiarse más a fondo. Se observan cambios significativos cuando se reduce la distancia entre los electrodos, principalmente en el caso de la Col. Progreso, donde es importante identificar el nivel freático y la humedad inicial de la zona de estudio. Las mediciones hechas en diferentes momentos han sido de gran utilidad para conocer el desarrollo del proceso de infiltración.

Se establece que faltó un mayor seguimiento en ambos casos para analizar el proceso de evaporación del suelo, lo que ayudaría a conocer el tiempo en que el terreno vuelve a sus condiciones iniciales de bajo o nulo contenido de humedad.

Las lecturas de temperatura del suelo podrían haber ayudado a corregir las mediciones respecto a los cambios de temperatura.

# Referencias Bibliográficas

- Advanced Geoscience Inc., (2009). Instruction Manual for EarthImager 2D Resistivity and IP Inversion Software. Austin, Texas.
- Alarcón G., (2016). Caracterización de la infiltración en el lecho seco del Delta Río Colorado bajo escenarios del Flujo Pulso 2014. Tesis de Maestría. UABC.
- Álvarez A., (2010). Las interacciones agricultura-agua y la modificación de los ambientes rurales: El caso del valle de Mexicali. El Colegio de la Frontera Norte.
- Ariel., 1970. Estudio Hidrogeológico Completo de los Acuíferos del Valle de Mexicali, B.C. y Mesa de San Luis Son. Reporte Interno CNA.
- Badorreck, A., Gerke, H., Hüttl, R., (2013). Morphology of physical soil crusts and infiltration patterns in an artificial catchment. *Soil and Tillage Research*, 129, 1–8.
- Barker, R., (1989). Depth of investigation of collinear symmetrical four-electrode arrays. *Geophysics*, Vol. 54.
- Bighash P., Murgulet D., (2015). *Science of the Total Environment* 532, 688–701.
- Boaga, J., Rossi, M., Cassiani, G. (2013). Monitoring Soil-plant Interactions in an Apple Orchard Using 3D Electrical Resistivity Tomography. *Procedia Environmental Sciences*, 19, 394–402.
- Boucher, M., Favreau, G., Descloitres, M., Vouillamoz, J.-M., Massuel, S., Nazoumou, Legchenko, A., (2009). Contribution of geophysical surveys to groundwater modelling of a porous aquifer in semiarid Niger: An overview. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(10-11), 800–809.
- Buttkus B., (2000), *Spectral Analysis and Filter Theory in Applied Geophysics*. Springer-Verlag, Berlin.
- Butler DK., (2005). Near-surface Geophysics. *Investigations in Geophysics No 13*. Society of Exploration Geophysicists: Tulsa, OK: Chapter 5 Inversion for Applied Geophysics: A Tutorial

- Brunet, P., Clément, R., & Bouvier, C., (2010). Monitoring soil water content and deficit using Electrical Resistivity Tomography (ERT) – A case study in the Cevennes area, France. *Journal of Hydrology*, 380(1-2), 146–153.
- Clément R., Descloitres M., Günther T., Ribolzi O., Legchenko A., (2009). Influence of shallow infiltration on time-lapse ERT: Experience of advanced interpretation. *C. R. Geoscience* 341, 886–898.
- CONAGUA, (1999). Efectos del revestimiento del Canal Todo Americano sobre territorio mexicano. Subdirección General de Administración del Agua. Gerencia de Aguas Subterráneas. Informe interno.
- Comisión Nacional del Agua, (1998) Estudios de Nuevas Fuentes de Abastecimiento para las Ciudades Fronterizas del Estado de Baja California Norte.
- Comisión Nacional del Agua, (1998). Definición de Nuevas Fuentes de Abastecimiento para las Zonas Urbanas del Norte del Estado de Baja California. Contrato SGC-AP-96- 220 I. Tomo I.
- Comisión Nacional del Agua, (1999-2000). Estudio para la reactivación de redes de monitoreo piezométrico del acuífero Valle de Mexicali B.C., Estudios y Proyectos Moro, S.A. de C.V.
- Comisión Nacional del Agua, (2004). Reporte técnico No. GAS/SEMG/2005/01. Gerencia de Aguas Subterráneas, Subgerencia de Exploración y Monitoreo.
- Comisión Nacional del Agua, (2015), Actualización de la disposición media anual de agua en el acuífero Valle de Mexicali (0210), Estado de Baja California, Subdirección General Técnica. Publicado en el Diario Oficial de la Federación.
- Coras P. M., (2003). Propiedades físicas del suelo relacionadas al riego. (PP. 226) Universidad Autónoma de Chapingo.
- Cousin, I., Besson, A., Bourennane, H., Pasquier, C., Nicoullaud, B., King, D., & Richard, G. (2009). From spatial-continuous electrical resistivity measurements to the soil hydraulic functioning at the field scale. *Comptes Rendus Geoscience*, 341(10-11), 859–867.
- Dafonte, J.R. Raposo, M. Valcárcel, M. Fandiño, E.M. Martínez, B.J. Rey y J.J. Cancela, (2013), Utilización de la tomografía eléctrica resistiva para estimar el contenido de agua en el suelo en Viña bajo diferentes sistemas de riego. *Estudios en la Zona no Saturada del Suelo*. Vol. XI 57.

- Daniels F., Alberty A., (1966). *Physical Chemistry*. John Wiley and Sons, Inc.
- Dahlin T., Johansson S, Loke M.H., (2008). Resistivity monitoring for leakage and internal erosion detection at Hällby embankment dam., *Journal of Applied Geophysics* 65, 155–164.
- De la Torre G. B., (2010). Definición de zonas de fracturamiento empleando Tomografía Resistividad Eléctrica 3D. (Tesis). Facultad de Ingeniería, UNAM, México.
- Edwards, L. S., (1977). A modified pseudosection for resistivity and induced polarization. *Geophysics*, 42, 1020-1036
- Essig, E. T., Corradini, C., Morbidelli, R., & Govindaraju, R. S. (2009). Infiltration and deep flow over sloping surfaces: Comparison of numerical and experimental results. *Journal of Hydrology*, 374(1-2), 30–42.
- Franco R., Biella G., Tosi L., Teatini P., Lozej A., Chiozzotto B., Giada M., Rizzetto F., Claude C., Mayer A., Bassan V., Gasparetto-Stori G., (2009). Monitoring the saltwater intrusion by time lapse electrical resistivity tomography: The Chioggia test site (Venice Lagoon, Italy), *Journal of Applied Geophysics* 69 117–130.
- Freeze, R. A., Cherry, (1979). *Groundwater*. Prentice~ Hall, Englewood I Cliffs, USA, 12, 145-165.
- Gómez F., Pérez M., Reyes J., López D., Herrera F., García O., Romero S., Solís F., Martín-Loeches M., (2016). Geochemical modeling and low-frequency geoelectrical methods to evaluate the open dump impact in arid and deltaic environments. *Environmental Earth Science*: p. 1-20 ISSN: 1866-6280
- Gunn, D. A., Chambers, J. E., Uhlemann, S., Wilkinson, P. B., Meldrum, P. I., Dijkstra, T. A., Glendinning, S. (2014). Moisture monitoring in clay embankments using electrical resistivity tomography. *Construction and Building Materials*.
- Gutiérrez Gneccchi, J. A., Chávez, A. G.-T., Chávez Campos, G. M., Peregrino, V. H. O., & Marroquin Pineda, E., (2012). Soil water infiltration measurements using electrical impedance tomography. *Chemical Engineering Journal*, 191, 13–21.
- Heiss, J. W., Ullman, W. J., & Michael, H. A., (2014). Swash zone moisture dynamics and unsaturated infiltration in two sandy beach aquifers. *Estuarine, Coastal and Shelf Science*, 143, 20–31.

- Keller G.V., Frischknecht F.C., (1966). *Electrical Method in Geophysical Prospecting*. Pergamon Press Inc. Oxford.
- Knödel K., Lange G., Voigt H.-J., (2007). *Environmental Geology: handbook of field methods and case studies*. Springer, U.S.A.
- Koefoed O., (1979). *Geosounding principles resistivity sounding measurements*. Elsevier Scientific, Amsterdam.
- Kulhánek O., (1976), *Introduction to Digital Filtering in Geophysics*. Elsevier Scientific Publishing Company, Amsterdam.
- Kuroda, S., Jang, H., & Kim, H. (2009). Time-lapse borehole radar monitoring of an infiltration experiment in the vadose zone. *Journal of Applied Geophysics*, 67(4), 361–366.
- Loke, M., Chambers, J., Rucker, D., Kuras, O., Wilkinson, P., (2013). Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of Applied Geophysics*, 95, 135–156.
- Loke, M.H., Dahlin, T., (2011). Smoothness-constrained time-lapse inversion of data from 3-D resistivity surveys. *Procs. 17th European Meeting of Environmental and Engineering Geophysics*, 12–14 September 2011, Leicester, U.K., p. F06
- Loke M. H., (2004). *Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys*.
- López H. A, Bustinza J, Cittadini O., (2007), *Aplicación de la tomografía eléctrica al estudio del lecho de roca en las futuras presas sobre el río Santa Cruz: Cóndor Cliff y la Barrancosa*, Instituto Geofísico Sismológico. Universidad Nacional de San Juan Argentina. pag.16.
- Michot D., Benderitter Y., Dorigny A., Nicoullaud B., King D., Tabbagh A., (2003), Spatial and temporal monitoring of soil water content with an irrigated corn crop cover using surface electrical resistivity tomography, *Water Resources Research*, 39, 5, 1138.
- Miyazaki T., (1993), *Water Flow in Soil*, (296 pp)., Dekker.
- Menke W., (2012). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press, Elsevier, Massachusetts, USA.
- Mohamed, M., Kezza, O. El, Abdel-Aal, M., Schellart, A., Tait, S., (2015). Effects of coolant flow rate, groundwater table fluctuations and infiltration of rainwater

on the efficiency of heat recovery from near surface soil layers. *Geothermics*, 53, 171–182.

Musgrave, H., & Binley, A. (2011). Revealing the temporal dynamics of subsurface temperature in a wetland using time-lapse geophysics. *Journal of Hydrology*, 396(3-4), 258–266.

Nelson M., Zamora F., Ramírez J., Santiago E., (2013), Geomorphology of a Recurring Tidal Sandbar in the estuary of the Colorado River, Mexico: Implications for restoration. *Ecological Engineering*. 59, 121-133.

Niu, Q., Wang, Y.-H., & Zhao, K. (2014). Evaluation of the capacitively coupled resistivity (line antenna) method for the characterization of vadose zone dynamics. *Journal of Applied Geophysics*, 106, 119–127.

Oldenburg D., and Li Y., (1999). Estimating depth of investigation in dc resistivity and IP surveys. *Geophysics*, Vol. 64.

Olona, J., Gallastegui, J., Farias, P., González-Cortina, J. M., Fernández-Viejo, G. (2013), Electrical resistivity study to evaluate the leakage zones of the dried Ándara lake (P. N.) Picos de Europa National Park, Spain. EGU, Viena, Poster.

Orellana, E., (1982). *Prospección geoelectrica en corriente continua*. Paraninfo, España.

Pellicer, X., Zarroca, M., Gibson, P., (2012). Time-lapse resistivity analysis of Quaternary sediments in the Midlands of Ireland. *Journal of Applied Geophysics*.

Perkins A., John R. Nimmoa, Claire E. Rose B, Richard H. Coupe., (2011). Field tracer investigation of unsaturated zone flow paths and mechanisms in agricultural soils of northwestern Mississippi, USA Kim S. *Journal Hidrology* 396. (1-2) 1-11.

Ramírez, J., Román, C. J., Reyes L. J. A., Mancilla, O. L., (2006). El escenario del agua en el Valle de Mexicali. Una visión de la problemática ambiental de Mexicali y su valle. UABC. 1-50.

Reyes J., (1999). *Evolución físico-química de la Zona No Saturada en suelos abonados con lodos de depuradoras y su influencia sobre la calidad del agua subterránea. Aplicación en la vega de Aranjuez*. Tesis Doctoral. Universidad de Alcalá.

- Reynolds J., (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. John Wiley and Sons, Ltd. New York.
- Rucker, D., Loke, M.H., Levitt, M.T., Noonan, G.E., (2010). Electrical resistivity characterization of an industrial site using long electrodes. *Geophysics* 75 (4).
- Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A., Richard, G. (2005). Electrical resistivity survey in soil science: A review. *Soil and Tillage Research*.
- Secretaría de Agricultura y Recursos Hidráulicos, (1978). *Información de Carácter Geohidrológico del Valle de Mexicali, B.C. y Mesa Arenosa de San Luis Potosí*.
- Selim M., (2016). *Competitive Sorption and Transport of Heavy Metals in Soils and Geological Media*, CRC Press.
- Sjödahl P., Dahlin T., Johansson S, Loke M.H. (2008). Resistivity monitoring for leakage and internal erosion detection at Hällby embankment dam., *Journal of Applied Geophysics* 65, 155–164.
- Tao Zhu, Rui Feng, Jian-guo Zhou, Shuo-qin Wang, (2009). *The Application of Electrical Resistivity Tomography to Detecting a Buried Fault: A Case Study*.
- Tarantola A., (1987). *Inverse Problem Theory: Methods for Data Fitting and Model Parameter Estimation*. Elsevier Scientific B.V., Amsterdam.
- Telford W., Geldart L., Scheriff R., (1992). *Applied Geophysics*, 2da Edición, Cambridge University Press.
- Tindall, J. A., Kunkel A. R., Anderson D., (1999). *Unsaturated zone hydrology for scientists and engineers*. Edición: Prentice Hall, Inc.
- Travelletti, J., Sailhac, P., Malet, P., Grandjean G. Ponton J., (2012). Hydrological response of weathered clay-shale slopes: water infiltration monitoring with time-lapse electrical resistivity tomography. *Hydrological Processes*. 26, 2106-2119.
- Urbieta G. J., (2009). *Evaluación de las técnicas de adquisición de datos 2D y 3D con tomografía de resistividad eléctrica en pozo*. Tesis de Maestría. Posgrado. UNAM
- Urbieta, G.J. (2008). *Estimación de la distribución espacial de resistividades del subsuelo para localizar un posible acuífero por tomografía eléctrica en el*

Pahual, Municipio de Espinal, Veracruz. Departamento de Geofísica. Facultad Ingeniería, UNAM.

Weinzettel P. A., Dietrich S. y Varni M, (2009), Utilización de tomografía eléctrica con distintas configuraciones y espaciamentos electródicos para la caracterización de la zona no saturada, Instituto de Hidrología de Llanuras Argentina.9, 8-15.