



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN  
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA A.C.**

**POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS**

**“Tecnología para determinación de propiedades físicas y parámetros de riego de  
suelos agrícolas”**

Tesis que presenta

**Christian Yamir Cordero Vázquez**

Para obtener el grado de

**Doctor en Geociencias Aplicadas**

Director de Tesis:

**Dr. Omar Delgado Rodríguez**

San Luis Potosí, S.L.P., febrero de 2025

## Hoja para constancia de aprobación de la tesis



### **Créditos Institucionales**

Esta tesis fue elaborada en la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., y con el apoyo del Laboratorio de Hidrogeoquímica, el Laboratorio de Petrografía y el Laboratorio de Geofísica pertenecientes a la División de Geociencias Aplicadas bajo la dirección del Dr. Omar Delgado Rodríguez.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Humanidades, Ciencia y Tecnología (763165) y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.

Hoja para Acta de examen de grado

*A mis padres Socorro  
y Facundo*

## **Agradecimientos**

Agradezco profundamente a mis padres, Socorro y Facundo; a mis hermanos, Adrián y Gabriel, porque son los seres humanos que más quiero, admiro y que me llenan siempre de amor, paz y fortaleza. Que han confiado y creído siempre en mí.

A Anayeli por creer en mí, apoyarme y estar en este camino siempre junto a mí y a mis hijos, Amitza, Santiago y Liam.

Al Dr. Omar Delgado por formar parte de mi formación profesional y ser parte de este proceso, por su paciencia y apoyo.

Al Dr. Héctor Peinado, Dr. Vsevolod Yutsis y al Dr. Rodolfo Cisneros por su valiosa contribución al desarrollo de este trabajo, por sus observaciones y recomendaciones que aportaron en la mejora y calidad de la discusión y análisis de los resultados.

A mis amigos del laboratorio de Hidrogeoquímica Yadira, Rodrigo, por su dedicación y valiosa aportación para el desarrollo de este trabajo.

A Juana Edith Rodriguez por tener siempre la disponibilidad de brindar apoyo en los tramites de posgrado.

A Sandra Torres por apoyarme en la gestión de recursos, material y equipos necesarios para la realización de experimentos.

## Contenido

Capítulo I. Marco teórico.....	1
1.1    Introducción .....	1
1.2    Antecedentes.....	4
1.3    Hipótesis.....	7
1.4    Objetivos.....	7
1.4.1    Objetivo principal .....	7
1.4.2    Objetivos particulares .....	7
Capítulo II. Marco Geológico-edafológico.....	9
San Felipe, Guanajuato, México .....	9
Villa de Arriaga, San Luis Potosí, México .....	13
Capítulo III. Marco teórico de metodología .....	19
3.1    Perfilaje Eléctrico.....	19
3.2    Tomografía de Resistividad Eléctrica.....	23
3.3    Perfilaje electromagnético .....	24
3.4    Algoritmo de Ryjov .....	29
3.5    Percepción remota aplicada a la agricultura .....	38
3.6    Parámetros de riego agrícola .....	47
Capítulo IV. Metodología desarrollada.....	49
4.1    Pequeñas extensiones .....	53
4.1.1    Resistividad eléctrica del suelo.....	53

4.1.2 Humedad del suelo .....	58
4.1.3 Salinidad del suelo.....	59
4.1.4 Contenido de finos y porosidad .....	60
4.1.5 Lámina de presiembra (LPS).....	61
4.2 Grandes extensiones .....	63
4.2.1 Resistividad eléctrica del suelo.....	63
4.2.2 Humedad del suelo.....	65
4.2.3 Salinidad del suelo.....	69
4.2.4 Contenido de finos y porosidad .....	72
4.2.5 Lámina de presiembra (LPS).....	73
Capítulo V. Resultados y discusión .....	74
5.0 Pequeñas extensiones.....	74
5.1 TRE-PEM: Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) y Perfil Electromagnético (PEM). .....	74
5.2 Mapas geoelectrónicos y de propiedades del suelo .....	76
5.2.1 Resistividad eléctrica del suelo.....	77
5.2.2 Humedad del suelo.....	77
5.2.3 Salinidad del suelo.....	78
5.2.4 Contenido de finos y porosidad .....	78
5.2.5 Lámina de presiembra (LPS).....	79
6.0 Grandes extensiones.....	82
6.1 ERT-PEM: Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) y Perfil Electromagnético (PEM). .....	82
6.2 Mapas geoelectrónicos y de propiedades del suelo .....	84
6.2.1 Resistividad eléctrica del suelo.....	84
6.2.2 Humedad del suelo.....	85
6.2.3 Salinidad del suelo.....	85
6.2.4 Contenido de finos y porosidad .....	86
6.2.5 Lámina pre-siembra (LPS).....	86

Conclusiones .....	89
Bibliografía .....	92
Anexos .....	110
CALIBRACIONES Y PRUEBAS EXPERIMENTALES .....	110
Ventajas y limitaciones en la aplicación de los métodos PE y PEM en estudios de suelos agrícolas .....	114
a) Resistividad real vs resistividad aparente. ....	114
b) Eficiencia. ....	115
c) Evaluación del efecto de la labranza en el valor de $\rho_a$ obtenido por el método PEM. ....	118
a) Evaluación del efecto de la altura del equipo PEM .....	124

## Lista de Figuras

Figura 1. Medida de la resistividad aparente en un arreglo aleatorio.	19
Figura 2. Arreglo Wenner.	20
Figura 3. Arreglo Schlumberger.	20
Figura 4. Arreglo dipolo-dipolo.	21
Figura 5. Diagrama de adquisición de datos para una TRE utilizando la configuración Wenner.	22
Figura 6. Esquema generalizado del método PEM.	27
Figura 7. Posiciones de bobinas en una medición. a) Polarización horizontal (low), b) Polarización vertical (Hi).	28
Figura 8. Relación entre la porosidad del suelo y el contenido de arcilla. Modificado de Ryjov & Shevnin (2002).	34
Figura 9. Dependencia teórica de la resistividad de una mezcla arenosa-arcilla de la salinidad del agua subterránea. Porosidad de la arcilla = 55%, porosidad de la arena = 25%. Modificado de Shevnin et al. (2007).	37
Figura 10. Proceso de percepción remota.	38
Figura 11. Curvas espectrales de vegetación saludable y bajo estrés.	40
Figura 12. Caracterización descriptiva de un patrón espectral de la vegetación.	41
Figura 13. Diagrama de flujo para la selección de metodología de implementación, de acuerdo con el sitio de estudio.	50
Figura 14. Equipo de PEM CMD MiniExplorer 6L.	52
Figura 15. Levantamiento PEM en las cinco parcelas agrícolas del área de estudio.	54
Figura 16. Estudio de conductividad eléctrica utilizando el medidor PEM en ruta o en perfil.	56
Figura 17. Ubicación geográfica de las 23 muestras de suelo superficial.	58
Figura 18. Muestra a) el equipo CMD MiniExplorer 6L montado en un trineo fabricado de PVC y b) el trineo arrastrado con un vehículo para la obtención de datos.	63
Figura 19. Ubicación de las cuatro tomografías de resistividad eléctrica delimitando los bordes del área de estudio.	64

Figura 20. a) ortofoto original de alta resolución (10x10 cm) y b) ortofoto remuestreada a menor resolución (10 x 10 m).	66
Figura 21. Correlación de Pearson entre los valores del índice VARI y los valores de humedad in situ.	67
Figura 22. Correlación entre los valores del índice SI4 y los valores de salinidad.	71
Figura 23. Resultados de a) sección de resistividad del procedimiento TRE-PEM obtenida en la parcela utilizada para cultivos de sorgo dulce y b) perfil de suelo de 1 m de profundidad realizado en X= 52 m de la sección de resistividad TRE-PEM.	75
Figura 24. Resultados espaciales de a) resistividad aparente, b) humedad, c) salinidad, d) contenido de finos, e) porosidad y f) profundidad de riego previa a la siembra (LPS) para las cinco parcelas del área de estudio.	80
Figura 25. Resultados de las cuatro secciones de resistividad obtenidas por el procedimiento ERT-PEM en la parcela utilizada para cultivos de frijol y cebada, mostrando que las secciones alcanzaron una profundidad de aproximadamente 2 m, cubriendo distancias entre 800 y 900 m, con resistividades que variaron entre 33 y 130 Ohm.m.	83
Figura 26. Resultados espaciales de a) resistividad aparente, b) humedad, c) salinidad, d) contenido de finos, e) LPS para las parcelas del Tepetate, Villa de Arriaga, SLP.	87
Figura 27. Regresión Lineal: Finos Bouyoucos Vs. Finos PetroWin.	108
Figura 28. Dispositivo MUCEP como ejemplo de innovación para aumentar la productividad del método PE en la determinación de la resistividad del suelo agrícola.	111
Figura 29. Equipos comerciales de PEM utilizados para estudios de suelos agrícolas: A) Geonics EM38 (fabricación canadiense), B) CMD MiniExplorer 6L y C) dispositivo en vehículo de arrastre.	111
Figura 30. Representación de un suelo agrícola que ha sido arado, B) Representación de un suelo agrícola compactado.	112
Figura 31. Mediciones de resistividad eléctrica en campo mediante el método SEV.	115
Figura 32. Resultados de diseño experimental SEV vs PEM.	116

- Figura 33. Diferencia entre valores obtenidos de diseño experimental y error cuadrático medio de los valores SEV vs PEM. 116
- Figura 34. Medición de resistividad eléctrica por método galvánico en suelo compactado. B) Medición de resistividad eléctrica por método electromagnético en suelo compactado. C) Medición de resistividad eléctrica por método galvánico en suelo arado. D) Medición de resistividad eléctrica por método electromagnético en suelo arado. 117
- Figura 35. Funciones de respuesta del equipo CMD MiniExplorer 6L. (A) Polarización Horizontal. (B) Polarización Vertical. 124
- Figura 36. Secciones geoelectricas resultado de la aplicación del método TRE-PEM para las alturas sobre la superficie del terreno del equipo de PEM 0 cm, 10 cm y 20 cm. Se muestra el perfil del suelo excavado en la distancia 4 m del perfil. 125
- Figura 37. Perfiles comparativos de resistividad tomados de las secciones geoelectricas de la Figura 36 para la profundidad de estudio 0.2 m. 126

## Lista de Tablas

Tabla 1. Superficie geológica San Felipe, Guanajuato.	9
Tabla 2. Profundidades máximas de estudio alcanzadas por el equipo CMD MiniExplorer 6L para las seis diferentes distancias S entre las bobinas Tx y Rx. PV = Polarización Vertical, PH = Polarización Horizontal.	53
Tabla 3. Índices espectrales utilizados para evaluar la relación entre la conductividad eléctrica y salinidad Modificado de Samiee et al., (2018).	69
Tabla 4. Datos de texturas por método de Bouyoucos y estimados con PetroWin	105
Tabla 5. Análisis descriptivo.	106
Tabla 6. Diseño experimental para medición de campo.	113

## Resumen

Actualmente, la actividad agrícola representa cerca del 70% del consumo global de agua dulce, y se proyecta que esta demanda aumentará en los próximos años, especialmente en zonas áridas y semiáridas, donde los recursos hídricos son limitados. Este estudio integra los métodos geoelectrónicos tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y perfilaje electromagnético (PEM) para caracterizar suelos agrícolas, proporcionando una forma precisa y rápida de obtener sus propiedades físicas y calcular la lámina de riego pre-siembra (LPS). Se propone una metodología de campo óptima para el estudio de pequeñas extensiones ( $\leq 10$  ha) de suelos agrícolas, donde los valores de resistividad aparente ( $\rho_a$ ) son obtenidos en una red de 20 m x 20 m mediante recorridos o ruta, utilizando un equipo de PEM multifrecuencia en modo manual, mientras que, de manera simultánea se registran *in situ* la humedad del suelo. Valores de la salinidad del suelo se determinan en muestras colectadas en una red de 50 m x 50 m en grandes extensiones ( $>10$  ha), las mediciones de  $\rho_a$  se obtuvieron utilizando un sistema de arrastre vehicular del equipo de PEM en modo automático. Las mediciones de humedad y el muestreo del suelo para la determinación de la salinidad se realizan en un número bajo de puntos seleccionados de manera estratégica, siendo que la información de ambos parámetros es complementada con análisis de ortofotos e imágenes satelitales. Tanto para pequeñas o grandes extensiones, el espesor del suelo es determinado realizando TRE mediante el uso del equipo de PEM multifrecuencia, lo que unido al tipo de cultivo permite determinar la profundidad efectiva para el crecimiento de la raíz de la planta. En cualquier caso, la información de  $\rho_a$ , humedad y salinidad es integrada al modelo teórico de Ryjov usando el programa PetroWin para calcular propiedades físicas del suelo esenciales para determinar la LPS. Como ejemplo de pequeña extensión de suelo agrícola, un área de 6 ha, compuesta de cinco parcelas, ubicada en el municipio de San Felipe, Guanajuato, México, fue evaluada determinándose una profundidad efectiva del suelo de 0.6 m. Se determinaron las propiedades físicas contenido de finos (30-70%) y porosidad (15-45%) a partir de valores de  $\rho_a$  (33-90 Ohm.m), humedad (5-50%) y salinidad ( $<0.7$  g/L). La LPS mostró un valor modal de 8 a 9 cm, requiriendo un volumen total de riego de 5,313 m<sup>3</sup> para capacidad de campo. Resultados similares en grandes

extensiones validaron la robustez de esta tecnología en distintas escalas. La metodología propuesta se presenta como una herramienta eficiente y eficaz para la determinación de propiedades físicas y parámetros de riego de cultivos, promoviendo así un uso más sustentable del agua de riego.

Palabras clave: Sostenibilidad, agricultura, Ryjov, contenido de finos, lámina de riego.

## Abstract

Currently, agricultural activity accounts for about 70% of global freshwater consumption, and this demand is expected to increase in the coming years, especially in arid and semi-arid areas where water resources are limited. This study integrates the geoelectrical methods electrical resistivity tomography (ERT) and electromagnetic profiling (EMP), with moisture and salinity measurements, to characterize agricultural soils, providing an accurate and fast way to obtain their physical properties and calculate the pre-sowing irrigation depth (PSID). An optimal field methodology is proposed for the study of small extensions (<10 ha) of agricultural soils, where apparent resistivity values ( $\rho_a$ ) are obtained in a 20 m x 20 m grid by walks or walkover, using a multifrequency EMP equipment in manual mode, simultaneously recording soil moisture in situ. Soil salinity values are determined on samples collected on a 50 m x 50 m grid. In large extensions (>10 ha),  $\rho_a$  measurements are obtained using a vehicular drag system of the EMP equipment in automatic mode. Moisture measurements and soil sampling for salinity determination are performed at a small number of strategically selected points, and information on both parameters is complemented with orthophoto and satellite image analysis. Both for small and large extensions, soil thickness is determined by performing ERT using multi-frequency EMP equipment, which together with the type of crop allows determining the effective rooting depth.

In any case, the  $\rho_a$ , moisture and salinity information are integrated into the Ryjov theoretical model using the PetroWin program to calculate soil physical properties essential to determine the LPS. As an example of a small agricultural soil extension, an area of 6 ha composed of five plots, located in the municipality of San Felipe Gto. was evaluated and an effective soil depth of 0.6 m was determined. The physical properties fine content (30-70%) and porosity (15-45%) were determined from values of  $\rho_a$  (33-90 Ohm.m), moisture (5-50%) and salinity (<0.7 g-L<sup>-1</sup>). LPS showed a modal value of 8 to 9 cm, requiring a total irrigation volume of 5,313 m<sup>3</sup> for field capacity. Similar results in large extensions validated the robustness of this technology at different scales. The proposed methodology is presented as an efficient and effective

tool for the determination of physical properties and irrigation parameters of crops, thus promoting a more sustainable use of irrigation water.

Keywords: Sustainability, agriculture, Ryjov, fine content, irrigation depth.

# Capítulo I. Marco teórico

## 1.1 Introducción

La actividad agrícola representa aproximadamente el 70% del consumo de agua dulce a nivel mundial, y se proyecta que esta demanda aumentará en los próximos años, especialmente en zonas áridas y semiáridas (Ale et al., 2020). En estas zonas, la sostenibilidad agrícola requiere la implementación de estrategias de riego eficientes que optimicen el uso de los recursos hídricos limitados. Para lograr una agricultura sostenible, es esencial realizar una evaluación exhaustiva del suelo agrícola, ya que las propiedades físicas y químicas del suelo, como textura, porosidad, espesor, densidad, salinidad, pH, humedad, conductividad eléctrica y capacidad de intercambio catiónico, son fundamentales para comprender su capacidad de retención y transporte de agua hacia las raíces de las plantas. Estos factores inciden también en el crecimiento y desarrollo de los cultivos, además de influir en la cantidad óptima de agua necesaria del suelo para la siembra, contribuyendo así al aprovechamiento eficiente de los recursos hídricos.

La calidad del suelo, crucial para el desarrollo agrícola, se ve amenazada por el cambio climático y el uso intensivo del agua. Problemas como la pérdida de humedad, aumento de salinidad y variaciones de pH pueden intensificarse en este contexto, poniendo en riesgo la producción agrícola y, en consecuencia, la economía y calidad de vida de las comunidades agrícolas (Hernández Rodríguez et al., 2009).

Tradicionalmente, la caracterización de suelos agrícolas se realiza mediante la recolección de muestras de suelo en campo y su posterior análisis en el laboratorio, para determinar sus propiedades físico-químicas con base en análisis químicos y texturales. Sin embargo, estos métodos requieren de mucho tiempo, esfuerzo y representan altos costos económicos. En años recientes, los avances en la agricultura de precisión han permitido el uso de técnicas indirectas como los Sistemas Globales de Navegación por Satélite (GNSS), la teledetección con imágenes satelitales y los drones equipados con cámaras multiespectrales (Hong et al., 2024; Radočaj et al., 2023; Ragazzo et al., 2023).

Estas técnicas permiten investigar la variabilidad espacio-temporal de características físicas o químicas del suelo, claves para definir la calidad y la cantidad de riego que necesitan los suelos agrícolas. Estos avances, reducen los impactos ambientales de la actividad agrícola a la vez que aumentan su precisión-eficacia y disminuyen sus costos aumentando la productividad y el aprovechamiento recursos hídricos (Gebbers, 2014).

A pesar de estos avances, sigue existiendo la necesidad de establecer metodologías más eficientes y adaptables que faciliten la caracterización física y química del suelo agrícola de manera indirecta y no invasiva. En este contexto, la integración de métodos geofísicos, en particular el perfilaje eléctrico (PE) y el perfil electromagnético (PEM), se destacan como herramientas robustas, rentables y no invasivas para mapear la variabilidad de la resistividad eléctrica del suelo a alta resolución. La resistividad eléctrica influenciada por el contenido de humedad y salinidad, han sido utilizadas para estimar la textura del suelo. Estas propiedades permiten una estimación precisa de las características físicas como el contenido de finos (limos y arcillas) y la porosidad, que determinan la capacidad de retención de agua en el suelo y, por tanto, son determinantes para una gestión eficiente del riego.

En particular, el programa PetroWin, basado en el modelo teórico de Ryjov, facilita la estimación de propiedades físicas del suelo como la porosidad y el contenido de finos a partir de mediciones de resistividad, humedad y salinidad. Este modelo considera tanto la microestructura geométrica del suelo como los procesos electroquímicos, proporcionando estimaciones que ayudan a optimizar la gestión del agua de riego, especialmente crucial en suelos con limitación de agua. La solución del problema directo en PetroWin calcula valores de resistividad en función de propiedades del suelo, mientras que el problema inverso permite estimar el contenido de finos, porosidad y capacidad de intercambio catiónico (CIC), parámetros que son esenciales para una gestión eficiente del agua de riego y la sostenibilidad agrícola.

El modelo teórico de Ryjov, bajo el programa PetroWin, fue utilizado en el estudio de suelos agrícolas por primera vez en una pequeña parcela ubicada cerca de la ciudad de Oaxaca, México (Delgado-Rodríguez et al., 2012). Se recolectaron muestras de

suelo para determinar el contenido de finos utilizando dos técnicas: (1) mediante el modelo de Ryjov utilizando mediciones eléctricas, de salinidad y de temperatura del suelo realizadas en un laboratorio, y (2) el procedimiento tradicional de Bouyoucos, mostrando ambos resultados una buena correlación estadística y dando confiabilidad al modelo de Ryjov (Delgado-Rodríguez et al., 2012). Además, las propiedades físicas del suelo, como el contenido de finos (limos y arcillas) y la porosidad, son elementos fundamentales para determinar los parámetros de riego, como la capacidad de campo (CC), el punto de marchitez permanente (PMP), la densidad aparente y el agua disponible (AD) (Reza et al., 2016).

Por otra parte, los métodos geofísicos de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y electromagnético (PEM) han demostrado ser altamente efectivos para evaluar la estructura del suelo y determinar su profundidad efectiva, lo que junto al tipo de cultivo permite determinar la profundidad de enraizamiento (RD) disponible para las plantas (Cordero-Vázquez et al., 2023). El conocimiento de RD es crucial, ya que define el perfil del suelo accesible para las raíces y, por ende, el volumen de agua disponible en el perfil edáfico.

Todos estos parámetros son esenciales para establecer la lámina de presiembra (LPS), que optimiza el uso del agua al calcular la cantidad de agua necesaria para cada tipo de cultivo, contribuyendo a una planificación agrícola más precisa y a la sostenibilidad hídrica en zonas agrícolas áridas y semiáridas. Además, permite generar mapas detallados de su variación espacial en el suelo, permitiendo la selección óptima de áreas de cultivo y la cantidad de agua que necesitan en función de las características específicas de cada área (Chartuni Mantovani & Magdalena, 2014; Gebbers, 2014).

La tecnología se define usualmente como el conjunto de herramientas hechas por el hombre, como los medios eficientes para un fin (Rammert, 2001). Tecnología” viene del griego τέχνη (se pronuncia “téchnē”) y quiere decir arte, oficio o destreza. Por lo tanto, la tecnología no es una cosa sino un proceso, una capacidad de transformar o combinar algo ya existente para construir algo nuevo o bien darle otra función.

Partiendo de que la definición de tecnología nos dice que es el *conjunto de técnicas y conocimientos que se aplican para resolver un problema o lograr un objetivo, siguiendo una secuencia planificada y ordenada*, tenemos que, el presente estudio tiene como objetivo desarrollar una tecnología innovadora y no invasiva para determinar las propiedades físicas del suelo, como el contenido de finos, el porcentaje de arena y la porosidad, a partir de datos de resistividad, humedad y salinidad a través del software PetroWin. Calcular los parámetros de riego del suelo agrícola de capacidad de campo, punto de marchitez permanente, agua disponible y densidad aparente de acuerdo con las propiedades físicas del suelo y calcular la lámina de presiembra (LPS) necesaria que puede ser usada para diferentes tipos de cultivo.

## **1.2 Antecedentes**

El suelo constituye un elemento fundamental para el desarrollo de la vida, ya que actúa como el soporte físico y biológico del ambiente. Su pérdida o degradación es irreversible a corto y mediano plazo, ya que su formación puede tardar desde miles hasta cientos de miles de años, y su extensión es limitada. Por lo tanto, se considera un recurso natural de renovación extremadamente lenta, clasificado como no renovable por la Organización de las Naciones Unidas para la Alimentación y la Agricultura (FAO, 2015).

Estudios previos, han demostrado que prácticas como la labranza intensiva, el monocultivo y el uso excesivo de fertilizantes y pesticidas pueden tener efectos negativos en la salud del suelo y del ecosistema en general, lo que ha contribuido a una creciente degradación de este (Lal, 2015; Montgomery, 2007; Pimentel et al., 2005). En México, diversos eventos naturales contribuyen a la degradación de los suelos; sin embargo, el principal factor es la intervención humana, que sobreexplota los ecosistemas, transformándolos en terrenos estériles, erosionados y contaminados, a menudo debido a un manejo ineficiente de los recursos (Roldan & Trueba, 1978). Actualmente, se estima que un tercio de los suelos del país están moderada o gravemente degradados, afectados por la erosión, pérdida de carbono orgánico,

salinización, compactación, acidificación y contaminación química (FAO, 2015). En particular, la erosión del suelo es una de las principales causas de degradación ambiental y un factor limitante significativo para la agricultura mexicana (Cotler et al., 2020).

Por lo anterior, la caracterización de propiedades físicas de suelos agrícolas y su relación con prácticas de manejo del agua es un área de estudio de gran relevancia en la agricultura sostenible, especialmente en regiones donde la disponibilidad de agua y la calidad del suelo impactan directamente en la productividad y la conservación ambiental. La medición precisa de parámetros como la resistividad eléctrica, la humedad, la salinidad, y las propiedades físicas como el contenido de finos y porosidad del suelo permite optimizar el uso de agua en sistemas agrícolas, contribuyendo al logro de los Objetivos de Desarrollo Sostenible (ODS) (UN, 2015).

El contenido de humedad en el suelo, especialmente en la zona de las raíces, es crucial para el desarrollo de cultivos agrícolas, ya que influye en su calidad y cantidad. Un contenido desequilibrado puede dañarlos (Shamir et al., 2016). Este conocimiento espacial es fundamental en la agricultura de precisión, ya que el costo del riego puede ser elevado, especialmente en regiones áridas (Huisman et al., 2003). Aunque actualmente se utilizan métodos como medidores de neutrones, tensiómetros y reflectometría en el dominio del tiempo para monitorear la humedad y salinidad del suelo (Kodikara et al., 2013; Manieri et al., 2007), no existe un método rápido, económico y conveniente para medir el contenido de humedad espacial del subsuelo (Shamir et al., 2016).

Recientemente, la teledetección activa, como el radar de penetración terrestre (GPR) y la espectroscopía, ha avanzado significativamente en la medición de la humedad del suelo de manera rápida y precisa (Kodikara et al., 2013; Manieri et al., 2007). El GPR, al emitir pulsos electromagnéticos, permite determinar el contenido de humedad espacial del subsuelo con una resolución precisa (Shamir et al., 2016). Sin embargo, medir la humedad a través de la constante dieléctrica es complicado, ya que esta medida promedia las propiedades de todos los componentes del medio, lo que requiere un modelo de ajuste para aislar las características del agua (Shamir et al., 2016).

En regiones áridas y semiáridas, el drenaje deficiente puede causar la acumulación de sal en el suelo, lo que afecta sus propiedades químicas y físicas, perjudicando su uso agrícola (Singh, 2019). La salinidad del suelo es un proceso dinámico que involucra factores hidrológicos, climáticos, geoquímicos, agrícolas, sociales y económicos (Singh, 2019). El mapeo de la salinidad del suelo y la identificación de factores de salinización son fundamentales para el manejo de tierras salinas, aunque su estudio puede ser costoso y llevar mucho tiempo (Shrestha, 2006). Para reducir costos, se han propuesto técnicas de teledetección, como índices espectrales, para detectar y mapear la salinidad en suelos. Algunos de estos índices incluyen el índice de salinidad de diferencia normalizada (NDSI), el índice de salinidad (SI), y otros como NDVI, PCA 1 y Tasseled Cap 3, que muestran correlaciones prometedoras con la salinidad del suelo (Abbas, 2023; F. Wang et al., 2010). Ejemplos de estudios incluyen la cartografía de la salinidad del suelo en el Valle de Mexicali, México, y en la región de Najmabad, Irán, usando datos de sensores satelitales como LISS-III (Golabkesh et al., 2020; Judkins & Myint, 2012). Además, se han utilizado diferentes índices para evaluar la salinidad en diversas regiones, como el SAVI en Cuddalore, India, y en la placa Seyhan, Turquía, para identificar condiciones de salinidad severa o moderada (Azabdaftari & Sunar, 2016).

Los métodos indirectos, como la geofísica, han permitido evaluar las características de los suelos desde principios del siglo XX, especialmente mediante técnicas geoelectricas, electromagnéticas y de penetración. La primera aplicación de la resistividad eléctrica en la agricultura se centró en la medición y el monitoreo del contenido de agua en el suelo (Edlefsen & Anderson, 1941; D. Kirkham & Taylor, 1950). Sin embargo, con el tiempo, esta adaptación fue reemplazada por el uso de resistividad eléctrica para medir la salinidad del suelo (Rhoades & Ingvalson, 1971). En la actualidad, ha habido un gran avance en el uso de métodos geofísicos para la evaluación de suelos agrícolas. Un ejemplo significativo de este progreso es el trabajo realizado en la Universidad Estatal de Moscú, donde se desarrollaron modelos teóricos para estimar parámetros del medio geológico a partir de mediciones eléctricas realizadas en muestras de suelo desarrollaron un algoritmo de modelado de resistividad del suelo arena-arcilla, que permite estimar las características físicas del

suelo como el contenido de finos, porosidad y la capacidad de intercambio catiónico (CIC) mediante mediciones de resistividad aparente, salinidad y humedad (A. A. Ryjov, 1987; A. Ryjov & Shevnin, 2002; A. Ryjov & Sudoplatov, 1990). En este contexto, se desarrolló una nueva tecnología basada en mediciones eléctricas, tanto en laboratorio como en campo, para determinar el contenido de arcilla, la porosidad y la CIC, con fines de impacto ambiental (Shevnin et al., 2006, 2007). Por último, se utilizaron técnicas geofísicas en pequeñas parcelas para estimar estos mismos parámetros, mediante mediciones eléctricas en laboratorio y campo (Delgado-Rodríguez et al., 2006).

### **1.3 Hipótesis**

El uso de técnicas geoeléctricas junto con una metodología optimizada para la adquisición y procesamiento de datos de humedad, salinidad y resistividad del suelo, integrados en el software PetroWin, permite la determinación de propiedades físicas de suelos agrícolas, contribuyendo a una gestión más eficiente de los recursos hídricos.

### **1.4 Objetivos**

#### *1.4.1 Objetivo principal*

Desarrollar una tecnología que integre métodos y metodologías de adquisición de información en campo de campo, y procedimientos para el procesamiento e interpretación de datos, con el fin de determinar de manera óptima y eficiente propiedades físicas y parámetros de riego del suelo agrícola.

#### *1.4.2 Objetivos particulares*

1.- Desarrollar metodología de adquisición en campo y procesamiento de datos de resistividad eléctrica, humedad y salinidad en pequeñas y grandes extensiones de suelo agrícola, que optimice la recolección de datos en función de accesibilidad y extensión del terreno.

2.- Desarrollar un procedimiento para determinar la textura y porosidad del, a partir de datos de resistividad, humedad y salinidad, utilizando el modelo teórico de Ryjov implementado en el programa PetroWin.

3.- Determinar los parámetros de riego del suelo agrícola capacidad de campo, punto de marchitez permanente, agua disponible, densidad aparente y lámina de presiembra (LPS) de acuerdo con las propiedades físicas del suelo.

## **Capítulo II. Marco Geológico-edafológico**

Este capítulo se centra en la geología de las zonas de estudio, las cuales fueron seleccionadas para el desarrollo de este proyecto. El análisis se llevó a cabo en dos áreas geográficamente distintas. La primera es una zona de extensión reducida, ubicada en San Felipe, Guanajuato, donde ya se encuentra en operación un sistema de riego plenamente establecido. En contraste, la segunda zona corresponde a una región de mayor extensión en Villa de Arriaga, San Luis Potosí, donde aún no se ha implementado un sistema de riego.

### **San Felipe, Guanajuato, México**

Jaral de Berrios, situado en el municipio de San Felipe, Guanajuato, se localiza fisiográficamente en el límite meridional de la Faja Volcánica Trans-mexicana. Limita al norte con el municipio de Ocampo y el estado de San Luis Potosí; al este con el estado de San Luis Potosí y los municipios de San Diego de la Unión y Dolores Hidalgo Cuna de la Independencia Nacional; al sur con los municipios de Dolores Hidalgo y León; y al oeste con el municipio de León, el estado de Jalisco y el municipio de Ocampo (INEGI, 2009).

Geológicamente, el basamento en el área de estudio está compuesto por sedimentos calcáreos-arcillosos con intercalaciones de andesita en su parte superior, que se asignan tentativamente a la Formación Esperanza. Sobre esta, se encuentra riolita cubierta por traquiandesita. Sobreyaciendo con una discordancia angular este paquete, se localizan depósitos lacustres formados por arena, limo y grava, que están parcialmente cubiertos por derrames volcánicos de riolita, traquiandesita y basalto. Los depósitos finales son de aluvión y suelos de edad reciente.

El municipio de San Felipe está situado en la provincia fisiográfica del Eje Volcánico, en su límite con la provincia de la Mesa Central (Raisz, 1959). Esta provincia se caracteriza por extensas mesetas volcánicas con elevaciones originadas por actividad volcánica, barrancas de profundidad media y aluvión en las áreas bajas de los valles y arroyos.

Las rocas más antiguas de la región centro y sur emergen en la Sierra de Guanajuato, entre las ciudades de Guanajuato y León, Gto. Estas rocas forman una secuencia vulcanosedimentaria que incluye lutita, limolita, lutita carbonosa, arenisca, sedimentos silíceos y caliza micrítica, con intercalaciones de limolita, basalto masivo y almohadillado. Esta secuencia muestra un bajo grado de metamorfismo, clasificándose dentro de la facies de esquisto verde. Aunque la edad exacta de esta unidad rocosa aún no ha sido determinada, se le atribuye al Jurásico Superior, con correlaciones a la Formación San Juan de la Rosa en la zona de Tolimán, Querétaro (Pérez Vargas & Castillo Nieto, 2002).

En la Tabla 1 se presenta la diversidad geológica más representativa del municipio de San Felipe, apreciando que la mayor dominancia es el aluvión del cuaternario (depósitos aluviales), seguido por la riolita-ignimbrita (H. Ayuntamiento de San Felipe, 2016).

*Tabla 1. Superficie geológica San Felipe, Guanajuato.*

<i>Nomenclatura</i>	<i>Nombre</i>	<i>Superficie (Ha)</i>	<i>% que representa</i>
<i>Qal</i>	Aluvión del Cuaternario (depósitos aluviales)	120,714.16	40.294
<i>QB</i>	Basalto del cuaternario	33.45	0.113
<i>Qhola</i>	Lacustre	2,587.82	0.864
<i>TmAr-Cgp</i>	Arenisca-Conglomerado Polimictico	17,200.62	5.742
<i>ToA</i>	Andesita	2,023.95	0.676
<i>ToGa</i>	Gabro	2,831.92	0.945
<i>Tolg-TR</i>	Ignimbrita-Toba Riolítica	19,964.12	6.664
<i>ToLa</i>	Latita (y Domos)	5,235.73	1.748
<i>ToR</i>	Riolita (y Domos)	43,916.49	14.659
<i>ToRd</i>	Riodacita	171.03	0.057
<i>ToR-Ig</i>	Riolita-Ignimbrita	64,909.45	21.667
<i>ToR-TR</i>	Riolita-Toba Riolítica	18,125.33	6.050
<i>ToTR</i>	Toba Riolítica	1,121.47	0.374

A continuación, se presenta la descripción de las principales unidades geológicas presentes en el municipio de San Felipe, Guanajuato:

**Aluvión del Cuaternario (Qal):** Esta unidad está formada por depósitos continentales clásticos no consolidados, tales como gravas, arenas, limos, arcillas y suelos residuales. Estos depósitos resultan de la erosión e intemperismo, aflorando en las planicies del valle y formando una capa delgada en los cauces de arroyos y ríos principales. Se asigna al Holoceno, siendo la última secuencia estratigráfica prevalente en la zona.

**Basalto del Cuaternario (QB):** Consiste en rocas extrusivas de composición básica, con textura afanítica y estructura vesicular. De color oscuro, presentan fracturamiento moderado a intenso y se presentan en derrames de espesor reducido. Sobresalen sobre riolitas, tobas ácidas, areniscas y conglomerados del Terciario Superior, siendo su edad asignada tentativamente al Cuaternario.

**Lacustre (Qhola):** Los sedimentos lacustres están formados principalmente por limos y arcillas de grano fino, y pueden tener un contenido significativo de materia orgánica.

**Arenisca-Conglomerado Polimíctico (TmAr-Cgp):** Esta unidad se formó en un entorno continental, con una textura clástica que incluye fragmentos mal clasificados de riolita, toba ácida y rocas basálticas, empaquetados en una matriz arcillosa de color café.

**Andesita (ToA):** Son rocas extrusivas de composición intermedia con texturas que varían entre afanítica y porfídica. El fracturamiento es escaso o moderado y el color de la roca oscila entre café y verde. Su intemperismo varía de somero a profundo.

**Ignimbrita-Toba Riolítica (Tolg-TR):** Presenta tonalidades que van del rosa claro al gris claro, y su intemperismo produce tonalidades ocres claro. Su textura es porfirítica, con cristales anhedrales de cuarzo y sanidina, óxidos de hierro frecuentes y fragmentos de pómez colapsada en una matriz fina desvitrificada y bien soldada.

**Latita (y Domos) (ToLa):** Compuesta por latitas de textura afanítica merocrystalina, con colores que varían de café a gris y rosado. Mineralógicamente, se compone de oligoclasa y ortoclasa, con minerales accesorios como biotita oxidada, augita y apatita.

**Riolita (y Domos) (ToR):** Roca volcánica de estructura fluidal y textura porfirítica holocristalina, compuesta de cuarzo, sanidina, y minerales accesorios como clorita, epidota, hematita y arcillas. Se asocia con derrames de obsidiana, y en algunos casos, presenta vitrófidos riódacíticos (H. Ayuntamiento de San Felipe, 2016).

En cuanto a la hidrología, el área de estudio pertenece a la región hidrográfica Lerma-Santiago, dentro de la cuenca del río Laja, siendo este uno de los principales afluentes del río Lerma. El río Laja nace a unos 2,950 msnm en la vertiente oriental de la Sierra de Guanajuato, al noreste de la ciudad de León, y tiene una longitud máxima de 250 km. Su cuenca está ubicada en el centro-norte del estado de Guanajuato, limitando al norte con la cuenca del río Pánuco, al sur con la del río Lerma, al este con el estado de Querétaro, y al oeste con las cuencas de los ríos Guanajuato-Silao y Temascalco. La cuenca tiene un área total de 9,679 km<sup>2</sup>, de los cuales 2,033 km<sup>2</sup> (21%) corresponden al estado de Querétaro y 7,646 km<sup>2</sup> (79%) al de Guanajuato. La cuenca se extiende entre las latitudes 20°17' y 21°32' Norte, y longitudes 100°07' y 101°30' Oeste. Su máxima longitud es de 180 km, en dirección N 45° W, y alcanza una anchura media de 75 km en su parte alta. El perímetro total de la cuenca es de 575 km (INEGI, 2010).

La cuenca incluye varios municipios, entre ellos Dolores Hidalgo, San Miguel de Allende, Comonfort, Apaseo El Grande, Villagrán, y parcialmente Ocampo, San Felipe, Apaseo El Alto, San Diego de la Unión, San Luis de la Paz, Salamanca, entre otros. Las aguas de la cuenca se almacenan en diversas presas, como la presa Jesús María, la presa San Juan de Llanos y la presa Los Reyes, las cuales se utilizan principalmente para riego. Además, los arroyos, que generalmente solo transportan agua en época de lluvia, se emplean para el ganado, la agricultura y el uso doméstico (INEGI, 2010).

En el municipio de San Felipe, se identifican diez tipos de suelo, destacando el Feozem háplico como el más predominante, cubriendo aproximadamente el 38% de la superficie municipal, principalmente en las zonas este y sur del municipio. Este tipo de suelo se caracteriza por su color pardo y una capa superficial oscura, rica en materia orgánica y nutrientes. Los Feozem háplicos en terrenos planos son profundos y altamente fértiles, lo que los hace aptos para la agricultura. Sin embargo, los ubicados

en laderas y cerros son más someros, menos productivos y más susceptibles a la erosión (H. Ayuntamiento de San Felipe, 2016).

El Litosol (I) ocupa el 23.32% de la superficie del municipio. Este tipo de suelo es variable dependiendo del material que lo conforma, lo que puede hacerlo fértil o infértil, además de tener características arenosas o arcillosas. La susceptibilidad a la erosión de los Litosoles depende de la geoforma, la pendiente y la cantidad de arcilla y material cementante presentes.

El Yermosol háplico (Yh) cubre el 18.13% de la superficie municipal. Este suelo se distingue por una capa superficial clara y con baja cantidad de materia orgánica. A pesar de esto, debajo de esta capa superficial puede encontrarse un subsuelo rico en arcillas, similar a la capa superior. El Yermosol contiene cristales de yeso y carbonatos, y su vegetación natural se compone principalmente de matorrales. Este tipo de suelo es menos susceptible a la erosión.

En cuanto a los usos del suelo, la agricultura es la actividad predominante en el municipio, tanto de riego como de temporal. Además, se observan áreas de Bosque de Encino, Bosque de Pino, Chaparral, Matorral, Mezquital y Pastizal. La agricultura es una de las actividades más representativas del municipio, al igual que los bosques de pino-encino y el pastizal inducido. El municipio tiene una población dispersa en 427 localidades, siendo San Felipe la cabecera municipal con la mayor extensión territorial y relevancia poblacional. Le siguen en importancia poblacional localidades como San Bartolo de Berrios, Laguna de Guadalupe, Jaral de Berrios, entre otras. De estas localidades, sólo cuatro superan los 2,500 habitantes (H. Ayuntamiento de San Felipe, 2016).

### **Villa de Arriaga, San Luis Potosí, México**

Villa de Arriaga se encuentra en la Provincia de la Mesa Central y está rodeada por tres unidades fisiográficas principales. Al norte y al este, se extiende la Sierra Madre Oriental, caracterizada por sedimentos marinos mesozoicos plegados. En el oeste se

encuentra la Sierra Madre Occidental, compuesta por rocas félsicas y calcoalcalinas, mientras que en el sur se ubica la Faja Volcánica Transmexicana, una cadena volcánica activa.

El municipio se localiza dentro de las subprovincias Sierras y Llanuras del Norte de Guanajuato y Llanos de Ojuelos-Aguascalientes. El territorio presenta vastas llanuras interrumpidas por sierras dispersas, con una elevación promedio de 2,160 m.s.n.m. En las zonas más bajas, se encuentran llanuras y valles intermontanos de origen fluvial y aluvial. La Subprovincia Llanos de Ojuelos-Aguascalientes ocupa el oeste del municipio, destacando por sus mesetas y sierras volcánicas con lomeríos y llanuras entre ellas. Entre las elevaciones importantes de esta subprovincia se encuentran el Cerro El Gallo (2,460 m.s.n.m.) al suroeste, y los cerros La Mielera, Las Escobas y Santa Lucía (2,250 m.s.n.m.) al sureste. En el noreste del municipio, la Subprovincia Sierras y Llanuras del Norte de Guanajuato se caracteriza por una topografía abrupta y montañas elevadas con profundas barrancas. Las montañas más destacadas son el Cerro Picacho y Las Colmenas, con altitudes de 2,650 m.s.n.m (INEGI, 2002).

Geológicamente, Villa de Arriaga pertenece a la Faja Ignimbrítica Mexicana. La mayor parte de la zona está compuesta por rocas volcánicas del Terciario, cubiertas por un conglomerado polimíctico que incluye fragmentos subredondeados de arenisca y roca volcánica riolítica, así como arenisca y limo consolidados del Neógeno. En el Cuaternario, se presentan depósitos de gravas y boleos no consolidados, además de aluvión de diferentes granulometrías debido a la erosión de las rocas preexistentes. En términos de composición geológica, el 55% del área está formada por material aluvial, mientras que el resto del área está constituido por rocas ígneas extrusivas. De estas, la riolita-toba ácida representa casi el 40%, mientras que las riolitas afloran en el sur. La columna estratigráfica de la región está formada por rocas sedimentarias e ígneas, cuya edad abarca desde el Paleoceno hasta el Cuaternario. Este contexto geológico y fisiográfico es fundamental para entender los procesos de formación del territorio, los recursos naturales presentes y las características del suelo que influyen tanto las actividades humanas como los ecosistemas locales. La secuencia estratigráfica en Villa de Arriaga incluye una variedad de formaciones geológicas, destacándose las siguientes unidades principales:

## **Cenozoico-Paleoceno**

### **Oligoceno**

**Latita Portezuelo (Oligoceno):** Esta es la unidad más antigua y se presenta como una lava de tonalidades grises a café grisáceo. Posee una textura holocristalina y una matriz afanítica, con fenocristales de 2 a 6 mm. La composición traquidacítica se distribuye como un derrame en varias áreas.

**Riolita:** La siguiente unidad consiste en una combinación de tefra basal, brecha y riolita. Esta última tiene una textura porfirítica y fluida, y se encuentra discordantemente sobre la Latita Portezuelo. Su base subyace a la Ignimbrita Cantera.

**Ignimbrita – Toba Riolítica (Oligoceno tardío):** Esta formación tiene un tono rosa y una textura porfirítica, con un 30% de fenocristales de sanidino y cuarzo (2 a 4 mm), y una matriz ligeramente desvitrificada. Su edad ha sido determinada mediante el método K/Ar en roca total, con un resultado de  $29.0 \pm 1.5$  Ma. Se estratifica sobre la Riolita San Miguelito y subyace a la Riolita El Zapote (CONAGUA, 2023).

**Riolita-Brecha Volcánica Riolítica:** Este depósito comienza con una ignimbrita de color crema a rosa, con fenocristales de cuarzo subhedral a anhedral (2-3 mm) en un 20-25%, y líticos de 1-3 cm, con tamaños que pueden llegar hasta los 20 cm. La matriz está compuesta de ceniza fina, con presencia ocasional de pómez. La roca es de textura porfirítica, con un 20-25% de fenocristales de sanidino y cuarzo, en una matriz desvitrificada. En la cima, la unidad presenta un color rojizo debido a la presencia de óxidos de hierro.

**Toba Riolítica:** Considerada una toba de depósito aéreo, muestra estratificación con capas de 5 a 20 cm. Sus colores varían de muy fino a arenoso, e incluso conglomerático en algunas áreas. Se encuentra principalmente en la base, con depósitos en agua y materiales de arrastre, con una edad aproximada de  $26.8 \pm 1.3$  Ma.

**Andesita Basáltica ( $27.2 \pm 0.6$  Ma):** Esta unidad se caracteriza por una tonalidad negra y, ocasionalmente, vesicular. Es afanítica con microfenocristales de andesina calcárea y olivino alterado a bowlingita. La matriz presenta microlitos de plagioclasa, magnetita oxidada y piroxeno intersticial.

**Ignimbrita-Vitrófico (26.8 ± 1.3 Ma):** Esta unidad consiste en ignimbritas semiconsolidadas bien soldadas de tonos café rojizo y claro. Presenta una textura microcristalina, porfirítica y eutaxítica, con fenocristales de cuarzo y sanidino en una matriz parcialmente desvitrificada. Se observa la presencia de pómez colapsada y líticos aislados.

### **Cuaternario**

En el cuaternario se encuentran una serie de depósitos recientes que cubren las depresiones formadas en la superficie del acuífero. Estos depósitos incluyen:

**Conglomerado Polimíctico-Arena:** Estos depósitos rellenan las depresiones intermontanas. Están compuestos por gravas y fragmentos grandes sin consolidar, mezclados con arenas y arcillas. A veces, los materiales son cementados por productos volcánicos jóvenes retrabajados. En la superficie, estos depósitos están cubiertos por delgadas costras de suelos residuales endurecidos y cubiertas de suelos aluviales.

**Arenas y Limos:** Este depósito está formado por arenas, limos y arcillas que cubren el valle en la fosa tectónica del graben de Villa de Reyes, así como en el valle de Villa de Arriaga. Incluye suelos cultivables y conglomerados no consolidados que forman terrazas en las márgenes de los arroyos principales.

**Coluvión:** Estos depósitos se han formado en las pendientes de las laderas de los cerros y son generalmente sin consolidar. El tamaño de los fragmentos varía desde unos pocos centímetros hasta bloques de hasta 2 metros de diámetro (CONAGUA, 2023).

**Pumicita:** En esta unidad se observa un horizonte de ceniza volcánica de 0.5 a 2.5 metros de espesor, poco consolidada, de grano muy fino y color blanco. La ceniza está bien estratificada y muestra estratificación cruzada ocasional. Además, presenta lentes de gravas con fragmentos de rocas riolíticas, lo que sugiere un depósito acuático. Este depósito corresponde a la última actividad volcánica en la región.

**Aluvión:** Esta categoría incluye una serie de depósitos de arenas, limos y arcillas que se han depositado principalmente en las vegas de los arroyos (CONAGUA, 2023).

En cuanto a la hidrología, Villa de Arriaga está situada dentro de las Regiones Hidrológicas RH-37 (El Salado) y RH-26 (Pánuco), lo que influye en el clima y las características hidrológicas del área (CONAGUA, 2023):

La región RH-37 se caracteriza por un clima semicálido a templado, con lluvias en verano. Las corrientes en esta área son de poca importancia y tienen un cauce reducido, apareciendo sólo durante la temporada de lluvias, con una rápida infiltración o evaporación. Además, constituye una de las vertientes interiores más importantes del país, abarcando parte de la altiplanicie septentrional y ocupando el 58.29% de la superficie del estado. Esta región hidrológica se distingue por cuencas endorreicas con una topografía monótona y pocas elevaciones importantes, y carece de grandes corrientes superficiales.

La región RH-26 presenta un clima cálido a subhúmedo, con precipitaciones abundantes que alimentan una extensa red fluvial, con ríos de régimen permanente.

En lo que respecta al suelo, el litosol ocupa casi el 30% del municipio, siendo un suelo de piedra muy delgada con un espesor inferior a los 10 cm. Descansa sobre un estrato duro y continuo, como roca, tepetate o caliche, lo que lo limita. Estos suelos constituyen la etapa primaria de la formación del suelo, predominando la materia orgánica en ellos. Se encuentran en pendientes altas, como sierras, barrancas, lomeríos y algunos terrenos planos. Menos del 30% del municipio está constituido por suelo de tipo yermosol. Generalmente, presenta una capa superficial clara y delgada de unos 25 cm, con cantidades variables de materia orgánica según la textura. Son suelos muy permeables que, a veces, presentan capas de cal, yeso y sales en la superficie o en parte del subsuelo, típicos de regiones desérticas (Ramos Hernández, 2019).

El suelo xerosol cubre un 16% del área y es característico de regiones secas. Su capa superficial es clara y delgada, con cantidades variables de materia orgánica según la textura. Debajo de esta capa, puede haber acumulación de minerales arcillosos y/o carbonatos o sulfatos. A menudo, presentan manchas, aglomeraciones de cal, cristales de yeso o caliche con algún grado de dureza a cierta profundidad. Son de

baja susceptibilidad a la erosión, excepto en laderas o si están directamente sobre caliche o tepetate a escasa profundidad.

El planosol, que constituye poco más del 10% del área, se caracteriza por un horizonte superficial rico en materia orgánica de color oscuro. Debajo de esta capa, presenta una capa más espesa de material claro y menos arcilloso que suele impedir el paso de las raíces. Bajo esta capa intermedia, se encuentra un subsuelo muy arcilloso e impermeable o bien roca o tepetate impermeables. Estos suelos son muy susceptibles a la erosión, especialmente en las capas superficiales. Proviene principalmente de depósitos aluviales y coluviales, desarrollándose en relieves planos y depresiones topográficas. El 14% restante del suelo del municipio está compuesto principalmente por suelos feozem y regosol (Ramos Hernández, 2019).

## Capítulo III. Marco teórico de metodología

### 3.1 Perfilaje Eléctrico

Los métodos de prospección eléctrica en corriente continua se sustentan en la teoría general del campo eléctrico estacionario y tienen por objeto identificar las repercusiones generadas por el flujo de una corriente eléctrica, ya sea de origen natural o inducida, a través de las capas subyacentes del suelo. El propósito subyacente de los estudios o campañas de prospección eléctrica radica en la determinación de la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo a partir de mediciones realizadas desde la superficie terrestre.

El fenómeno de la conducción de una corriente eléctrica a través de materiales rocosos o sedimentarios puede ser abordado dentro del marco de la Ley de Ohm, la cual postula que la diferencia de potencial eléctrico ( $\Delta V$ ) entre dos puntos a través de los cuales fluye una corriente eléctrica de intensidad ( $I$ ), es directamente proporcional a esta intensidad y a la resistencia ( $R$ ) que el medio opone al paso de la corriente eléctrica (Cantos Figueroa, 1973). Por lo tanto, de acuerdo con la ley de Ohm,  $R=V/I$ . Para un cuerpo homogéneo de dimensiones específicas, la resistencia eléctrica se puede definir como:

$$R = \rho * \frac{L}{A} \quad (1)$$

Donde:  $\rho$  es la resistividad del cuerpo de longitud  $L$  y sección  $A$ .  $R$  depende de  $\rho$  que es la propiedad del material, y de sus dimensiones. Nuestro interés es determinar la propiedad del material, o sea  $\rho$ , por lo que, tomando en cuenta la ecuación (1):

$$\rho = R * \frac{A}{L}, \frac{\Delta U}{I} * K \quad (2)$$

Donde  $K$  son las características geométricas del cuerpo. Considerando que las mediciones se realizan sobre la superficie de un semiespacio infinito, isótropo, homogéneo y conductor de resistividad  $\rho$ , un campo eléctrico se origina al inyectar una corriente directa a través de un dipolo compuesto de un electrodo  $A$ , con intensidad

( $I_A$ ), y otro electrodo B ( $I_B$ ). Bajo condiciones de régimen estacionario, donde no se producen pérdidas ni ganancias de corriente entre los electrodos A y B, se establece que  $I_A$  es igual a  $I_B$ . Cuando los electrodos A y B están separados por una distancia significativa y el subsuelo exhibe propiedades de homogeneidad e isotropía, las líneas de flujo de corriente adoptan una configuración radial y divergente, generando superficies equipotenciales semiesféricas (Auge, 2008). Considerando la diferencia de potencial que es producida entre los electrodos M y N derivado de la corriente inyectada en A y B, y en una distribución arbitraria de los cuatro electrodos (Figura 1),  $\rho_a$  se puede determinar la resistividad mediante la siguiente ecuación:

$$\rho_a = \frac{\Delta V}{I} * \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN}\right)} = R * K \quad (3)$$

Donde K se le denomina constante geométrica del arreglo electrodico.

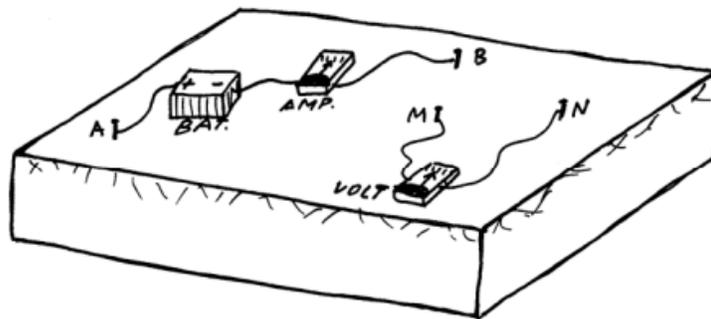


Figura 1. Medida de la resistividad aparente en un arreglo aleatorio.

Si bien, utilizando la ecuación de esta manera puede ser calculada la resistividad aparente, existen arreglos lineales simplificados, donde los electrodos se encuentran distribuidos sobre un perfil o transepto, que permiten optimizar los trabajos de campo, siendo los más utilizados: Wenner, Schlumberger y Dipolo-Dipolo.

En el arreglo tetraelectrodico Wenner (Figura 2), la distribución espacial de los electrodos tiene que ser equidistante, es decir,  $AM = MN = NB = a$ . Este arreglo simplifica el cálculo de la constante geométrica a tan solo  $K = 2\pi * a$ . Es un arreglo

muy fácil de colocar en campo y óptimo para la realización de Calicata o Perfilaje Eléctrico (PE) y no para para la realización de Sondeos Eléctricos Verticales (SEV).

Para un arreglo Wenner (AM=MN=NB ∴ a)

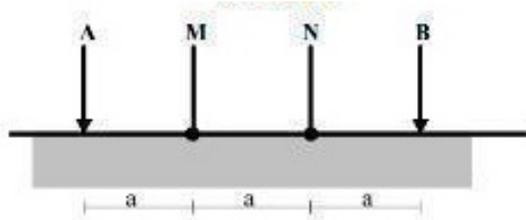


Figura 2. Arreglo Wenner.

$$\rho_a = (2\pi a) \frac{\Delta V}{I} \quad (4)$$

En el caso del arreglo Schlumberger (Figura 3), se debe cumplir, que la distancia entre  $AB/5 > MN > AB/20$  (Sánchez San Roman, 2022). Esta consideración establece que MN debe ser lo suficientemente pequeña respecto a AB para que la ecuación de la constante geométrica se simplifique a:  $K = \pi (AM * AN / MN)$ . Además, se espera que MN sea mayor a  $AB/20$ , ya que un AB mayor a 20 MN produce valores de voltajes cercanos a cero, lo que provoca errores en la determinación de  $\rho_a$ . Sin embargo, esto depende en gran parte de la sensibilidad del equipo de resistividad.

Para un arreglo Schlumberger ( $AB/5 > MN > AB/20$ )

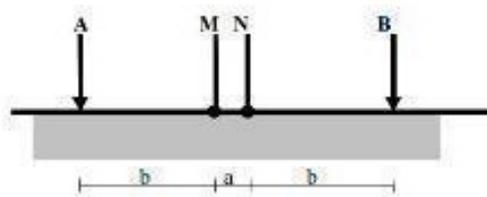


Figura 3. Arreglo Schlumberger.

$$\rho_a = \left( \frac{\pi(a^2 - b^2)}{2b} \right) \frac{\Delta V}{I} \quad (5)$$

El arreglo Dipolo-Dipolo (Figura 4) se define como MN-AB, donde inicialmente la distancia entre los electrodos, "a", es equidistante. Sin embargo, esta distancia aumenta en "na" tanto en MN como en AB (Chávez Hernández, 2011; Oliver Ocaño et al., 2019).



*Figura 4. Arreglo dipolo-dipolo.*

$$\rho_a = (\pi(n + 1)(n + 2)na) \frac{\Delta V}{I} \quad (6)$$

A pesar de que este arreglo puede utilizarse para aplicar el método de Perfilaje Eléctrico (PE), no es común su uso para tales fines, ya que ofrece ventajas para la aplicación del método de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), que se describe a continuación.

En resumen, el PE es un método de rápido avance respecto a otros métodos de corriente directa como lo son el SEV y la TRE. Su aplicación consiste en registrar una sola medición de  $\rho_a$  por punto en el área de estudio, para una profundidad máxima de estudio constante. El valor de la profundidad máxima de estudio se estima en  $\text{depth} = AB/5$ , siendo la configuración electródica Wenner la más utilizada, seguida de la Schlumberger. Los resultados de la aplicación de PE pueden representarse en la obtención de un perfil que describa las variaciones laterales de la resistividad en el subsuelo a una profundidad de interés predefinida. Este método es muy apropiado para identificar contactos verticales, cuerpos y estructuras que se manifiestan como heterogeneidades laterales en los valores de  $\rho_a$ . Desde un punto de vista metodológico, el PE implica el desplazamiento de los cuatro electrodos a lo largo de un recorrido específico, manteniendo su separación constante, lo que conduce a la obtención de un perfil o mapa de resistividades aparentes a lo largo de dicho recorrido (Orellana, 1982).

### 3.2 Tomografía de Resistividad Eléctrica

La TRE es un método de resistividad utilizado para la modelación geoelectrónica 2D o 3D del subsuelo, basado en la adquisición en campo de una gran cantidad de medidas en la superficie del terreno. El método se fundamenta, al igual que el método PE, en la ley de Ohm, y la  $\rho_a$  se determina igualmente por la ecuación (2).

Para el caso de la prospección 2D, la metodología de campo consiste en colocar sobre una línea o transepto, electrodos de manera equidistantes, sobre los cuales se conectan y desconectan (de manera automática o manual) los electrodos de corriente y de potencial (Figura 5).

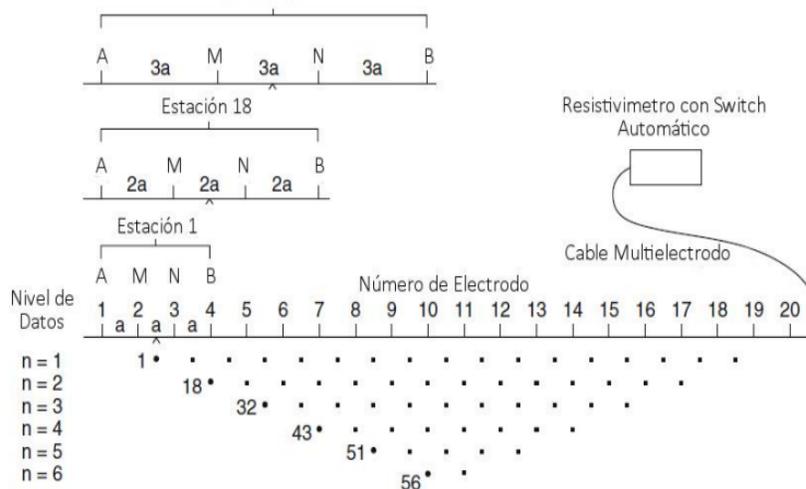


Figura 5. Diagrama de adquisición de datos para una TRE utilizando la configuración Wenner.

En el presente estudio, para el procesamiento e interpretación de los datos de  $\rho_a$  se utilizará el programa Res2DInv (Loke & Barker, 1996), donde los datos son “depurados”, eliminando los valores de  $\rho_a$  con alto nivel de ruido. Posteriormente, se aplica un algoritmo de inversión, basado en técnicas numéricas de elementos finitos o diferencias finitas, para obtener la distribución real de resistividades o imagen eléctrica. El modelo 2D de resistividades es reconstruido con ayuda del programa Surfer 16 (Golden, 2018) para su mejor visualización.

El arreglo electródico a utilizar dependerá del objetivo de estudio. Los arreglos más utilizados en la TRE son Wenner, Wenner-Schlumberger y Dipolo-Dipolo.

### Dipolo-dipolo

Este arreglo es ampliamente utilizado debido a dos razones fundamentales: la primera razón es la posibilidad de aprovechar toda la capacidad de adquisición (canales) de los equipos de resistividad, optimizando el tiempo de trabajo en campo. Esta ventaja es válida siempre y cuando se utilicen cables inteligentes, en un sistema de adquisición automática. La segunda razón es la alta resolución para detectar cambios laterales dados por fallas, diques o cualquier contacto vertical o semivertical (Loke, 2001).

### Wenner

Este arreglo se destaca por su buena resolución vertical, aunque muestra una capacidad relativamente limitada para detectar cambios laterales (Loke, 2001). En este tipo de disposición, los cuatro electrodos se desplazan en conjunto para mantener la misma geometría, haciendo imposible la adquisición en más de un canal.

### Wenner-Schlumberger

También llamado simplemente Schlumberger, debe su nombre híbrido a que las mediciones de  $\rho_a$  para la profundidad menor de estudio se realiza en un arreglo Wenner, mientras que el resto de las mediciones utiliza un arreglo Schlumberger.

Este arreglo exhibe una moderada sensibilidad tanto a las estructuras horizontales como a las verticales en el subsuelo. El arreglo Wenner-Schlumberger ofrece una intensidad de señal significativamente alta y permite alcanzar considerables profundidades de exploración.

Cabe señalar, que tanto para la realización de TRE de manera manual como para la aplicación del método TRE a partir de datos electromagnéticos, el arreglo Wenner-Schlumberger es utilizado debido a su simplicidad de operación en campo.

## **3.3 Perfilaje electromagnético**

Las técnicas electromagnéticas de exploración geofísica son ampliamente aplicadas para estudios de cartografía geológica, para la solución de problemas hidrogeológicos, ingeniero-geológicos, mineros, entre otros (Giannino & Leucci, 2021). Estas técnicas

se dividen de acuerdo con el tipo de fuente de campo electromagnético: fuente natural o pasiva y fuente artificial o activa.

Como métodos de fuente natural, los más utilizados son los sondeos magnetoteléuricos y audio-magnetoteléuricos, con gran aplicación en estudios para profundidades superiores a los 500 m.

Estas técnicas también se pueden dividir en otras dos categorías principales: las que operan en el dominio del tiempo y las que operan en el dominio de la frecuencia. Uno de los métodos más utilizado en el dominio del tiempo es el Sondeo Transitorio Electromagnético, siendo también muy útil para estudios geoeléctricos a profundidades superiores a los 400 m.

En el dominio de la frecuencia y de fuente artificial se encuentran una gran variedad de métodos electromagnéticos como son: sondeo audio-magnetoteléuricos de fuente controlada (CSAMT), GPR y Perfilaje Electromagnético (PEM), siendo este último el de interés en el presente estudio.

El método PEM se destaca por su eficiencia, ya que permite adquirir datos de manera rápida, brindando una visión inicial de la zona de estudio en poco tiempo. Con el PEM, es posible identificar cambios laterales en la conductividad o, inversamente, en la resistividad del subsuelo. La profundidad máxima de estudio es controlada por la frecuencia de la señal utilizada y la distancia entre la bobina transmisora y receptora. De acuerdo con la instrumentación y sus características técnicas, el rango de estudio con el PEM puede ser desde unos pocos centímetros a 60 m, siendo aplicado en estudios de suelo agrícola, arqueología, tectónica somera, hidrogeológicos, entre otros.

El fundamento teórico de los métodos electromagnéticos se basa en la comprensión del comportamiento espacio-temporal del campo electromagnético en medios materiales. Este campo electromagnético se compone de cuatro componentes vectoriales clave y sus relaciones mutuas: el campo eléctrico (E), la inducción magnética (B), el desplazamiento dieléctrico (D) y la intensidad del campo magnético (H). Para modelar y describir adecuadamente estas relaciones, se utilizan modelos físicos y matemáticos que dan lugar a un sistema de ecuaciones diferenciales conocido como las ecuaciones de Maxwell. Estas ecuaciones pueden expresarse de diversas

formas, ya sea en su forma diferencial o integral, y aplicarse en el dominio del espacio o en el dominio de la frecuencia.

Las ecuaciones de Maxwell, un conjunto de cuatro ecuaciones vectoriales, constituyen el núcleo de las leyes fundamentales que rigen el electromagnetismo. Estas leyes, derivadas de observaciones experimentales, se expresan en unidades del Sistema Internacional (SI), lo que las convierte en un pilar sólido y coherente que guía el comportamiento de los campos electromagnéticos en una amplia variedad de contextos y aplicaciones. En resumen, estas ecuaciones son esenciales para comprender y aplicar con precisión los principios del electromagnetismo en diversos campos, abarcando desde la física teórica hasta la ingeniería práctica (Serralde Ordóñez, 2011).

El método de Perfilaje Electromagnético (PEM) se sustenta en los principios fundamentales de la teoría electromagnética, que se rigen por las siguientes ecuaciones (Dentith & Mudge, 2014; Griffiths & King, 1981; Hernández Díaz, 2019):

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \text{ Ley de Faraday} \quad (7)$$

$$\nabla \times H = j + \frac{\partial D}{\partial t} \text{ Ley de Ampere} \quad (8)$$

$$\nabla \cdot D = \rho_c \text{ Ley de Gauss (electricidad)} \quad (9)$$

$$\nabla \cdot B = 0 \text{ Ley de Gauss (magnetismo)} \quad (10)$$

La ley de Faraday (ecuación (7)) enuncia que la existencia de un campo magnético variable en el tiempo induce un campo eléctrico de estructura rotacional de la misma frecuencia. La ley de Ampere (ecuación (8)) establece que la existencia de un campo eléctrico variable en el tiempo induce un campo magnético de estructura rotacional de la misma frecuencia. Por otro lado, la Ley de Gauss establece que el campo eléctrico (ecuación 9) puede tener una fuente puntual (monopolo) dado por una acumulación de

cargas eléctricas, mientras que esto no existe para campo magnético (ecuación 10), no siendo posible la existencia de un polo magnético aislado.

Se han establecido dos técnicas para la aplicación del método PEM, en función de la relación de movimiento entre las bobinas transmisora y receptora: Turam y Slingram. En el caso de Turam, se requiere de un dipolo transmisor (dipolo eléctrico) de gran longitud, por el cual se hace pasar una corriente alterna. Un dipolo magnético es utilizado para recorrer el área de estudio afectada por los campos magnéticos primarios y secundarios (Figura 6).

En el caso de Slingram, las bobinas Tx y Rx se encuentran conectadas entre sí a una distancia  $S$  fija. Ambas, por lo tanto, se mueven juntas para adquirir las mediciones de  $\sigma_a$ . Cabe señalar, que la técnica Slingram es más factible para los trabajos de campo, destacando por su facilidad de manejo, lo que le otorga una ventaja significativa en términos de productividad, siendo su desarrollo instrumental en las últimas décadas notable.

Como se mencionó previamente, es necesario considerar la presencia de una bobina transmisora Tx que emite una señal alterna en las proximidades de la superficie del terreno. Además, se utiliza una bobina receptora Rx que se coloca a cierta distancia de la bobina transmisora en el terreno. Cuando la bobina transmisora genera corrientes, estas inducen corrientes en el subsuelo, lo que a su vez origina un campo magnético secundario (Reynolds, 2011; Serralde Ordóñez, 2011). Ambos campos magnéticos son registrados por la bobina receptora (Figura 6) (Dentith & Mudge, 2014).

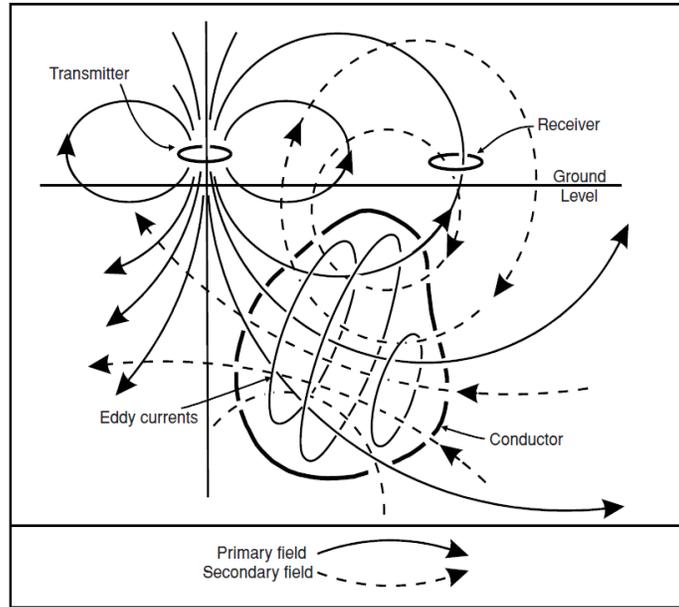


Figura 6. Esquema generalizado del método PEM.

La relación entre estos dos campos magnéticos se describe mediante la siguiente ecuación:

$$\frac{H_s}{H_p} = \frac{i\omega\mu_0\sigma^2s}{4} \quad (11)$$

Donde

$H_s$ = campo magnético registrado en la bobina receptora

$H_p$ = campo magnético primario

$\omega=2\pi f$ ,  $f$ = frecuencia de la señal

$\mu_0$ = permeabilidad magnética del vacío

$\sigma$ = conductividad del terreno

$S$ = separación de las bobinas receptora y transmisora

El suelo es un medio heterogéneo formado por material sólido con poros, que están llenos de agua y aire. Por tanto, la conductividad del suelo se denomina conductividad aparente ( $\sigma_a$ ). La  $\sigma_a$  se puede calcular utilizando la siguiente expresión:

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega\mu_0 S^2} \left( \frac{H_s}{H_p} \right) \quad (12)$$

El método PEM aborda dos modalidades de polarización según la orientación de las bobinas utilizadas. En la polarización vertical (Figura 7a), la bobinas Tx y Rx se colocan horizontalmente sobre o cerca de la superficie del suelo, siendo que la contribución de la parte más superficial del medio estudiado al valor de  $\sigma_a$  sea despreciable. En la polarización horizontal (Figura 7b), las bobinas se colocan en posición vertical, siendo que la función de respuesta hace que la contribución del medio geológico al valor de  $\sigma_a$  disminuya exponencialmente con la profundidad, lográndose aproximadamente la mitad de la profundidad de estudio que para la polarización vertical.

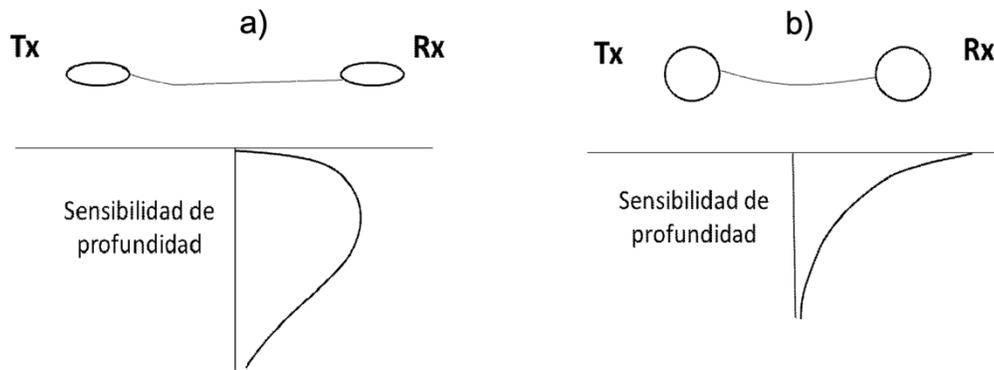


Figura 7. Posiciones de bobinas en una medición. a) Polarización horizontal (low), b) Polarización vertical (Hi).

### 3.4 Algoritmo de Ryjov

La conductividad para la arena ( $\sigma_{ar}$ ) y los finos ( $\sigma_{finos}$ ), se expresan a través de las siguientes ecuaciones:

$$\sigma_{ar} = \Phi_{ar}^m \sigma_{ar cap} \quad (13)$$

$$\sigma_{finos} = \Phi_{finos}^m \sigma_{finos cap} \quad (14)$$

Donde:

$$\Phi_{ar} = V_{ar por} / V_{ar}$$

$$\Phi_{finos} = V_{finos por} / V_{finos}$$

$V_{ar\ por}$  y  $V_{finos\ por}$  representan respectivamente los valores de porosidad para componentes de arena y los finos, mientras que  $V_{ar}$  y  $V_{finos}$  son los volúmenes totales de arena y arcilla. Por otro lado,  $\sigma_{ar\ cap}$  y  $\sigma_{finos\ cap}$  indican la conductividad de un capilar de arena y arcilla, respectivamente, y "m" se refiere al exponente de cementación.

La conductividad promedio  $\sigma_{cap}$  de un capilar completamente saturado puede considerarse como una función variable en relación con el radio  $\sigma(r)$  que, a su vez, depende de las propiedades de la Dispersión Continua de Electrolitos (DCE), en particular, el espesor y la concentración de las sales. Esto se expresa de la siguiente manera:

$$\sigma_{cap} = \frac{2}{r_c^2} \int_0^{r_c} \sigma r(r) dr \quad (15)$$

Donde  $r_c$  es el radio capilar.

En el caso de suelos parcialmente saturados, la fase no conductora se encuentra en el centro de los poros, ya que estos suelos suelen contener una cantidad significativa de humedad. En esta situación, la ecuación se expresa de la siguiente manera:

$$\sigma_c = \frac{2}{r_c^2} \int_{r_w}^{r_c} \sigma r(r) dr \quad (16)$$

$$r_w = r_c \sqrt{1 - S_w} \quad (17)$$

Donde  $r_w$  representa el radio interno de la película de agua que se encuentra en los capilares, mientras que  $S_w$  es la saturación de agua, expresada como una fracción del volumen total de poro.

Cuando se trata de poros más grandes, como los de la arena, la conductividad promedio de los canales de arena  $\sigma_{ar\ cap}$  no depende del radio capilar y es igual al valor de la conductividad del agua libre  $\sigma_w$ . Por lo tanto, la conductividad del agua, ya sea influenciada o no por las paredes capilares, depende de factores como la concentración de sales, las propiedades de los aniones y cationes, así como de la Dispersión Continua de Electrolitos (DCE). La conductividad de la solución acuosa se

puede aproximar mediante una función que considera la concentración de cationes y aniones, teniendo en cuenta el efecto de hidratación. Esta función se expresa a través de la siguiente ecuación (A. A. Ryjov, 1987).

$$\sigma_w = F \left\{ Z_c U_c C_c \exp \exp \left( \frac{C_c}{1000zn} \right) + z_a U_a C_a \exp \left( \frac{C_a}{1000zn} \right) \right\} \quad (18)$$

Donde:

$Z_c, Z_a$  = cargas o valencias que poseen los iones.

$F$  = es el número de Faraday equivalente a: 96485 Q/mol

$C_c, C_a$  = concentraciones de cationes y aniones en la solución

$U_c, U_a$  = movilidad de los cationes y aniones

$n$  = número de hidratación

Este enfoque nos permite estimar la conductividad del agua para diversos tipos de sales, como: NaCl, KCl, Ca (HCO<sub>3</sub>)<sub>2</sub>, CaCl<sub>2</sub>, MgCl<sub>2</sub>, CaSO<sub>4</sub>, NaHCO<sub>3</sub>, Na<sub>2</sub> SO<sub>4</sub>, y más, en un amplio rango de salinidad que va desde 0.001 hasta 120 g L<sup>-1</sup>.

No obstante, para calcular la conductividad en los capilares más finos que componen las arcillas, es necesario aplicar una ecuación similar a la mencionada previamente. En esta ecuación, la concentración de aniones y cationes se encuentra en función del radio capilar y de la Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC) de las arcillas. La distribución radial de la conductividad en los capilares depende de la variación en la concentración de cationes y aniones, representados como  $C_a(r)$  y  $C_c(r)$ , respectivamente, en los poros. La ecuación correspondiente es la siguiente:

$$\sigma_w = F \left\{ Z_c U_c C_c \exp \exp \left( \frac{C_c(r)}{1000zn} \right) + z_a U_a C_a(r) \exp \left( \frac{C_a(r)}{1000zn} \right) \right\} \quad (19)$$

Donde:  $C_c(r)$  y  $C_a(r)$  representan las concentraciones de cationes y aniones en mol/m<sup>3</sup> en relación con la distancia  $r$  medida desde la pared del capilar. Estas concentraciones también están influenciadas por la Capacidad de Intercambio Cationico (CIC) de la

fase sólida; en particular,  $C_i(r) = C_i^{DCE}(r) + C_i^{CIC}(r)$ ; donde el índice  $i$  indica los cationes y aniones específicos.

Las concentraciones de iones calculadas para cada concentración de sal son principalmente responsables del fenómeno de la Doble Capa Eléctrica (DCE). En contraste, la Capacidad de Intercambio Cationico (CIC) depende en gran medida de las propiedades de la fase sólida. Esto significa que, si se produce un cambio en la concentración de iones, la influencia de la DCE variará según el tipo de solución, pero la CIC permanecerá constante.

Por lo tanto, la concentración  $C_i(x)$  de aniones y cationes con carga  $z_i$  dentro de la DCE se rige por la ecuación de Boltzmann, siguiendo la teoría desarrollada por Langmuir, Frumkin y Stern (Fridikhsberg, 1984):

$$C_i(x) = C_{0i} \exp \exp \left( \frac{-z_i F(x)}{RT} \right) \quad (20)$$

Donde:

$C_{0i}$  = es la concentración de aniones y cationes dentro de una solución eléctricamente neutra.

$x$  = es la distancia mínima desde un punto dentro de la fase líquida a la superficie sólida.

$\psi(x)$  = es el potencial eléctrico dentro de un fluido a una cierta distancia  $x$  desde la pared capilar.

$R$  = es la constante de gas

$T$  = es la temperatura absoluta °K

El potencial eléctrico, que varía en función de la distancia  $x$  desde la pared capilar, se encuentra determinado por la distribución de la carga presente en la doble capa eléctrica y por la capacidad de intercambio catiónico en la fase sólida. Esta función se calcula utilizando la ecuación de Poisson-Boltzmann (Butt et al., 2003):

$$\nabla^2 \psi(x) = \frac{\rho(x)}{\epsilon \epsilon_0} \quad (21)$$

Donde:

$\rho(x) = \sum_i z_i F C_i(x)$ ; es la suma de los iones a una distancia x;

$\epsilon$ = es la constante dieléctrica relativa para un fluido

$\epsilon_0$ = es la permeabilidad del vacío ( $8.854 \times 10^{-12}$  F/m).

La microestructura de los suelos areno-arcillosos, en última instancia, se describe como un empaquetamiento ideal de mezclas binarias de partículas finas que tienen formas semiesféricas (McGeary, 1961). Cuando el contenido de finos es menor que la porosidad de la arena, las partículas de arcilla ocupan los poros de la arena como películas en las superficies de los granos de arena o como tapones en los capilares de la arena, sin cambiar la estructura. No obstante, si la concentración de arcilla es mayor que la porosidad de la arena, los granos de arena se encuentran inmersos en los poros de finos.

El cálculo de la porosidad total  $\Phi_t$  en los suelos areno-arcillosos se realiza mediante las fórmulas (Marion et al., 1992; A. Ryjov & Sudoplatov, 1990):

$$\Phi_t = (\Phi_{\text{arena}} - C_{\text{finos}}) + \Phi_{\text{finos}} * C_{\text{finos}} \quad (22) \quad \text{para } C_{\text{finos}} < \Phi_{\text{arena}}$$

$$\Phi_t = C_{\text{arcilla}} * \Phi_{\text{finos}} \quad (23) \quad \text{para } C_{\text{finos}} \geq \Phi_{\text{arena}}$$

Donde:  $C_{\text{arcilla}}$  es el contenido de arcilla volumétrica de la mezcla.

Por último, cuando  $C_{\text{finos}} > \Phi_{\text{arena}}$ , la conductividad total del suelo  $\sigma_\Sigma$  corresponde a la conductividad efectiva; ( $\sigma_{\text{finos}}$  la conductividad de la arcilla). Los valores de dichas conductividades dependen del tamaño de los capilares, la porosidad de la componente fina y su concentración. Pero si  $C_{\text{finos}} < \Phi_{\text{arena}}$  la conductividad del suelo es definida por los poros de la arena, así como por los de los finos.

$$\sigma_\Sigma = \sigma_{\text{arcilla}} C_{\text{finos}} * \Phi_{\text{finos}}^m \quad (24)$$

Ryjov y Sudoplatov presentaron por primera vez en 1990 un modelo que incluye la estimación de la resistividad electroquímica del agua intersticial, componentes de sedimentos no consolidados y resulta en la estimación de la resistividad de la roca (A. Ryjov & Sudoplatov, 1990). En este modelo, los granos sólidos de arena y arcilla forman un esqueleto aislante en el que los capilares aparecen como cilindros huecos con diferentes radios.

El componente de arena presenta un sistema poroso de cilindros mucho más grandes que el espesor de la DCE. Mientras que, los microporos en el componente de finos son estrechos y se acercan al grosor de la DCE. La magnitud del espesor de la DCE varía según la salinidad del agua, incrementándose a medida que disminuye la concentración de sal. Cuando la concentración de sal cambia de 0.02 a 2 g/L en condiciones cercanas a la superficie, el espesor de la DCE fluctúa entre 0.3 y  $3 \times 10^{-8}$  m. El volumen total de poros para arena y finos se considera por separado a través de su respectiva porosidad, lo que da lugar a un modelo de mezcla que incorpora dos tipos de capilares con diferentes radios (Shevnin et al., 2007). Estos capilares de arena y de los finos pueden estar conectados en serie, en paralelo o en una combinación de ambas conexiones.

Para calcular las conductividades de los componentes de arena ( $\sigma_{sand}$ ) y finos ( $\sigma_{fines}$ ), se aplican fórmulas específicas:

$$\sigma_{arena} = \varphi_{arena} \sigma_{arenacap} \quad (25)$$

$$\sigma_{finos} = \varphi_{finos} \sigma_{finoscap} \quad (26)$$

Donde  $\sigma_{arenacap}$  y  $\sigma_{finoscap}$  son las conductividades de los capilares de arena y finos respectivamente, y  $\varphi_{arenacap}$  y  $\varphi_{finos}$  son las porosidades de los componentes de arena y finos, expresados como fracciones de volumen del volumen total.

En el sistema de poros de la arena, que tiene capilares anchos, la conductividad promedio de los canales de arena  $\sigma_{sandcap}$  no depende del radio capilar y corresponde a la conductividad del agua libre  $\sigma_w$  (conductividad electrolítica). La conductividad de

las soluciones de agua, sin y con la influencia de las paredes capilares, depende de la concentración de sal, las propiedades de los aniones y cationes y la influencia de la DCE .

La microestructura de los suelos arcillosos se puede entender a través de un modelo de empaquetamiento ideal que involucra mezclas binarias de partículas de arcilla y partículas esféricas más grandes (McGeary, 1961). Según este modelo (ver Figura 8), cuando la cantidad de arcilla es menor que la porosidad de la arena, las partículas finas (que tienen un radio promedio mucho más pequeño que los granos de arena) se acomodan dentro de los poros de la arena. Sin embargo, cuando la fracción de arcilla supera la porosidad de la arena, los granos de arena quedan suspendidos en el entorno de arcilla (Shevnin et al., 2017).

En la Figura 8 se expone la dependencia teórica de la porosidad en función del contenido de arcilla para el modelo A. La curva de porosidad comienza en el 25% (que corresponde a la porosidad de la arena), alcanza un mínimo cuando la cantidad de arcilla iguala la porosidad de la arena y todos los poros de la arena se llenan de arcilla, luego aumenta hasta alcanzar la porosidad de la arcilla (55%). La parte izquierda de la curva se forma debido a la influencia de la porosidad de la arena, mientras que la parte derecha está influenciada por el contenido de arcilla y la porosidad de la arcilla.

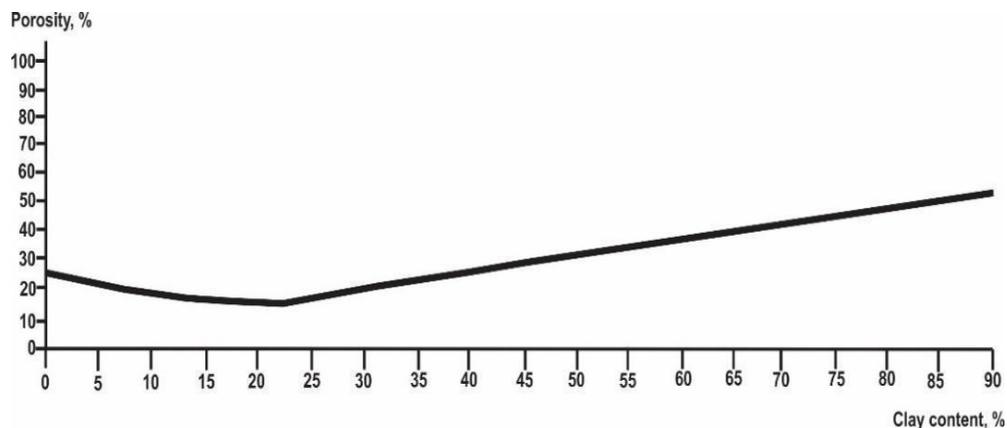


Figura 8. Relación entre la porosidad del suelo y el contenido de arcilla. Modificado de Ryjov & Shevnin (2002).

La porosidad total  $\phi_t$  del suelo se puede determinar mediante las siguientes ecuaciones (Marion et al., 1992; Revil et al., 2002):

$$\varphi_t = (\varphi_{arena} - C_{finos}) + \varphi_{finos} C_{finos}, \text{ cuando } C_{finos} < \varphi_{arena}, \quad (27)$$

$$\varphi_t = C_{finos} \varphi_{finos}, \text{ cuando } C_{finos} \geq \varphi_{arena}, \quad (28)$$

Cuando  $C_{finos} > \varphi_{arena}$ , la conductividad total del suelo,  $\sigma_t$ , es igual a la conductividad del componente de finos ( $\sigma_{finoscap}$ ), la porosidad de los finos y la concentración de sal. El componente de arena solo puede influir disminuyendo el volumen del hospedador de finos ( $C_{finos}$ ):

$$\sigma_t = \sigma_{finoscap} C_{finos} \varphi_{finos}, \text{ cuando } C_{finos} > \varphi_{arena} \quad (29)$$

Cuando  $C_{finos} < \varphi_{arena}$ ,  $\sigma_t$  se define tanto por  $\varphi_{sand}$  como  $\varphi_{finos}$  saturadas por agua intersticial de una salinidad determinada.

En cuanto a la conexión de los sistemas de poros, existe la posibilidad de conectarlos en paralelo o en serie. Si optamos por conectar los capilares en paralelo, la expresión para  $\sigma_t$  se simplifica de la siguiente manera:

$$\sigma_{prl} = \sigma_{finoscap} \varphi_{finos} C_{finos} + \sigma_{arenacap} (\varphi_{arena} - C_{finos}) \quad (30)$$

Donde  $\sigma_{prl}$  es una conductividad de una fracción de suelo que consta de una mezcla de arena y finos y conexiones paralelas de capilares.

En el caso de capilares conectados en paralelo,  $\sigma_t$  se simplifica a:

$$\sigma_{ser} = [(1 - C_{finos} / \varphi_{arena}) (1 / \varphi_{arena} \sigma_{arenacap}) + (C_{finos} / \varphi_{arena}) (1 / \varphi_{arena} \varphi_{finos} \sigma_{finoscap})] \quad (31)$$

En el contexto de los suelos, es típico encontrar una combinación de capilares conectados en paralelo y en serie. En este escenario, algunos de los finos se adhieren a las paredes de los poros de la arena, mientras que otros ocupan los poros como tapones. Los capilares se pueden dividir en dos componentes: una parte volumétrica de capilares conectados en paralelo, representada por M, y una parte conectada en

serie, que es igual a  $1 - M$ . Ahora, es factible calcular la conductividad eléctrica total ( $\sigma_t$ ) utilizando la siguiente fórmula:

$$\sigma_t = M\sigma_{prl} + (1 - M) \sigma_{ser}, \text{ cuando } C_{finos} < \phi_{arena} \text{ (32)}$$

La Figura 9 ejemplifica la resolución hacia adelante de un problema utilizando la ecuación propuesta. Esta resolución se basa en propiedades del suelo que se asemejan a las que se muestran en la Figura 8. En la Figura 9, se representan curvas teóricas que relacionan la resistividad del suelo (o su inversa, la conductividad) con la salinidad del agua presente en los poros del suelo. La salinidad del agua intersticial se calculó considerando los siguientes parámetros: una solución de NaCl, saturación del suelo, una temperatura de 20°C, una porosidad del 25% para la arena, una porosidad del 55% para los finos y una CIC de arcilla de 40 cmol (+) / Kg (~ 3 g/L). Los valores en las curvas indican el contenido de finos (en este caso, solo arcilla) que va desde arena (0%) hasta 100% de finos, así como la porosidad del suelo en porcentaje. Observa que, para salinidades del agua intersticial elevadas (> 10 g/L), las curvas de resistividad del suelo se sitúan por encima y prácticamente en paralelo a la curva de resistividad del agua intersticial, lo que refleja un efecto de conductividad electrolítica. A medida que disminuye la salinidad del agua intersticial, las curvas de resistividad del suelo para diferentes mezclas de arena fina se ubican por debajo de la curva del agua intersticial y ya no son paralelas a ella debido a la influencia de la EDL (efecto de conductividad superficial). La línea discontinua azul representa la resistividad del agua intersticial.

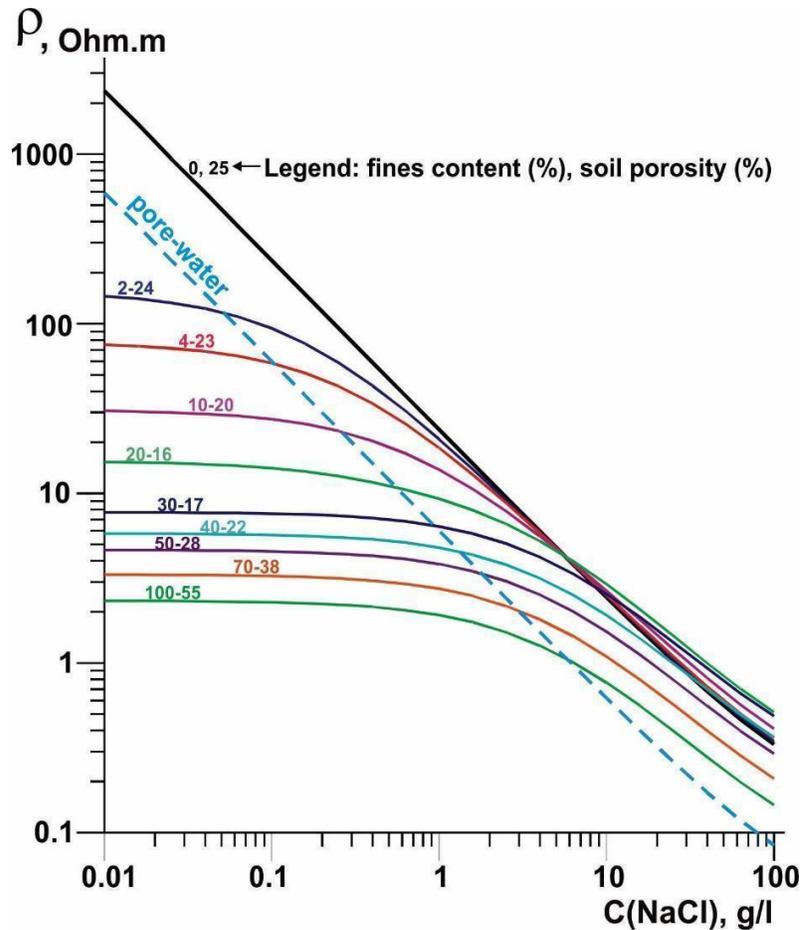


Figura 9. Dependencia teórica de la resistividad de una mezcla arenosa-arcilla de la salinidad del agua subterránea. Porosidad de la arcilla = 55%, porosidad de la arena = 25%. Modificado de Shevvin et al. (2007).

### 3.5 Percepción remota aplicada a la agricultura

La percepción remota agrícola emplea tecnologías de teledetección con sensores en plataformas aéreas o satelitales para recopilar datos sobre la superficie terrestre sin contacto directo. Esta disciplina brinda información crucial sobre la salud de los cultivos, humedad del suelo, detección de enfermedades y clasificación de cultivos. Los datos obtenidos facilitan decisiones informadas para agricultores e investigadores, permitiendo optimizar la gestión de cultivos, mejorar la productividad, identificar problemas tempranos y fomentar prácticas sostenibles. Cuando la radiación solar incide sobre la superficie terrestre, experimenta una subdivisión en energía reflejada, absorbida y transmitida. Esta subdivisión es particular para cada objeto, determinada por su composición y características materiales. Cada objeto presenta una forma única

de procesar la energía incidente, lo que les confiere una diferenciación respecto a otros elementos. Los sensores, encargados de captar la energía reflejada por los objetos iluminados, distribuyen esta información en longitudes de onda o bandas espectrales específicas del sensor utilizado. Este patrón espectral se conoce como firma espectral, y sirve como una representación única del comportamiento de los objetos analizados en relación con su capacidad variable de absorber, transmitir o reflejar energía. Es fundamental tener en cuenta que esta interacción entre la radiación y los objetos está condicionada por la estructura y composición del elemento observado. Además, un mismo objeto puede exhibir respuestas espectrales distintas según su estado, su relación con el entorno y las condiciones ambientales (Figura 10). La geometría sol-sensor en el momento de la captación de datos también influye en esta dinámica. En el ámbito de la teledetección o percepción remota, comprender estas variaciones espectrales es crucial para interpretar y analizar eficazmente la información recopilada por los sensores (Murillo Sandoval & Carbonell González, 2012).

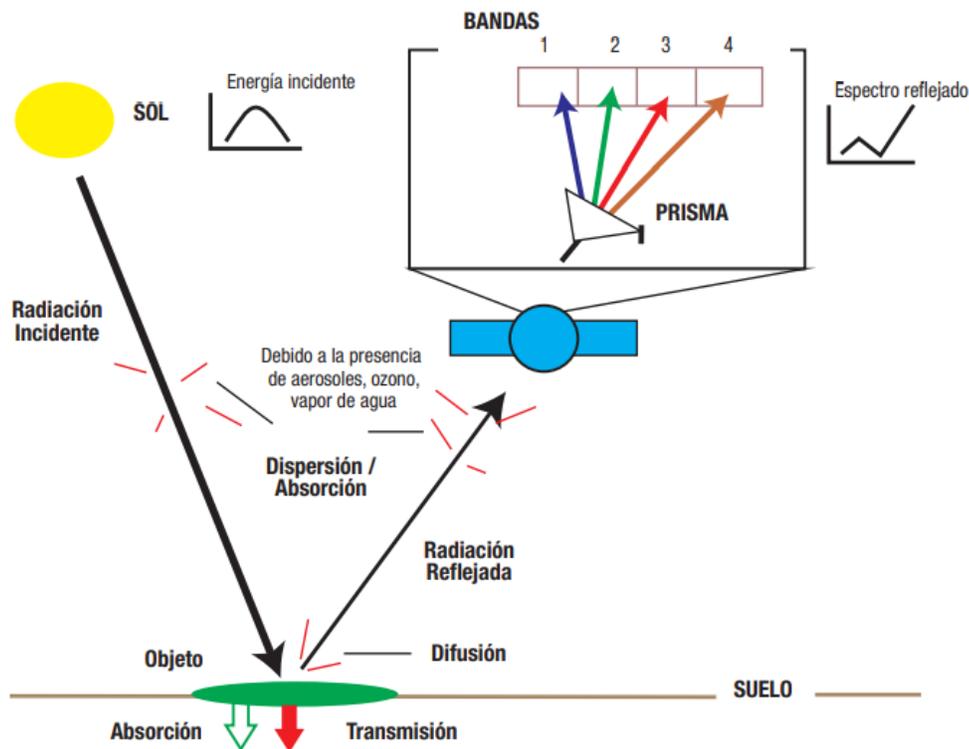


Figura 10. Proceso de percepción remota.

La cartografía de la vegetación desempeña un papel crucial en la agricultura de precisión, ya que está estrechamente relacionada con el desarrollo de los cultivos. Sin embargo, la determinación de la cobertura vegetal utilizando sensores remotos a través de métodos tradicionales, como satélites y aviones, presenta limitaciones en cuanto a su resolución espacial y temporal en las imágenes.

Para superar estas limitaciones, se ha implementado una alternativa eficaz: el uso de vehículos aéreos no tripulados (VANTs) o drones equipados con cámaras digitales, que proporcionan imágenes de alta resolución tanto en términos espaciales como temporales. En el contexto de estas imágenes de alta resolución, es fundamental identificar el índice de vegetación más adecuado para distinguir de manera precisa entre píxeles que contienen vegetación y aquellos que no la tienen. Además, es esencial establecer un valor umbral apropiado que permita la separación efectiva de ambas categorías (Marcial Pablo et al., 2017).

Para llevar a cabo la monitorización de la vegetación utilizando la percepción remota a través de satélites o plataformas aéreas, es esencial detectar la radiación electromagnética en función de su longitud de onda. Esta radiación se distribuye en diversas bandas dentro del espectro electromagnético, que en conjunto forman la luz (Chuvieco Salinero, 2010). De manera particular, la luz visible comprende una porción pequeña del espectro, caracterizada por tres bandas elementales: azul (400-500 nm), verde (500-600 nm) y rojo (600-700 nm), que son perceptibles para el ojo humano debido a su adaptación. Sin embargo, más allá del espectro de luz visible, encontramos la banda del infrarrojo cercano (700-1300 nm), que reviste una gran importancia en la monitorización de la vegetación debido a su capacidad para captar las respuestas radiométricas que revelan el comportamiento de las hojas (Chuvieco Salinero, 2010).

El comportamiento espectral de la vegetación está intrínsecamente relacionado con la estructura de sus hojas, ya que estas desempeñan un papel crucial en la interacción con la luz solar. Esta interacción es fundamental para el proceso de fotosíntesis, ya que las plantas absorben y reflejan radiación solar en las bandas roja, verde y azul, en función de la cantidad de pigmentos presentes en las distintas capas del tejido foliar (Roy, 1989).

De manera general, las plantas saludables o con un buen vigor vegetativo tienden a mostrar un patrón característico en su reflectancia en ciertas bandas del espectro electromagnético. En particular, en las bandas azul y roja, ubicadas en las longitudes de onda cercanas a los 445 nm y 645 nm, respectivamente, la reflectancia suele ser baja debido a la fuerte absorción de la luz por parte de pigmentos como la clorofila a y b, la xantofila y el  $\beta$ -caroteno. Estos pigmentos desempeñan un papel esencial en la actividad fotosintética de las plantas (Ramírez Vargas, 2020).

Por otro lado, en la banda verde del espectro, alrededor de los 555 nm, la absorción es menor y, como resultado, la reflectancia es mayor. Este fenómeno es lo que confiere a la vegetación su color verde característico a simple vista para los seres humanos. Además, en el espectro infrarrojo cercano, más allá de nuestra percepción visual, la reflectividad tiende a ser elevada, ya que no se produce una absorción significativa de la radiación. Esta alta reflectancia en el infrarrojo cercano se asocia comúnmente con la presencia de vegetación saludable y vigorosa (Chuvieco Salinero, 2010; Ramírez Vargas, 2020; Roy, 1989; Yengoh et al., 2015) (Figura 11).

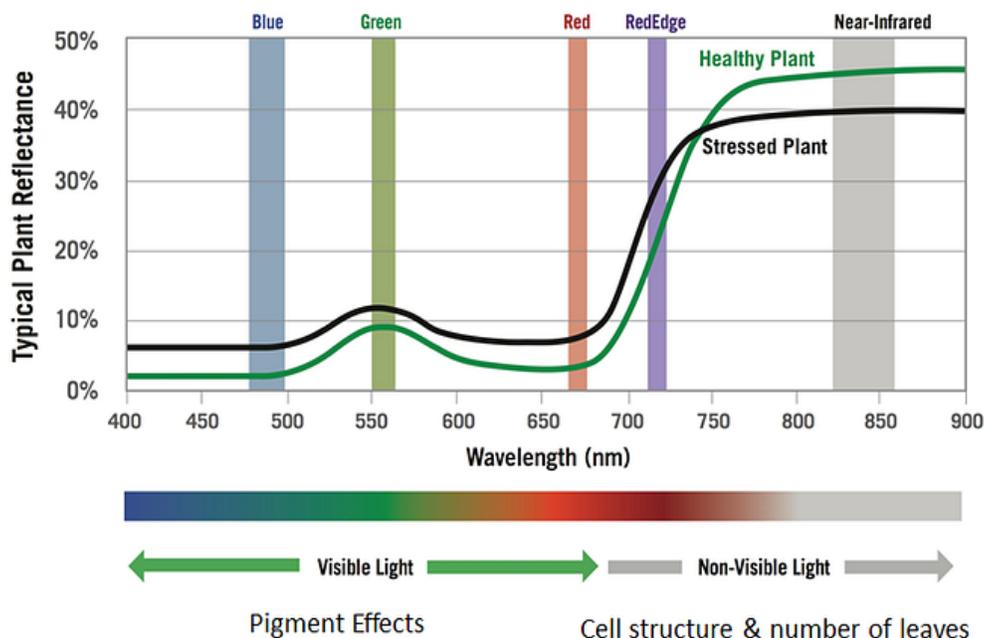


Figura 11. Curvas espectrales de vegetación saludable y bajo estrés.

Bajo este contexto, se ha explorado el uso de la reflectancia de las plantas como una herramienta valiosa para evaluar una amplia gama de características y condiciones. Investigaciones realizadas han aprovechado esta propiedad para analizar aspectos como la cobertura vegetal, la biomasa, la composición específica de la vegetación, la salud de las plantas, la distribución de las especies y mucho más (Baena et al., 2017; Bakacsy et al., 2023; Chianucci et al., 2016; Ouattara et al., 2020; Ramírez Vargas, 2020). Estos estudios se basan en la estimación de índices de vegetación (IV), que proporcionan información valiosa sobre las características físicas y el estado de salud de los ecosistemas forestales (Abderrazak et al., 1995; Jackson, 1983).

La descripción general de la vegetación se identifica mediante tres grandes grupos espectrales. En primer lugar, se localiza en la región visible, que abarca desde los 400 nm hasta los 700 nm, destacándose por altas absorciones, principalmente debido a la presencia de pigmentos fotosintéticos como la clorofila y los carotenoides. En segundo lugar, el infrarrojo cercano (NIR) presenta los niveles más altos de reflectancia, ya que la estructura celular interna de las hojas provoca una mayor dispersión de la energía. Finalmente, la región entre los 1.400 nm y 2.500 nm muestra valores de reflectancia más bajos debido a su sensibilidad al agua. La Figura 12 muestra la caracterización básica de un patrón espectral típico de la vegetación (Murillo Sandoval & Carbonell González, 2012).

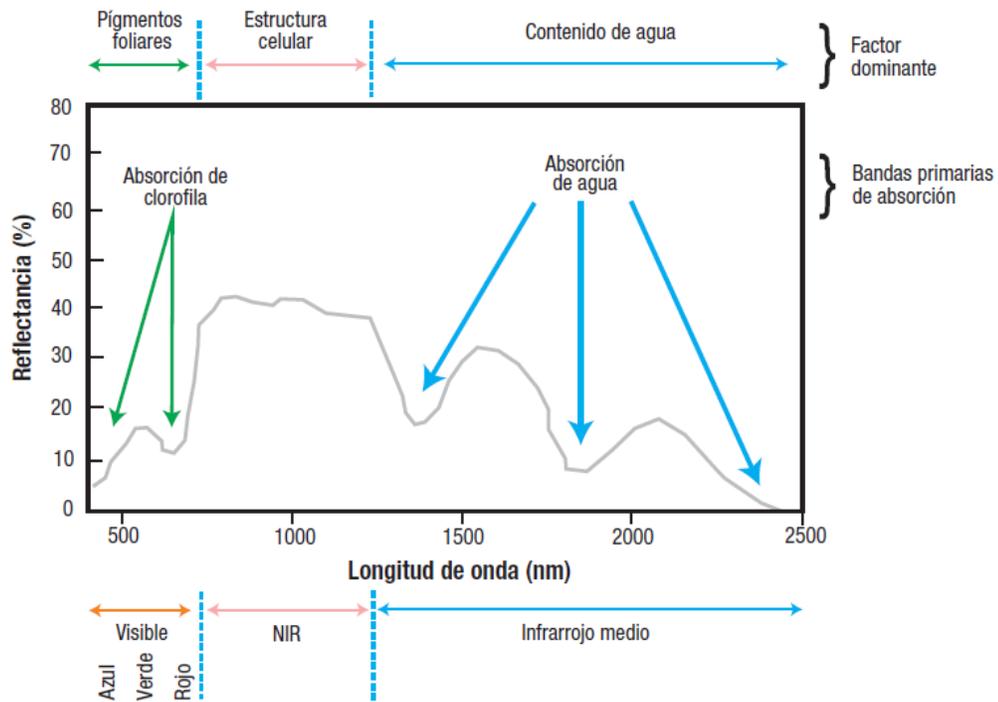


Figura 12. Caracterización descriptiva de un patrón espectral de la vegetación.

En la agricultura de precisión, se emplean diversos enfoques de percepción remota (Liang, 2004). El primer enfoque consiste en utilizar imágenes para detectar anomalías, comparando imágenes actuales con ciclos previos o entre campos, proporcionando información valiosa para las prácticas de manejo agrícola, aunque sin recomendaciones cuantitativas específicas.

El segundo enfoque implica la correlación entre imágenes y variables específicas, como propiedades del suelo o deficiencia de nitrógeno (N). A través de métodos como índices de vegetación, las imágenes se convierten en mapas de fertilización para aplicar dosis adecuadas.

En tercer lugar, se convierten los datos de percepción remota en variables biofísicas, como biomasa, índice de área foliar (LAI) y temperatura, integrándose a modelos físicos de crecimiento del cultivo. Ejemplos incluyen el uso de datos SPOT para estimar el LAI en el modelo MOSICAS (Bégué et al., 2004) y la aplicación de modelos agrometeorológico-espectrales para estimar el LAI en caña de azúcar (Moran et al., 1995; Picoli, 2006).

Estos enfoques pueden integrarse en sistemas de información geográfica. Sin embargo, los sensores satelitales presentan limitaciones en términos de bandas espectrales, resolución espacial y temporal. Aunque satélites como MODIS y SPOT han mejorado estas limitaciones, es difícil obtener información constante para cada siembra debido a factores como costos, nubosidad y ausencia de vegetación.

Las imágenes deben complementarse con datos auxiliares de suelos, clima y prácticas de manejo para tomar decisiones operacionales mediante sistemas de soporte de decisión (DSS), cuyos núcleos son los modelos de crecimiento de cultivos. Aunque estos modelos han demostrado generar grandes retornos económicos, su aplicación específica en caña de azúcar ha sido mayormente investigativa debido al conocimiento incompleto de la fisiología y variables del modelo. Mejorar estas aplicaciones requiere calibrar modelos con datos reales, siendo el aporte más significativo de la percepción remota mejorar la capacidad y precisión de los DSS y modelos de crecimiento al suministrar información precisa para calibración y validación (Murillo Sandoval & Carbonell González, 2012).

Las variables biofísicas sirven como indicadores del comportamiento y estado vegetativo de las coberturas vegetales. La información recopilada por sensores remotos destaca por su estabilidad, repetibilidad y cobertura global, permitiendo detectar cambios en el follaje y estimar estas variables de manera eficiente. Estos datos desempeñan un papel crucial en el monitoreo del vigor, estado nutricional y capacidad fotosintética de cultivos o áreas boscosas, siendo esenciales para calcular la productividad. Parámetros vitales como el índice de área foliar (LAI), la fracción fotosintéticamente activa (FPAR) y la fenología son empleados en diversos modelos climáticos y ecológicos (Running & Coughlan, 1988; SELLERS et al., 1994). Sin embargo, para el seguimiento de cultivos, los parámetros clave son el contenido de clorofila, la biomasa y el LAI (Asseng et al., 2000; Hansen & Schjoerring, 2003; Jamieson et al., 1998).

La percepción remota hiperespectral posibilita el cálculo de múltiples variables biofísicas y bioquímicas del follaje, y los algoritmos para este propósito se pueden clasificar en métodos estadísticos, físicos e híbridos (Liang, 2004). Los métodos estadísticos se centran en el uso de índices multispectrales e hiperespectrales,

mientras que los métodos físicos involucran modelos inversos de reflectancia del follaje. Los métodos híbridos, que combinan enfoques estadísticos y físicos, incorporan el uso de redes neuronales artificiales.

Con el propósito de obtener información específica sobre la masa vegetal y reducir la influencia de factores externos, se emplean índices de vegetación (IV) que resultan de combinaciones entre diferentes bandas para producir una nueva imagen. Aunque el IV ideal (Jackson, 1983), no existe y se busca sensibilidad a la cobertura vegetal, insensibilidad al brillo y color del suelo, y resistencia a la perturbación atmosférica y otros factores ambientales, las regiones roja e infrarroja del espectro son comúnmente utilizadas debido a sus diferencias espectrales entre vegetación y suelo.

El NDVI (índice de vegetación de la diferencia normalizada) es el más reconocido y empleado en aplicaciones agrícolas. Este índice responde a cambios en la biomasa verde, contenido de clorofila y estrés hídrico en el follaje. Sin embargo, presenta limitaciones en áreas con vegetación densa, ya que se satura al incrementar los valores de la banda infrarroja con el aumento de densidad foliar. La optimización del diseño de un buen índice se logra al considerar las relaciones geométricas en el espacio (Verstraete & Pinty, 1996). Los índices pueden calcularse a partir de valores digitales (DN), radiancia/reflectancia en el punto más alto de la atmósfera (TOA) y radiancia/reflectancia de la superficie. Es importante destacar que la reflectancia de la superficie es la variable más adecuada para estimar estos índices, ya que la imagen se corrige atmosféricamente.

Aunque algunos autores restringen los índices de vegetación a dos bandas (roja e infrarroja) (Abderrazak et al., 1995), otros, han desarrollado índices que incorporan las bandas roja, infrarroja, azul y verde (Gitelson et al., 1996; Huete et al., 2002; Kaufman & Tanré, 1996). En relación con esto, los índices de vegetación desempeñan un papel como indicadores de crecimiento y vitalidad de las plantas al mostrar correlaciones significativas con el índice de área foliar, biomasa, porcentaje de cobertura del suelo, actividad fotosintética y productividad. En la actualidad, los sensores de alta resolución espectral (sensores hiperespectrales) son útiles para estimar no solo los parámetros biofísicos mencionados anteriormente, sino también otros como el contenido de clorofila y nitrógeno foliar en caña de azúcar (Bappel et al., 2003).

En la actualidad, existen numerosos índices de vegetación tanto multiespectrales como hiperespectrales que han sido desarrollados a partir de datos recopilados mediante sistemas aéreos o satelitales, así como de mediciones en terreno (Gilabert et al., 1997; Samiee et al., 2018).

Desde que el satélite de observación de la tierra, el Landsat 1 fue lanzado en 1972 se ha demostrado que los productos generados a partir del procesado y análisis de imágenes son una herramienta que permiten analizar grandes extensiones para evaluar suelos. Los métodos de teledetección facilitan el mapeo de áreas inaccesibles al reducir la necesidad de muestreos de campo extensos y costosos. Si bien la teledetección y la espectroscopía de suelos han sido reconocidas como una tecnología potencialmente efectiva y rentable, todavía no se utilizan de manera rutinaria en estudios de suelos (Mulder et al., 2011). La evaluación de la tendencia y la escala de salinidad son elementos cruciales en el desarrollo de una estrategia de remediación / rehabilitación. El enfoque tradicional para el mapeo de salinidad del suelo es extremadamente costoso y tiene un bajo nivel de precisión (Platonov et al., 2015; Shahid et al., 2013).

Todavía hay restricciones en el uso de datos de detección remota porque la salinidad de la superficie es un proceso altamente dinámico que causa restricciones de identificación derivadas del comportamiento adecuado de las características de la sal espectral, espacial y temporalmente (Tian et al., 2020).

La estimación de índices que responden a las bandas verde, azul y la franja entre el rojo y el infrarrojo cercano a través de imágenes capturadas con un dron es una alternativa efectiva para obtener resultados precisos en el monitoreo de la vegetación mediante la clasificación supervisada (Baena et al., 2017). Este método se revela como una herramienta eficaz para identificar y cuantificar especies arbóreas en una cuenca semiárida, especialmente debido a las características de follaje caducifolio de la vegetación estudiada. Para la identificación y selección de las dos especies invasoras presentes en las áreas de estudio, se realizaron cálculos basados en seis índices RGB utilizando imágenes capturadas por drones (Baena et al., 2017). Estos índices se utilizaron para llevar a cabo una clasificación precisa. Entre ellos, se

incluyen tres índices simples que se obtienen a partir de las diferencias entre los valores de las bandas roja, verde y azul (Bakacsy et al., 2023).

El índice de forma (IF) describe la forma general de la curva de firma espectral y permite la identificación y distinción de suelos y formaciones rocosas según la litología, el cálculo del IF se basa en la fórmula:

$$IF = \frac{2 * R - G - B}{G - B} \quad (33)$$

A pesar de que varios investigadores han utilizado con éxito índices preexistentes, es importante destacar que los índices pueden adaptarse según las necesidades de cada investigación. Estos índices pueden calcularse mediante ecuaciones sencillas que combinan la información de las distintas bandas del espectro visible, permitiendo así una flexibilidad significativa para ajustarse a los objetivos específicos de cada estudio. Esta versatilidad facilita la obtención de resultados más precisos y personalizados en el análisis de imágenes satelitales o de drones en el ámbito de la percepción remota.

### **3.6 Parámetros de riego agrícola**

La cantidad de agua disponible para la absorción de las plantas se ha relacionado con el balance hídrico del suelo. Los tres términos asociados con el presupuesto hídrico son capacidad de campo (CC), punto de marchitez (PMP) y agua disponible (AW). En muchos suelos, después de una lluvia o riego, el suelo inmediatamente comienza a drenar a profundidades más profundas. Después de uno o dos días, el contenido de agua en el suelo alcanzará, con el tiempo, para muchos suelos, un valor casi constante para una profundidad particular en cuestión. Este valor algo arbitrario del contenido de agua, expresado como porcentaje, se llama capacidad de campo. El punto de marchitamiento, también llamado punto de marchitamiento permanente se puede definir como la cantidad de agua por unidad de peso o por unidad de volumen aparente del suelo, expresada en porcentaje, que está retenida tan firmemente por la matriz del suelo que las raíces no pueden absorber, trayendo como consecuencia el deterioro de la planta. El agua disponible en la planta, AW, puede definirse como la diferencia entre la capacidad de campo, CC, y el punto de marchitez, PMP (M. B. Kirkham, 2014). La

zona de raíces activas de un perfil de suelo actúa, desde un punto de vista funcional, como un depósito que almacena el agua entrante procedente de precipitaciones o eventos de riego y la deja disponible para uso agrícola durante períodos más prolongados de escasez de agua (Romano & Santini, 2002). Por lo tanto, el suelo proporciona una interacción crítica entre el cultivo y la demanda atmosférica, ya que el almacenamiento de agua en el suelo proporciona una absorción potencial de agua por las raíces (RWU), que se reduce en condiciones de estrés hídrico. En los campos agrícolas, el estrés por sequía se mitiga mediante aplicaciones de riego para mantener el RWU en su nivel potencial durante la temporada de crecimiento de los cultivos. Desde el punto de vista operativo, el principal desafío es establecer el cronograma de riego y la cantidad óptima de agua para mejorar el diseño de estrategias de gestión del agua basadas en riego.

Un indicador global ampliamente utilizado para regular la programación del riego es la capacidad de almacenamiento de agua del suelo en la zona de las raíces disponible para el uso de las plantas, o simplemente, la capacidad de agua disponible para las plantas (AW), que representa la cantidad máxima de agua del suelo que se puede almacenar en un perfil de suelo para mantener un crecimiento y rendimiento óptimos de los cultivos. Una forma pragmática pero muy simplista de determinar la AW es calcular la diferencia entre la capacidad de almacenamiento de agua a capacidad de campo (CC) y el punto de marchitez permanente (PMP). Comúnmente, AW se expresa como la diferencia entre los valores del contenido de agua del suelo a capacidad de campo ( $\theta_{CC}$ ) y el punto de marchitez permanente ( $\theta_{PMP}$ ), multiplicado por RD (Allen et al., 1998), es decir;

$$AW = \theta_{CC} - \theta_{PMP} * RD \quad (34)$$

Cuando el contenido de agua promedio del suelo en la zona de raíces es menor que el PMP, entonces comúnmente se supone que la planta se marchita permanentemente. Aunque la condición de marchitez permanente depende no solo del tipo de suelo sino especialmente de las especies de plantas (Garg et al., 2020; Thomasson, 1995; Torres et al., 2021; Wiecheteck et al., 2020) un valor común para

$\theta_{PMP}$  es el contenido de agua del suelo a una presión matricial de  $-1,5$  MPa (es decir, una altura matricial de  $-15.296$  cm de agua), basado en datos de girasoles utilizados como especie vegetal de referencia (Taylor & Ashcroft, 1972).

La CC se define como “el contenido volumétrico de agua que permanece en un perfil de suelo dos o tres días después de haber sido saturado y después de que el drenaje libre más allá de la zona de las raíces se haya vuelto insignificante” (Soil Science Society of America, 2008; Veihmeyer & Hendrickson, 1949). El experimento de drenaje de campo se considera un método de referencia para determinar  $\theta_{CC}$ , que ciertamente no está exento de críticas y parece un poco vago (Assouline & Or, 2014; de Jong van Lier & Wendroth, 2016). La suposición tácita es que el perfil del suelo es uniforme, inicialmente completamente saturado y sujeto sólo al drenaje impulsado por la gravedad, independientemente del flujo de evapotranspiración que se supone igual a cero. Aunque existen definiciones para  $\theta_{CC}$  y  $\theta_{PMP}$ , los conceptos subyacentes a estas variables y sus significados físicos siguen siendo un tema de debate (Cousin et al., 2022; Gardner, 1960; Garg et al., 2020; Minasny & McBratney, 2003; Ritchie, 1981; Torres et al., 2021; Turek et al., 2022).

## **Capítulo IV. Metodología desarrollada**

### **4.1 Consideraciones iniciales**

Para el desarrollo de la investigación, se estableció una clasificación de las zonas de trabajo en función de sus dimensiones. Áreas con suelos agrícolas menores a 10 ha fueron catalogadas como pequeñas extensiones, mientras que aquellas iguales o mayores a 10 ha se clasificaron como grandes extensiones. Esta división responde a criterios logísticos y se basa en experiencias previas realizadas con el método de PEM.

El diagrama de flujo (Figura 13) presenta el proceso metodológico utilizado para esta clasificación y análisis de suelos agrícolas. A continuación, se describe el proceso de trabajo para cada tipo de área y los análisis específicos realizados.

La metodología comienza con el reconocimiento del sitio, evaluando factores como las dimensiones del área, nivel de acceso, tipo de cultivo y sistema de riego. Esta evaluación inicial permite clasificar el área como pequeña o grande extensión, lo cual influirá en los métodos de levantamiento de datos y las técnicas de análisis (Figura 13).

En pequeñas extensiones ( $\leq 10$  ha), donde el acceso puede estar limitado por acuerdos entre propietarios, el levantamiento de datos de  $\rho_a$  se realiza a pie utilizando el equipo PEM en modo manual. Esto asegura una red de mediciones de 20 m x 20 m, capturando la variabilidad de la  $\rho_a$  en el terreno. Simultáneamente, se mide la humedad del suelo en campo y se toman muestras de suelo aproximadamente cada 50 m para analizar el contenido de salinidad en laboratorio (Figura 13).

Para grandes extensiones ( $> 10$  ha), se emplea un sistema de arrastre vehicular para el levantamiento de  $\rho_a$ , lo que permite adquirir los datos de manera eficiente en una red similar (25 m x 25 m). La humedad y salinidad del suelo en estas áreas se obtienen parcialmente en campo, seleccionando puntos estratégicos. Esta información se complementa con análisis de ortofotos e imágenes satelitales, utilizando correlaciones entre índices de las imágenes y propiedades del suelo (Figura 13). De esta manera, se reduce el tiempo de recolección sin sacrificar la precisión de los datos.

Es importante señalar que esta clasificación es flexible. Áreas de estudio menores a 10 ha pueden reunir características para aplicar la modalidad de grandes extensiones, y áreas mayores a 10 ha con restricciones de acceso pueden requerir el método de pequeñas extensiones. Además, en todos los casos, el levantamiento de resistividad, humedad y muestreo de suelo se realiza fuera de la temporada de siembra para evitar dañar cultivos. En caso de mediciones durante la temporada de siembra, se emplea el modo manual a pie para proteger la vegetación.

Con los datos obtenidos, se generan mapas de resistividad aparente, humedad y salinidad del suelo. Estos datos son procesados en el software PetroWin para calcular propiedades físicas del suelo, como contenido de finos y porosidad (Figura 13).

Posteriormente, con los valores de finos y porosidad se obtienen parámetros de riego CC, PMP, densidad aparente y agua disponible (AW). En ambas variantes, se utiliza el perfilaje TRE-PEM para determinar el espesor del suelo, y junto con la información del tipo de cultivo, calcular la profundidad de enraizamiento (RD) de las plantas (Figura 13).

Finalmente, todos los datos y parámetros generados se integran para obtener la lámina de presiembra (LPS), que proporciona la cantidad de agua adecuada necesaria para los cultivos.

A continuación, se detallan los aspectos metodológicos específicos de ambas variantes.

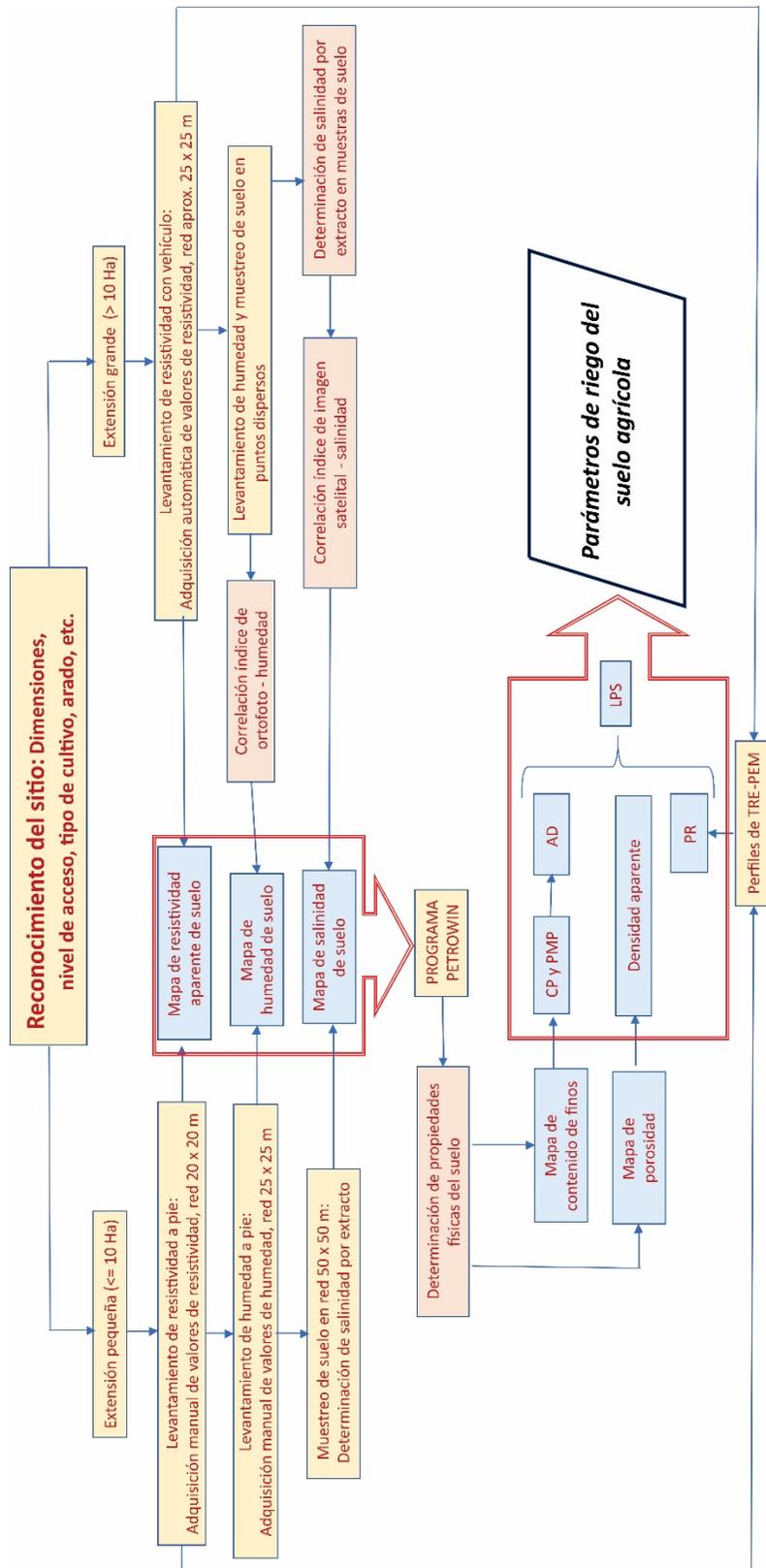


Figura 13. Diagrama de flujo para la selección de metodología de implementación, de acuerdo con el sitio de estudio.

#### **4.1 Pequeñas extensiones**

Para el desarrollo de la tecnología en pequeñas extensiones se realizaron mediciones a pie, es decir, la recolección de la información de  $\rho_a$  y humedad se realizó mediante mediciones in situ en recorridos a pie.

Los valores de humedad fueron adquiridos en campo de manera simultánea al levantamiento de resistividad utilizando un medidor portátil. Las mediciones se proponen en una red de 50 m x 50 m. Es importante destacar que las mediciones de humedad deben realizarse en la misma campaña de mediciones que las de resistividad. Es conocida la dependencia estrecha entre resistividad del suelo y su humedad. De separarse en tiempo ambas campañas de mediciones existiría el riesgo que debido al uso del sistema de riego o por precipitaciones, las condiciones de humedad medidas sean diferentes a las de las mediciones de resistividad, afectando los resultados obtenidos.

Para obtener la salinidad del suelo, la información es totalmente determinada mediante análisis en laboratorio realizado a las muestras de suelos colectadas en una red de puntos de muestreo de aproximadamente de 50 m x 50 m.

Para las mediciones de  $\rho_a$ , se utilizó el equipo de fabricación Checa CMD MiniExplorer 6L para este caso que son pequeñas extensiones la resistividad se midió mediante el método de PEM, para la medición de la humedad se usó una sonda TDR que permite determinar los niveles de humedad en el suelo y para salinidad se realizó una malla representativa del sitio en la cual se recolectaron muestras de suelo superficial de cero a 30 cm de profundidad y en laboratorio se determinó la salinidad por extracto. El sitio de estudio seleccionado se encuentra ubicado en el municipio de San Felipe, Guanajuato, en unas pequeñas parcelas donde principalmente se siembra alfalfa, maíz y sorgo sudan y se extiende el territorio hasta un área de 6 hectáreas.

##### **4.1.1 Resistividad eléctrica del suelo**

Para el levantamiento de resistividad se utiliza un equipo de PEM programado para adquirir mediciones tanto de manera manual como automática. Siendo el objetivo obtener una red de datos de  $\rho_a$  de 20 m x 20 m, éstos pueden adquirirse en modo automático cuando el terreno sea regular y sin obstáculos que impidan tener una

velocidad de caminata controlada. Por ejemplo, si la velocidad de caminata es de aproximadamente 5 Km/h, entonces el equipo puede ser programado para adquirir una medición cada 15 s, resultando en un valor cada 20 m, aproximadamente. En caso de que el terreno se encuentre accidentado, saturado o con obstáculos que impidan un caminar constante, se recomienda el uso de mediciones en modo manual para garantizar una red regular de datos.

Además, cuando se combina con herramientas como el programa PetroWin, la técnica PEM se convierte en un recurso efectivo para determinar las propiedades físicas del suelo y los parámetros de riego, contribuyendo a un uso sostenible del agua (Cordero-Vázquez et al., 2023).

En la presente investigación, el método PEM se aplicó utilizando un equipo CMD MiniExplorer 6L (GF Instruments, Brno, República Checa). Este es un equipo multifrecuencia, que incluye una sonda con una bobina transmisora (Tx) y seis bobinas receptoras (Rx) situadas a diferentes distancias (S) de Tx (Figura 14). El equipo incorpora un bastón-soporte con una unidad Bluetooth para facilitar su manejo y una unidad de control equipada con un Sistema de Posicionamiento Global (GPS), lo que permite obtener valores georreferenciados de conductividad aparente ( $\sigma_a$ ) en mS/m, tanto en modo manual como automático (Gf Instruments, S.R.O., 2020). El CMD MiniExplorer 6L ha demostrado ser una herramienta valiosa para la caracterización del subsuelo y aplicaciones agrícolas, proporcionando datos de alta calidad comparables a las técnicas estándar (Brogi et al., 2019; Cordero-Vázquez et al., 2021; Cordero-Vázquez et al., 2023).



Figura 14. Equipo de PEM CMD MiniExplorer 6L.

Al utilizar diferentes valores de S y frecuencia (f), se pueden obtener simultáneamente seis valores de  $\sigma_a$  en un mismo punto, para seis profundidades diferentes de estudio y para cada tipo de polarización del campo electromagnético (Tabla 2).

*Tabla 2. Profundidades máximas de estudio alcanzadas por el equipo CMD MiniExplorer 6L para las seis diferentes distancias S entre las bobinas Tx y Rx. PV = Polarización Vertical, PH = Polarización Horizontal.*

<b>Profundidad PV</b>	<b>Profundidad PH</b>	<b>S</b>
0.30 m	0.15 m	0.20 m
0.50 m	0.25 m	0.33 m
0.80 m	0.40 m	0.50 m
1.10 m	0.50 m	0.72 m
1.60 m	0.80 m	1.03 m
2.30 m	1.10 m	1.50 m

La adquisición de datos se llevó a cabo mediante recorridos lineales en dirección Sur-Norte y Norte-Sur, con el fin de obtener perfiles lineales de información (Figura 15). Para asegurar la correcta adquisición de datos, la altura del equipo no excedió los 5 cm respecto al suelo, ya que una mayor altura podría introducir mayor interferencia en los datos (Ver Anexos).



Figura 15. Levantamiento PEM en las cinco parcelas agrícolas del área de estudio.

La resistividad, que es el inverso de la conductividad, es una propiedad fundamental que se utiliza para describir cómo un material resiste el flujo de corriente eléctrica. En el contexto de suelos, la resistividad aparente está determinada por diversos factores físicos y químicos, como la porosidad, el contenido de agua, el pH y la salinidad del suelo (Al-Juraisy, 2021). Por ejemplo, un menor contenido de agua conduce a una mayor resistividad aparente, mientras que un aumento en la salinidad y una disminución del pH también resultan en valores más altos de resistividad aparente (Al-Juraisy, 2021).

Para facilitar la interpretación de los resultados geoelectrónicos, los valores de  $\sigma_a$  en mS/m se convirtieron en valores de resistividad aparente ( $\rho_a$ ) en Ohm.m mediante la fórmula:  $\rho_a = 1000/\sigma_a$ .

Sin embargo, fue necesario asegurarse de que el valor de  $\rho_a$  correspondiera a la capa de suelo y no incluyera la contribución de la roca madre o basamento. Consideremos un medio geológico con un espesor de suelo igual a  $h_1$  y resistividad  $\rho_1$ , sobre una base de roca con resistividad  $\rho_2$ . Si la corriente eléctrica inyectada en la superficie alcanza una profundidad mayor que  $h_1$ , entonces el valor de  $\rho_a$  incluirá la contribución de  $\rho_1$  y  $\rho_2$ . Por otro lado, si la profundidad máxima alcanzada por la corriente no supera  $h_1$ , el valor de  $\rho_a$  será similar a  $\rho_1$  (resistividad eléctrica del suelo). Por lo tanto, fue posible utilizar el método PEM para determinar la resistividad eléctrica del suelo si el espesor del suelo agrícola es mayor que la profundidad de estudio.

El equipo CMD MiniExplorer 6L tiene la capacidad para convertir una sección de valores de  $\sigma_a$  obtenidos a lo largo de un perfil en una sección de valores de  $\rho_a$ , similar a la obtenida mediante el método de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) en un arreglo Schlumberger. La sección de  $\rho_a$  fue invertida para obtener una sección de resistividades reales utilizando el programa Res2DInv (Loke & Barker, 1996), lo que permitió definir el espesor del suelo agrícola en las parcelas. En adelante, nos referiremos a la aplicación del método TRE a partir de mediciones PEM a lo largo de un perfil como el método TRE-PEM.

Las mediciones PEM se realizaron de dos maneras: en rutas y en perfiles (Figura 16). Las mediciones en rutas permitieron obtener valores de  $\sigma_a$  en una cuadrícula aproximada de  $10 \times 10$  m, facilitando la construcción de mapas de resistividad aparente. Las mediciones automáticas y georreferenciadas de  $\sigma_a$  en rutas se realizaron en cada parcela agrícola del sitio. Considerando una velocidad de caminata promedio de 5 km/h, se programó una adquisición de medición de conductividad cada 7 segundos, y los caminos se separaron aproximadamente 10 m para obtener una red de datos de aproximadamente  $10 \text{ m} \times 10 \text{ m}$ .



Figura 16. Estudio de conductividad eléctrica utilizando el medidor PEM en ruta o en perfil.

Las mediciones de  $\sigma_a$  en perfiles, con un intervalo aproximado de 0.5 m, permitieron obtener secciones bidimensionales de resistividad mediante el método TRE-PEM. Para determinar el espesor del suelo en el sitio de estudio, se realizó un perfil TRE-PEM en cada parcela.

Además, en el punto X = 52 m de la sección de resistividad TRE-PEM, se realizó un perfil de suelo hasta una profundidad de 1 m utilizando una pala de acero inoxidable. Esta excavación permitió exponer el perfil edafológico del suelo, facilitando así la interpretación y asignación de las capas correspondientes en las secciones de resistividad.

#### 4.1.2 Humedad del suelo

La resistividad eléctrica del suelo depende de su contenido de humedad, por lo que es importante medir ambas magnitudes de manera simultánea. Las mediciones de humedad del suelo se realizaron *in situ*, durante la recolección de datos de resistividad eléctrica, utilizando un medidor de humedad Lutron PMS-714 equipado con una sonda de acero inoxidable de 20 cm. Dentro de cada celda de la cuadrícula de 10 m x 10 m, la sonda se posicionó en el centro y se insertó a una profundidad de 20 cm,

manteniéndola durante 6 segundos para estabilizar la lectura, tras lo cual se registró el dato de humedad. Se realizaron tres mediciones en cada punto para calcular el valor promedio.

En total, se obtuvieron 194 mediciones de humedad georreferenciadas con un GPS Garmin, lo que permitió la creación de un mapa detallado de la humedad del suelo.

#### 4.1.3 Salinidad del suelo

Otro factor que influye significativamente en el valor de  $p_a$  es la salinidad del suelo; al igual que en el caso de la humedad, la salinidad del suelo es inversamente proporcional a la resistividad del suelo. Debido a esto, ambas magnitudes deben considerarse junto con  $p_a$  para determinar las propiedades físicas del suelo.

Para las mediciones de salinidad, se recolectaron 23 muestras de suelo de forma aleatoria (Figura 17). La recolección de las muestras se realizó manualmente excavando un área de  $0.3 \times 0.3$  m hasta una profundidad de 0.4 m en cada punto de muestreo. El suelo recolectado fue homogeneizado y dividido para obtener una muestra representativa de aproximadamente 1 Kg. La ubicación de cada muestra fue registrada con un GPS portátil Garmin. Las muestras se colocaron en bolsas herméticas, se sellaron y etiquetaron para su análisis posterior en el laboratorio mediante el método del extracto saturado.

Las muestras de suelo se colocaron en contenedores plásticos y se dejaron secar a temperatura ambiente durante una semana, luego se homogeneizaron utilizando un tamiz de  $\leq 2$  mm. Se tomaron 20 g de cada muestra de suelo, se le añadieron 100 mL de agua destilada y se mezcló adecuadamente hasta obtener una pasta saturada (J. Wang et al., 2019). Una vez obtenida la pasta saturada, se procedió a extraer al vacío el extracto de suelo utilizando un filtro Whatman No. 42 colocado en el fondo de un embudo Büchner. El embudo se ajustó con un tapón de hule mono-horadado y se colocó en un matraz Kitasato.

Finalmente, se midió la conductividad eléctrica del extracto utilizando un medidor multiparamétrico digital de Thermo Fisher Scientific calibrado a  $25$  °C, en consecuencia, se determinó la salinidad del suelo con base en el valor de conductividad eléctrica. Los datos obtenidos permitieron crear un mapa detallado de

la salinidad del suelo utilizando el software de sistema de información geográfica Surfer 8.

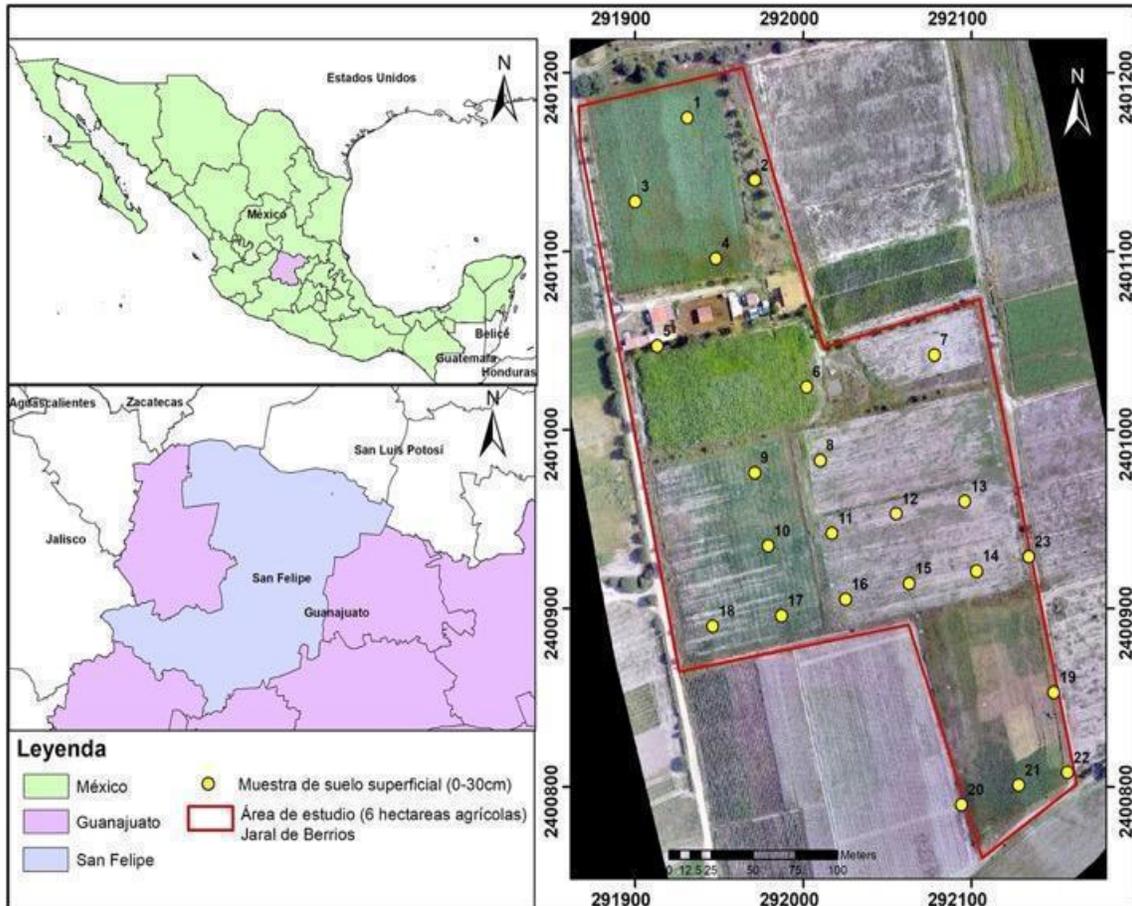


Figura 17. Ubicación geográfica de las 23 muestras de suelo superficial.

#### 4.1.4 Contenido de finos y porosidad

El modelo teórico de Ryjov incluye componentes de sedimentos no consolidados y la estimación de la resistividad electroquímica del agua en los poros, lo que permite calcular la resistividad de la roca (A. Ryjov & Shevvin, 2002). Este modelo está compuesto por capilares similares a cilindros huecos de diferentes radios, formando una estructura aislante. Para el componente de arena, esta estructura aislante tiene poros anchos, lo que reduce el efecto de la doble capa eléctrica (EDL). En el caso del componente de partículas finas (arcilla y limo), los capilares son estrechos o muy

estrechos y son proporcionales al grosor de la EDL. El grosor de la EDL es inversamente proporcional a la salinidad del agua en los poros.

La porosidad y la conductividad del suelo se calculan considerando las porosidades de los componentes de arena y finos. La porosidad total ( $\phi_t$ ) del suelo determina con ecuaciones (22) y (23), mientras que la conductividad del suelo se calcula en con las ecuaciones (29) y (32).

Este modelo se describe en detalle en el Capítulo III, apartado 3.4 Algoritmo de Ryjov. Los cálculos anteriores para determinar el contenido de finos y la porosidad en las muestras de suelo se realizaron en el software PetroWin (A. Ryjov & Shevnin, 2002). Para ello, se utilizaron los mapas de resistividad aparente, humedad del suelo y salinidad. Se definió una cuadrícula de 10 m × 10 m como base de datos experimental de entrada para el software.

Resolviendo el problema directo, se construyó una cuadrícula de valores teóricos de resistividad del suelo similar a la experimental, y se determinó el Error Cuadrático Medio (RMSE) entre ambos conjuntos de valores. Luego, se realizó un proceso iterativo de minimización del RMSE en el mismo software PetroWin. Finalmente, una vez minimizado el RMSE, se definió el modelo teórico en cada punto de la cuadrícula. Los datos obtenidos permitieron crear un mapa detallado del contenido de finos y porosidad del suelo utilizando el software de sistema de información geográfica Surfer 8.

#### 4.1.5 Lámina de presiembra (LPS).

En suelos agrícolas, es fundamental determinar los parámetros de riego que definen el volumen óptimo de agua necesario para el crecimiento saludable de los cultivos y la conservación del suelo. Los principales parámetros incluyen:

- **Agua Disponible (AW):** volumen de agua en los poros del suelo que pueden utilizar los cultivos.

- **Capacidad de Campo (CC):** límite superior de AW, que corresponde a la cantidad de humedad que el suelo retiene después de ser drenado por gravedad.
- **Punto de Marchitez Permanente (PMP):** volumen de agua en los poros que la planta no puede utilizar. Cuando la humedad del suelo alcanza el PMP y no se añade más agua, la planta comienza a marchitarse.

Para asegurar un suministro adecuado de agua antes de la siembra, es necesario proporcionar el volumen de agua en el suelo disponible para las plantas, que se encuentra entre los límites de CC y PMP hasta la profundidad de enraizamiento.

Los valores de CC se calcularon en función de la textura del suelo utilizando la siguiente ecuación (Saxton et al., 1986):

$$CC = 0.332 - 7.25110^{-4}C_{arena} + 0.1276\log_{10} C_{finos} \quad (41)$$

El PMP se calculó mediante la ecuación (Silva et al., 1988):

$$PMP = -5 + 0.74CC \quad (42)$$

El AW se obtiene como la diferencia entre CC y PMP

La densidad aparente ( $\delta_b$ ) es una propiedad dinámica que depende de la estructura del suelo. Se calcula como el peso de una muestra de suelo dividido por su volumen total. La densidad aparente es clave para evaluar si la porosidad del suelo es adecuada para almacenar el aire y el agua necesarios para la penetración de las raíces y el desarrollo óptimo de las plantas (Yu et al., 2018). También se utiliza para evaluar la compactación del suelo agrícola y sus efectos sobre el rendimiento de los cultivos (Lestariningsih et al., 2013). También, se proponen un método para calcular la densidad aparente ( $\delta_b$ ) a partir de la porosidad del suelo ( $\theta$ ), que depende del tamaño de las partículas en las diferentes fracciones texturales (Brogowski et al., 2014). En este estudio, la  $\delta_b$  se calculó a partir de los valores de porosidad determinados con el programa PetroWin, utilizando la relación simplificada (Richards, 1954):

$$\delta b = \delta_b - (\theta \delta_b) \quad (43)$$

Donde  $\delta b$  es la densidad promedio de las partículas del suelo ( $2.63 \text{ g/cm}^3$ ) y  $\theta$  es la porosidad del suelo expresada como porcentaje.

Finalmente, para calcular la profundidad de riego antes de la siembra (LPS), se utilizaron los valores de FC, PWP, y la profundidad de enraizamiento (RD), aplicando la siguiente ecuación (Quimbita et al., 2022):

$$LPS = \frac{AW \delta_b RD}{100} \quad (44)$$

Esta metodología permite estimar de manera precisa la cantidad de agua que debe aplicarse antes de la siembra, garantizando así que el suelo tenga la humedad adecuada para el crecimiento óptimo de los cultivos.

## 4.2 Grandes extensiones

### 4.2.1 Resistividad eléctrica del suelo

Las mediciones de resistividad eléctrica en grandes extensiones se realizaron con Perfilaje Electromagnético (PEM), utilizando el equipo CMD MiniExplorer 6L al igual que en las pequeñas extensiones. Sin embargo, en grandes extensiones se utilizó un sistema montado sobre un vehículo de arrastre para realizar las mediciones. El equipo CMD MiniExplorer 6L fue montado sobre un trineo fabricado internamente con tubos de PVC y arrastrado con un vehículo para la obtención de datos (Figura 18). Esta configuración permitió optimizar el tiempo de las mediciones en áreas extensas y adaptarse a terrenos con surcos que podrían dañar el equipo. Las características, funcionamiento y alcance del equipo se describen con detalle en la sección 4.1.1 de este capítulo.

La adquisición de datos se llevó a cabo a una velocidad constante de aproximadamente 20 Km/h, con una configuración de medición automática y georreferenciada en intervalos de 6 s, empleando polarización vertical y GPS continuo. Esto permitió obtener perfiles paralelos con una separación de 25 m entre cada uno, logrando una cobertura de 78 hectáreas en un tiempo de cinco horas, lo cual garantizó un levantamiento rápido y eficiente del área de estudio.

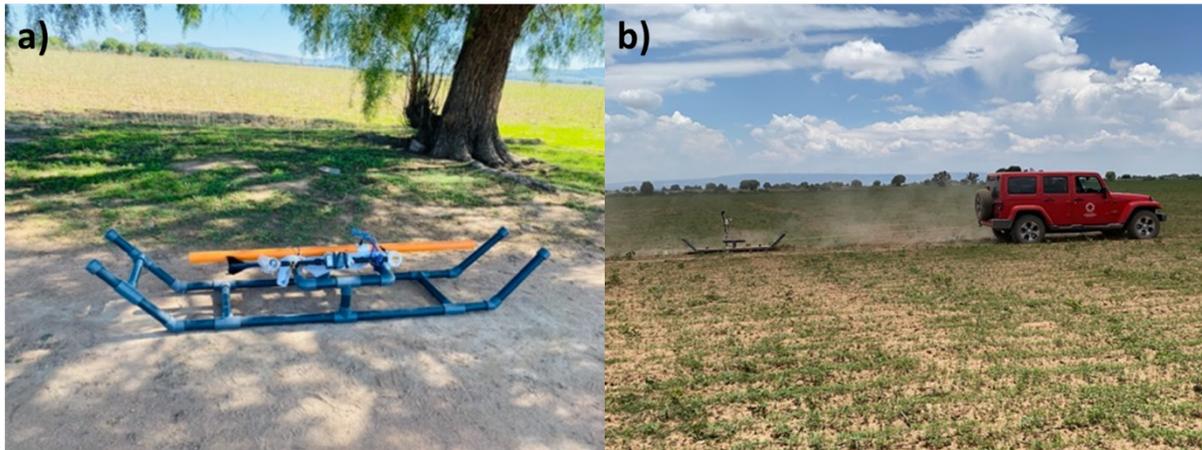


Figura 18. Muestra a) el equipo CMD MiniExplorer 6L montado en un trineo fabricado de PVC y b) el trineo arrastrado con un vehículo para la obtención de datos.

El procesamiento de datos fue similar al aplicado en pequeñas extensiones. Los valores de  $\sigma_a$  en mS/m obtenidos por el equipo, fueron convertidos a valores de  $\rho_a$  en Ohm.m mediante la fórmula:  $\rho_a = 1000/\sigma_a$ . Asumiendo una homogeneidad geológica en el sitio, se interpretó la  $\rho_a$  como representativa de la resistividad real del material. Posteriormente, se generó un mapa de distribución espacial de la resistividad eléctrica utilizando QGIS.

Adicionalmente, para determinar la profundidad efectiva del suelo, se realizaron cuatro tomografías de resistividad eléctrica delimitando los bordes del área de estudio (Figura 19). La adquisición de datos se programó para generar perfiles verticales sin interrupciones en la dirección vertical y horizontal, evitando distorsiones de los datos. Los datos fueron procesados con el software Res2DInv (Loke & Barker, 1996), generando secciones bidimensionales de resistividad del sitio, lo que permitió definir el espesor del suelo agrícola en las parcelas.



Figura 19. Ubicación de las cuatro tomografías de resistividad eléctrica delimitando los bordes del área de estudio.

#### 4.2.2 Humedad del suelo

La relación entre la resistividad eléctrica y la humedad del suelo requiere mediciones simultáneas de ambos parámetros para una interpretación precisa. En grandes extensiones, la humedad del suelo fue determinada mediante una combinación de mediciones in situ con una sonda TDR y vuelos de dron, permitiendo una cobertura eficiente y georreferenciada del área de estudio.

La selección de puntos de medición de humedad in situ con una sonda se realizó de manera aleatoria, basándose en las variaciones de resistividad eléctrica registradas en tiempo real por el equipo CMD MiniExplorer 6L. Además, el número (N) de mediciones se calculó con la fórmula:  $N = \text{EXP}^{0.4794 \cdot \text{Ln}(A) + 0.518}$ . Arrojando ocho puntos óptimos para la medición de humedad in situ.

Al igual que en pequeñas extensiones, las mediciones de humedad en los ocho puntos, se realizaron en paralelo con la recolección de datos de resistividad eléctrica utilizando un medidor de humedad Lutron PMS-714 equipado con una sonda de acero inoxidable

de 20 cm. La sonda se posicionó en el centro de cada punto y se insertó a una profundidad de 20 cm, manteniéndola durante 6 segundos para estabilizar la lectura, tras lo cual se registró el dato de humedad (%). Se realizaron tres mediciones en cada punto para calcular el valor promedio.

Para complementar las mediciones de humedad in situ, se realizaron vuelos de dron programados en el software PIX4D. El dron voló a una altura de 500 m, con un solapamiento del 80% entre capturas. Durante este proceso, se obtuvieron entre 200 y 500 imágenes de composición RGB (rojo, verde y azul) del área de estudio, cubriendo aproximadamente 90 hectáreas.

Estas imágenes se procesaron en el software PIX4D, que permite unir y corregir geométricamente las fotografías para crear una única imagen continua y precisa, eliminando distorsiones causadas por inclinaciones y topografía. El resultado fue una ortofoto de alta resolución (10x10 cm) en formato RGB, georreferenciada y con una escala uniforme (Figura 20a). Esta imagen se cargó en el software QGIS para su análisis y procesamiento adicional.

Dado que la imagen original presenta una resolución muy alta, se realizó un proceso de remuestreo para adaptar la resolución de la ortofoto a los requerimientos específicos del análisis. El remuestreo consiste en ajustar la resolución espacial mediante la agrupación de los píxeles originales, reemplazándolos con nuevos píxeles que abarcan áreas mayores (Segall & Katsaggelos, 2006). El software QGIS se utilizó para realizar el remuestreo de la imagen y se definió que cada nuevo píxel abarcaría un área de 10 x 10 m, lo que reduce el nivel de detalle (Figura 20b). Este ajuste se llevó a cabo mediante el cálculo del valor promedio de los píxeles originales dentro de cada área de 10 x 10 m, permitiendo obtener una imagen de menor resolución. Esta imagen, que conserva sus características geoespaciales, facilita el análisis en estudios que requieren datos de mayor escala y permite una gestión más eficiente de los recursos computacionales (Segall & Katsaggelos, 2006).

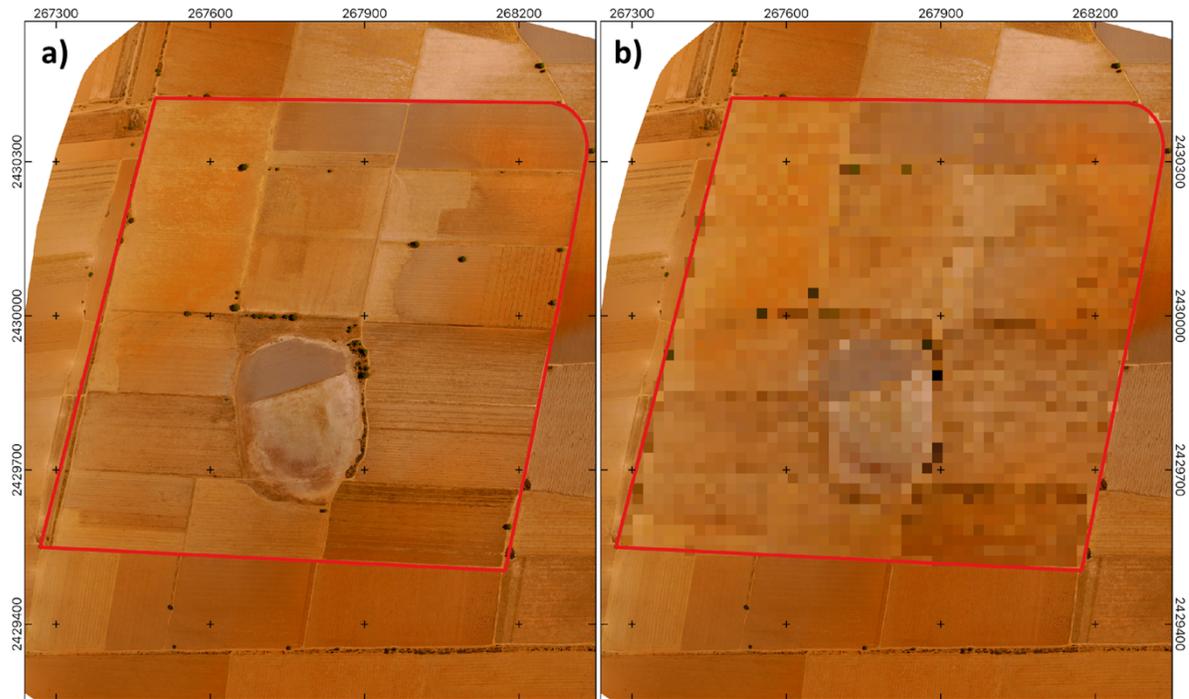


Figura 20. a) ortofoto original de alta resolución (10x10 cm) y b) ortofoto remuestreada a menor resolución (10 x 10 m).

Después, se procedió a la descomposición de la ortofoto remuestreada en sus tres bandas RGB. A partir de estas bandas, se generaron 12 índices combinando las bandas RGB mediante operaciones de suma, resta, multiplicación y división utilizando el software QGIS. Diferentes combinaciones de las bandas RGB han sido reportadas en la literatura como relevantes para resolver distintas tareas relacionadas con el suelo (Bakacsy et al., 2023).

Las ecuaciones para el cálculo de los índices fueron las siguientes (Bakacsy et al., 2023):

$$R - G = R - G \quad (45)$$

$$R - B = R - B \quad (46)$$

$$G - B = G - B \quad (47)$$

Posteriormente, se realizó la extracción de valores de los 12 índices en los 8 puntos de medición de humedad *in situ*. Para obtener los valores de cada índice en las ubicaciones de los puntos de medición de humedad, se utilizó la herramienta muestrear valores raster (sample raster values) en QGIS.

Adicionalmente, utilizando el software OriginPro 2016 se realizó un análisis de correlación de Pearson entre los valores de los índices y los valores de humedad in situ. El índice VARI (Índice de Vegetación Ajustado al Verde), mostró una correlación notablemente alta, con un  $R^2$  de 0.9389 con los valores de humedad (Figura 21).

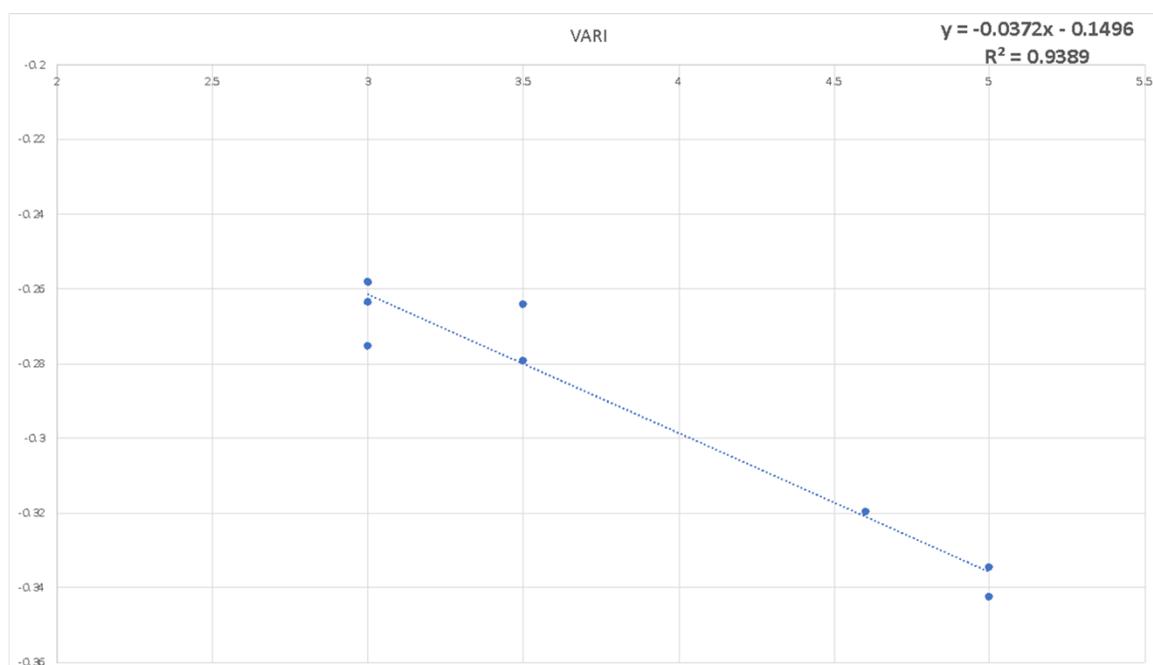


Figura 21. Correlación de Pearson entre los valores del índice VARI y los valores de humedad in situ.

Lo anterior, sugiere que el valor de VARI puede ser un buen predictor para la humedad del suelo. Entonces, dada la ecuación de regresión:

$$Y = 0.0372X - 0.1496$$

donde  $y$  representa la humedad del suelo y  $x$  el valor de VARI, esta ecuación permitió predecir o calcular la humedad del suelo con base en los valores de VARI.

Además, el valor de  $R^2 = 0.9389$  (Figura 21), indica que el modelo explica el 93.89% de la variabilidad en la humedad del suelo en función de VARI, lo cual sugiere que es un modelo muy preciso para esta relación.

Finalmente, los valores de humedad calculados a partir de los valores de VARI fueron mapeados en QGIS, asignando una escala de color que destaca la variación de humedad en la región de Villa de Arriaga.

#### 4.2.3 Salinidad del suelo

En grandes extensiones, la salinidad del suelo fue determinada mediante una combinación de mediciones en laboratorio y percepción remota, permitiendo una cobertura eficiente del área de estudio.

Para las mediciones en laboratorio, se recolectaron 8 muestras de suelo en el área de estudio siguiendo una metodología similar a la descrita para las mediciones en pequeñas extensiones (véase Sección 4.1.3). Estas muestras fueron recolectadas de manera aleatoria, registradas con un GPS portátil Garmin y transportadas en bolsas herméticas para su análisis en laboratorio mediante el método del extracto saturado. En el laboratorio, las muestras fueron secadas, homogeneizadas y analizadas en un medidor multiparamétrico digital calibrada a 25 °C, para obtener valores de conductividad eléctrica que representen la salinidad del suelo (Cordero-Vázquez et al., 2023).

Para las mediciones con percepción remota, se descargaron y procesaron imágenes Sentinel-2B para un periodo de un año (agosto a julio). Se descargaron 12 imágenes desde la plataforma de Copernicus, cubriendo cada mes del año y filtradas para nubosidad menor al 5% para asegurar el buen detalle de las imágenes. Las imágenes fueron recortadas para abarcar el área de estudio, y las bandas espectrales se promediaron individualmente (Bandas 1 a 12), creando así un promedio anual en cada banda utilizando QGIS. Esto permitió observar las variaciones anuales dado que los cambios de la salinidad pueden verse reflejados a largo plazo, en vez de diaria o mensualmente (Cordero-Vázquez et al., 2023).

Posteriormente, se calcularon 32 índices espectrales relacionados con salinidad (Tabla 2) utilizando la función calculadora raster de QGIS. Estos índices se derivaron de combinaciones de las bandas espectrales y fueron generados para calcular la

correlación entre los valores de los índices y la salinidad del suelo medida en el laboratorio.

Posteriormente, se calcularon 31 índices espectrales relacionados con salinidad (Tabla 3) utilizando la función de “*calculadora raster*” en QGIS. Estos índices fueron generados a partir de combinaciones de las bandas espectrales para evaluar la correlación con la salinidad del suelo medida en el laboratorio. Similar al análisis de humedad para grandes extensiones (véase Sección 4.1.2), se realizó la extracción de valores de los 31 índices en los 8 puntos de medición de salinidad mediante la herramienta “*sample raster values*” en QGIS.

Tabla 3. Índices espectrales utilizados para evaluar la relación entre la conductividad eléctrica y salinidad Modificado de Samiee et al., (2018).

Índice de salinidad	Ecuación	Referencia
Índice 1	$SI1 = (B / R)$	Abbas (2007)
Índice 2	$SI2 = ((B - R) / (B + R))$	Abbas (2007)
Índice 3	$SI3 = ((G * R) / B)$	Abbas (2007)
Índice 4	$SI4 = (B * R)$	Khan <i>et al.</i> ,(2001)
Índice 5	$SI5 = ((B * R) / G)$	Abbas (2007)
Índice 6	$SI6 = ((R * NIR) / G)$	Abbas (2007)
Índice 7	$SI7 = (\text{sqrt}(G * R))$	Douaoui <i>et al.</i> (2006)
Índice 8	$SI8 = (\text{sqrt}(G^2 * R^2 * NIR^2))$	Kappa <i>et al.</i> (2005)
Índice 9	$SI9 = (\text{sqrt}(G^2 * R^2))$	Douaoui <i>et al.</i> (2006)
Índice 10	$SI10 (NDMI) = (NIR - SWIR1) / (NIR + SWIR1)$	Khaier(2003)
Índice 11	$SR = (NIR / R)$	Birth and McVey (1968)
Índice 12	$NDSI = (R - NIR) / (R + NIR)$	Khan <i>et al.</i> (2001)
Índice 13	$SI\_A = (R / B) * 100$	Khan <i>et al.</i> (2005)
Índice 14	$SI\_T = (R / NIR)$	Khan <i>et al.</i> (2005)
Índice 15	$BI = (\text{sqrt}(R^2 + NIR^2))$	Dehni & Lounis (2012)
Índice 16	$PD322 = ((R - G) / (R + G))$	Barnes (1992)

Índice 17	$IPVI = (NIR / (NIR + R))$	Crippen (1990)
Índice 18	$DVI = (NIR - R)$	Tucker (1979)
Índice 19	$NDVI = (NIR - R) / (NIR + R)$	Rouse <i>et al.</i> (1973)
Índice 20	$Cosri = ((B + G) / ((R + NIR) * NDVI))$	Fernandez-Buces et al (2006)
Índice 21	$SAVI = ((1.5 * (NIR - R)) / (NIR + R + 0.5))$	Huete (1988)
Índice 22	$EVI = ((2.5 * (NIR - R)) / (NIR + 6 * R - 7.5 * B + 1))$	Huete et al (2002)
Índice 23	$GDVI = ((NIR^2 / R^2) / (NIR^2 + R^2))$	WU (2012)
Índice 24	$MSI = (SWIR / NIR)$	Tajgardan et al (2009)
Índice 25	$VSSI = 2 * G - (5 * (R + NIR))$	Dehni & Lounis (2012)
Índice 26	$GNDVI = (NIR - G) / (NIR + G)$	Samiee et al., (2018)
Índice 27	$AVI = (NIR * (1 - R) * (NIR - R))^{1/3}$	Samiee et al., (2018)
Índice 28	$NBRI = (NIR - SWIR2) / (NIR + SWIR2)$	Samiee et al., (2018)
Índice 29	$BSI = (SWIR1 + R) - (NIR + B) / (SWIR1 + R) + (NIR + B)$	Samiee et al., (2018)
Índice 30	$NDWI = (G - NIR) / (G + NIR)$	Samiee et al., (2018)
Índice 31	$SI = (\text{sqrt}(B * R))$	Rodriguez <i>et al.</i> (2016)

Posteriormente, similar al análisis de humedad, se realizó la extracción de valores de los 31 índices en los 8 puntos de medición de salinidad. Para obtener los valores de cada índice en las ubicaciones de los puntos de medición de salinidad, se utilizó la herramienta muestrear valores raster (sample raster values) en QGIS.

Adicionalmente, utilizando el software OriginPro 2016 se realizó un análisis de correlación de Pearson entre los valores de los índices y los valores de salinidad. El índice SI4, mostró la mejor correlación, con un R<sup>2</sup> de 0.6828 con los valores de salinidad (Figura 22).

Lo anterior, indicó que el valor de SI4 puede ser un buen predictor para la salinidad del suelo. Entonces, dada la ecuación de regresión:

$$y = -1E+07x + 6E+06$$

donde  $y$  representa la salinidad y  $x$  el valor de SI4, esta ecuación permitió calcular la salinidad del suelo con base en los valores de SI4.

Finalmente, los valores de salinidad calculados a partir de los valores de SI4 fueron mapeados en QGIS.

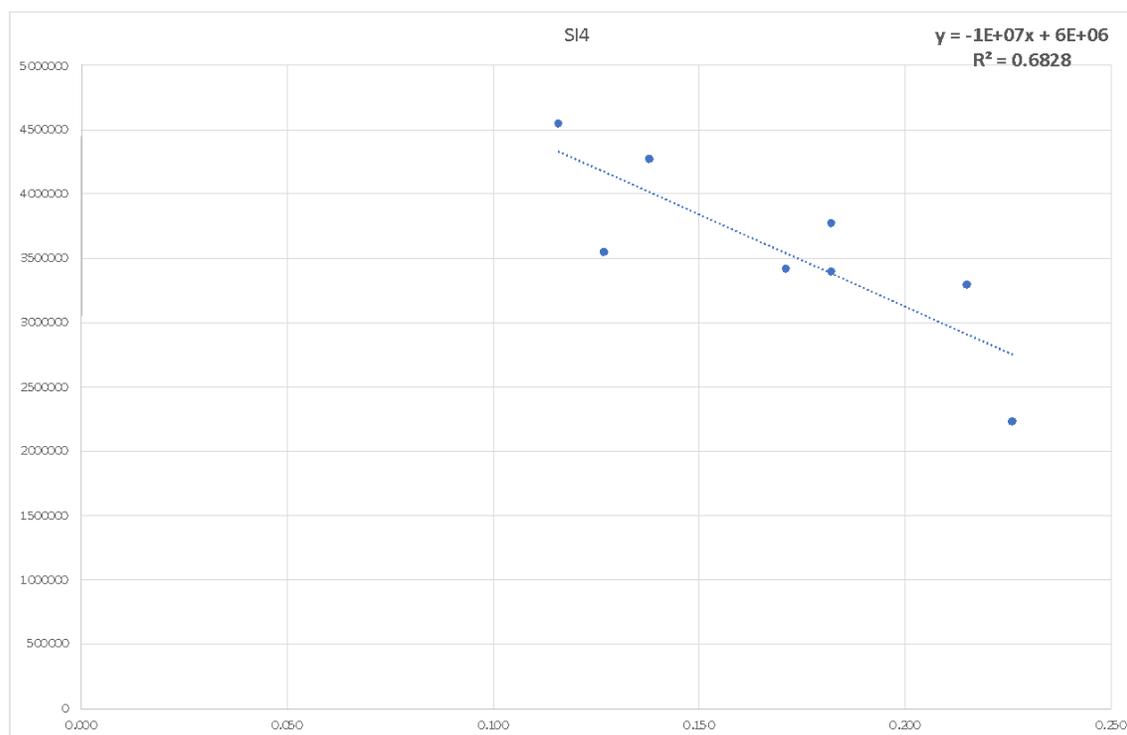


Figura 22. Correlación entre los valores del índice SI4 y los valores de salinidad.

#### 4.2.4 Contenido de finos y porosidad

La metodología empleada siguió el modelo teórico de Ryjov (A. Ryjov & Shevnin, 2002), utilizando componentes de sedimentos no consolidados para estimar la resistividad y la porosidad del suelo en el área de estudio. Las ecuaciones y procesos detallados, descritos en la Sección 4.1.4 para pequeñas extensiones, se replicaron aquí en un software GIS adaptando la grilla a una resolución de 10 m x 10 m para obtener un modelo preciso en áreas más extensas. Al igual que en pequeñas extensiones, se minimizó el Error Cuadrático Medio (RMSE) mediante un proceso

iterativo en PetroWin, y los valores obtenidos permitieron crear un mapa detallado de contenido de finos y porosidad en grandes extensiones.

#### 4.2.5 Lámina de presiembra (LPS).

En cuanto a la lámina de presiembra, la metodología descrita en la Sección 4.1.5 también fue replicada en grandes extensiones. La evaluación de parámetros clave de riego, como el Agua Disponible (AW), la Capacidad de Campo (CC) y el Punto de Marchitez Permanente (PMP), se realizó aplicando las ecuaciones de Saxton et al. (1986) y Silva et al. (1988), considerando la densidad aparente del suelo. Los resultados obtenidos fueron utilizados para calcular la profundidad de riego antes de la siembra, garantizando la humedad necesaria para el crecimiento óptimo en una escala mayor.

## Capítulo V. Resultados y discusión

### 5.0 Pequeñas extensiones.

#### 5.1 TRE-PEM: Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) y Perfil Electromagnético (PEM).

La Figura 23 muestra los resultados de la sección de resistividad TRE-PEM obtenida en la parcela utilizada para cultivos de sorgo sudan ubicada en el municipio de San Felipe, Guanajuato, México (Figura, 17). Además, se muestra un perfil de suelo obtenido a través de una excavación realizada en  $X = 52$  m de la sección de resistividad.

La Figura 23a muestra la sección de resistividad, la cual abarca una distancia de 120 m y una profundidad de 3 m. En esta sección, se observan contrastes principalmente verticales en los valores de resistividad, lo que indica la presencia de diferentes capas del suelo. En la parte superior, los valores de resistividad son elevados, alcanzando hasta 250 Ohm.m, mientras que en la parte inferior los valores disminuyen considerablemente, registrando menos de 25 Ohm.m.

Estos cambios en los valores de resistividad permiten identificar al menos tres capas principales dentro de la sección. La primera capa, que tiene un espesor aproximado de entre 0.3 y 0.6 m, se caracteriza por resistividades que varían entre 80 y 250 Ohm.m (Figura 23a). Esta variabilidad horizontal dentro de la primera capa sugiere diferencias en la compactación del suelo o variaciones en el contenido de humedad a lo largo de la parcela, lo que podría estar relacionado con factores como el tipo de material parental, la estructura del suelo o las prácticas agrícolas previas en la zona.

Bajo la capa superficial resistiva, se identificó una segunda capa de espesor muy irregular de hasta 0.4 m y valores de resistividad entre 35 y 80 Ohm.m (Figura 23a). Finalmente, se identificó una tercera capa a partir de 1 m de profundidad, con valores de resistividad generalmente homogéneos por debajo de 30 Ohm.m (Figura 23a), lo que sugiere la presencia de materiales más saturados o con una mayor concentración

de minerales conductores, lo cual podría tener implicaciones para la gestión de recursos hídricos en la parcela.

La Figura 23b muestra los resultados de un perfil de suelo de 1 m de profundidad realizado en  $X = 52$  m de la sección de resistividad TRE-PEM (Figura 23a). El perfil del suelo reveló tres horizontes o capas, que coinciden con las capas observadas en la sección de resistividad. La primera capa de 0 a 0.6 m de profundidad es la “capa superficial del suelo” (Figura 23b), caracterizada por un suelo más fértil y apto para el cultivo. Una segunda capa con un espesor de 0.6 a 1.0 m de profundidad corresponde al “tepetate intemperizado”, un suelo endurecido, fracturado e intemperizado que actúa como material parental. Finalmente, una tercera capa, a una profundidad de 1 m, se encuentra tepetate no fracturado, ni intemperizado, que forma un basamento conductivo (Figura 23b). Cabe destacar que el tepetate es un material característico de zonas semiáridas y es conocido por crear discontinuidades litológicas o edafológicas, impidiendo la infiltración de agua y favoreciendo el escurrimiento lateral (Castro et al., 2007; Velázquez-Rodríguez et al., 2022).

Con base a la relación entre la sección de resistividad TRE-PEM y el perfil del suelo, se logró asignar a la capa 1 de la sección TRE-PEM como la capa superficial del suelo, a la capa 2 como tepetate intemperizado y a la capa 3 como tepetate no intemperizado.

Para las demás parcelas agrícolas, se obtuvieron resultados similares en el levantamiento TRE-PEM (Figura S1, material suplementario), lo que sugiere una composición edafológica consistente en la zona, con un espesor medio del suelo de 0.6 m. Este espesor del suelo, relativamente delgado, sobre tepetate duro puede limitar la profundidad de las raíces, afectando así el acceso de las plantas al agua y nutrientes, lo que es crucial para la selección de cultivos adecuados para la zona. Además, su capacidad de retención de agua es crítica para determinar la cantidad de agua (lámina de riego) que necesita aplicarse para satisfacer las necesidades hídricas de los cultivos.

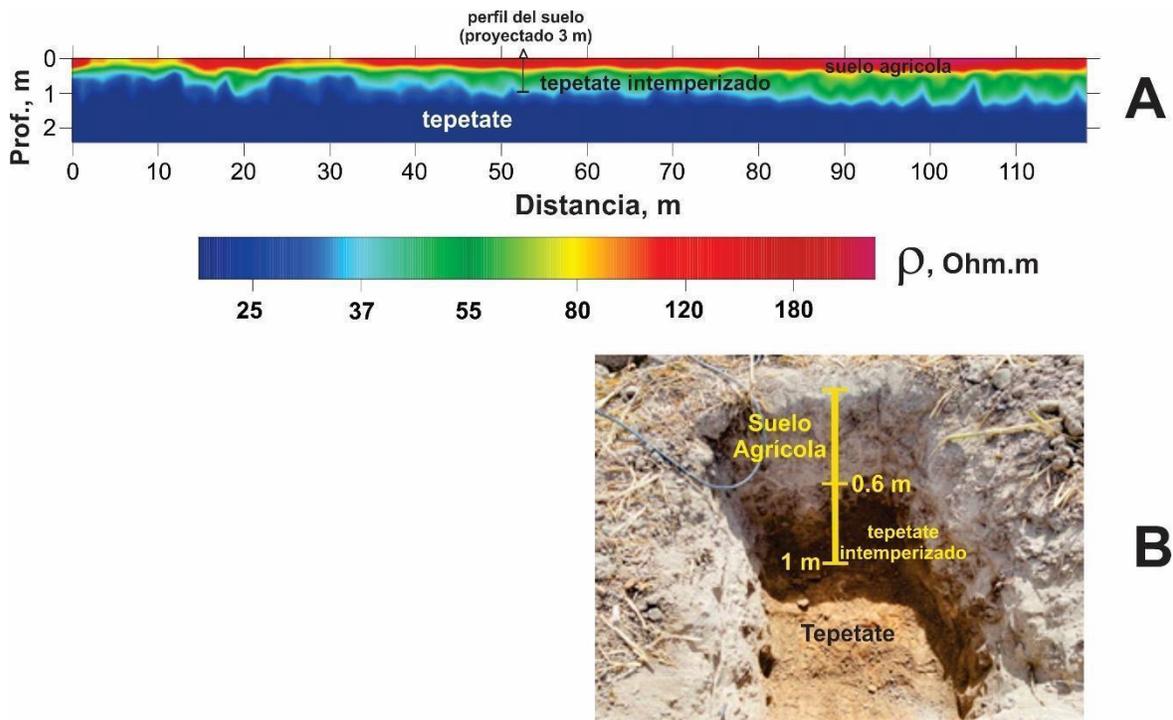


Figura 23. Resultados de a) sección de resistividad del procedimiento TRE-PEM obtenida en la parcela utilizada para cultivos de sorgo dulce y b) perfil de suelo de 1 m de profundidad realizado en  $X=52$  m de la sección de resistividad TRE-PEM.

## 5.2 Mapas geoelectricos y de propiedades del suelo

Como se mencionó anteriormente, en cada punto de medición, el dispositivo de perfilaje electromagnético (PEM) registra seis valores de conductividad aparente ( $\rho_a$ ), cada uno correspondiente a una diferente profundidad de estudio. Esto permite generar seis mapas de resistividad del suelo que abarcan profundidades de estudio que varían entre 0.3 m y 2.3 m (Tabla 2).

Dada la variabilidad del suelo, es esencial seleccionar el mapa de resistividad que mejor represente la distribución real de la resistividad en el suelo. Los valores más altos de resistividad se observaron a una profundidad de 0.3 m (Figura 23a), lo que sugiere que esta capa superficial, aunque significativa, podría estar influenciada por la

alteración constante debido a las labores agrícolas, como el arado, que tienden a mezclar y redistribuir el material del suelo.

Para evitar estas posibles distorsiones y obtener una representación más estable y representativa de la resistividad del suelo, se optó por utilizar el segundo nivel de profundidad, es decir, 0.5 m. Esta profundidad ofrece un balance adecuado, evitando tanto las perturbaciones superficiales como las influencias más profundas, como la presencia de tepetate intemperizado, que empieza a afectar los valores de resistividad aparente ( $\rho_a$ ) a partir de 0.8 m. Por lo tanto, la elección de 0.5 m como profundidad de referencia proporciona un mapa de  $\rho_a$  más confiable para evaluar las condiciones subyacentes del suelo en el área de estudio.

La Figura 24 muestra los resultados de resistividad aparente, humedad, salinidad, contenido de finos, porosidad y la profundidad de la lámina de presiembra (LPS) para las cinco parcelas del área de estudio.

### **5.2.1 Resistividad eléctrica del suelo**

Como resultado del levantamiento con el método PEM, se generó un mapa detallado de la resistividad aparente ( $\rho_a$ ) del suelo, el cual se muestra en la Figura 24a. Los valores de  $\rho_a$  en el sitio mostraron variaciones espaciales de 33 a 90 Ohm.m, con predominancia de valores entre 55 y 90 Ohm.m. Sin embargo, se identificaron zonas específicas, principalmente en las porciones norte y central del área de estudio, donde los valores de  $\rho_a$  fueron inferiores a 40 Ohm.m. Cabe destacar, que las áreas con resistividades más altas podrían indicar suelos más secos o con menor contenido de salinidad y arcilla, mientras que valores bajos sugieren una mayor humedad, posible saturación del suelo, o mayor contenido de materiales finos (arcilla y limo), que tienden a retener más agua (Cordero-Vázquez et al., 2023).

### **5.2.2 Humedad del suelo**

El mapa de la Figura 24b muestra los resultados de humedad. Los valores de humedad en el sitio mostraron variaciones espaciales de 5 a 50%, con predominancia de valores inferiores al 15%, indicando que el suelo del sitio es bastante seco (Cordero-Vázquez

et al., 2023). Además, la mayor parte del área coincide con los suelos donde se presentaron valores elevados de resistividad aparente ( $> 55 \text{ Ohm.m}$ ). En contraste, en las porciones central y norte, se observan pequeñas áreas con una mayor concentración de humedad, con valores que superan el 30%. Estas áreas húmedas coinciden con zonas donde se han detectado una fuga de agua del sistema de riego y con las áreas de menor resistividad aparente, donde los valores fueron inferiores a  $40 \text{ Ohm.m}$  (Figura 24a). Estos resultados manifiestan la relación inversamente proporcional entre la resistividad del suelo y la humedad.

### **5.2.3 Salinidad del suelo**

La Figura 24c muestra un mapa con los resultados de salinidad del suelo obtenido a partir del método de extracción. Los valores de salinidad en el sitio mostraron variaciones espaciales de 0.16 a 1.82 g/L. En general, los valores de salinidad del suelo no superaron los 0.7 g/L, lo que se clasifica como suelo no afectado por la salinidad y es favorable para la agricultura. Además, se identificaron solo tres puntos de muestreo en el extremo sureste del sitio donde los valores superan ligeramente los 0.7 g/L, indicando suelos ligeramente salinos. Por lo tanto, se consideró que las variaciones en la resistividad en estos suelos están controladas por variaciones en la textura y la humedad, y no por variaciones en la salinidad.

### **5.2.4 Contenido de finos y porosidad**

Utilizando los datos obtenidos de los mapas de resistividad, humedad y salinidad (Figura 24a-c), se generó una cuadrícula de datos de entrada que se procesó mediante el software PetroWin (A. Ryjov & Shevnin, 2002), para producir mapas georreferenciados del contenido de finos y la porosidad del suelo (Figuras 24d y 24e).

Los mapas de las Figuras 24d y 24e muestran los resultados del contenido de finos y porosidad, respectivamente. Los valores de contenido de finos en el sitio mostraron variaciones espaciales de 30 a 70% (Figura 24d), mientras que los valores de contenido de porosidad en el sitio mostraron variaciones espaciales de 15 a más de 45% (Figura 24e). Estos resultados indican una notable variabilidad en la textura del

suelo a lo largo de las parcelas. Además, un aumento en el contenido de finos (combinación de arcilla y limo) se relaciona directamente con un incremento en la porosidad del suelo (Cordero-Vázquez et al., 2023). Esta, relación se evidencia en el patrón espacial de los mapas de contenido de finos y porosidad, principalmente en la zona central, donde se registraron los porcentajes más altos de contenido de finos (>60%) y de porosidad (>45%) (Figuras 24d y 24e). Adicionalmente, tanto el contenido de finos como la porosidad son inversamente proporcionales a la resistividad en el suelo. Esta relación inversa se puede observar en el patrón espacial de los mapas de contenido de finos y porosidad (Figuras 24d y 24e) en comparación con el mapa de resistividad aparente (Figura 24a). Las zonas con mayor contenido de finos y porosidad coinciden con las áreas de menor resistividad. Cabe destacar que valores muy elevados de contenido de finos (>60%) no son favorables para un correcto drenaje del suelo, debido a la alta capacidad de absorción de agua por los poros y la baja transmisividad, lo que podría limitar la eficiencia en la evacuación del exceso de agua (Kong & Guo, 2011). Esto provoca que la humedad, aunque permanezca por largo tiempo, no esté disponible para las plantas. Además, valores de porosidad entre 35% y 45% indican un predominio de arcilla en el componente de finos, por ser el suelo con menor permeabilidad (Cordero-Vázquez et al., 2023).

#### **5.2.5 Lámina de presiembra (LPS).**

El mapa de la Figura 24f muestra los resultados de la distribución de los valores de la lámina de riego de presiembra (LPS). Los valores de LPS en el sitio mostraron variaciones espaciales de 7 a 9 cm. Sin embargo, para facilitar la aplicación práctica, se determinó el valor modal de LPS para cada parcela agrícola, dando como resultado valores de 8 y 9 cm.

Cuatro parcelas presentaron un valor de LPS de 9 cm, lo que indica la necesidad de una mayor lámina de agua de riego para asegurar una adecuada humedad del suelo antes de la siembra. En contraste, la parcela de alfalfa ubicada en el extremo sur presentó un LPS de 8 cm, reflejando condiciones que requieren menos agua, posiblemente debido a una mejor retención natural. De acuerdo con estos resultados, se estimó que 5.13 hectáreas del área de estudio requieren un volumen de riego de

4,617 m<sup>3</sup>, mientras que las 0.87 hectáreas restantes necesitan un volumen de 696 m<sup>3</sup>. En total, se requiere un volumen de 5,313 m<sup>3</sup> de agua para alcanzar el LPS en las cinco parcelas agrícolas, asegurando que la humedad del suelo alcance la capacidad de campo (CC) antes de la siembra.

Es importante destacar que el LPS representa el riego inicial necesario para preparar el suelo para la siembra. Después de esta etapa, serán necesarios riegos sucesivos en intervalos de tiempo determinados para mantener la humedad del suelo dentro de un rango óptimo, evitando que descienda al punto de marchitez permanente (PMP). Para lograr esto, se debe calcular una lámina de riego bruta considerando los niveles de evapotranspiración, de manera que la lámina de riego neta, equivalente a una fracción del LPS, sea suficiente para restaurar la humedad del suelo hasta la FC después de cada riego. Este enfoque asegura que las plantas dispongan de la humedad necesaria para su desarrollo a lo largo del ciclo agrícola, optimizando el uso del agua y maximizando los rendimientos.

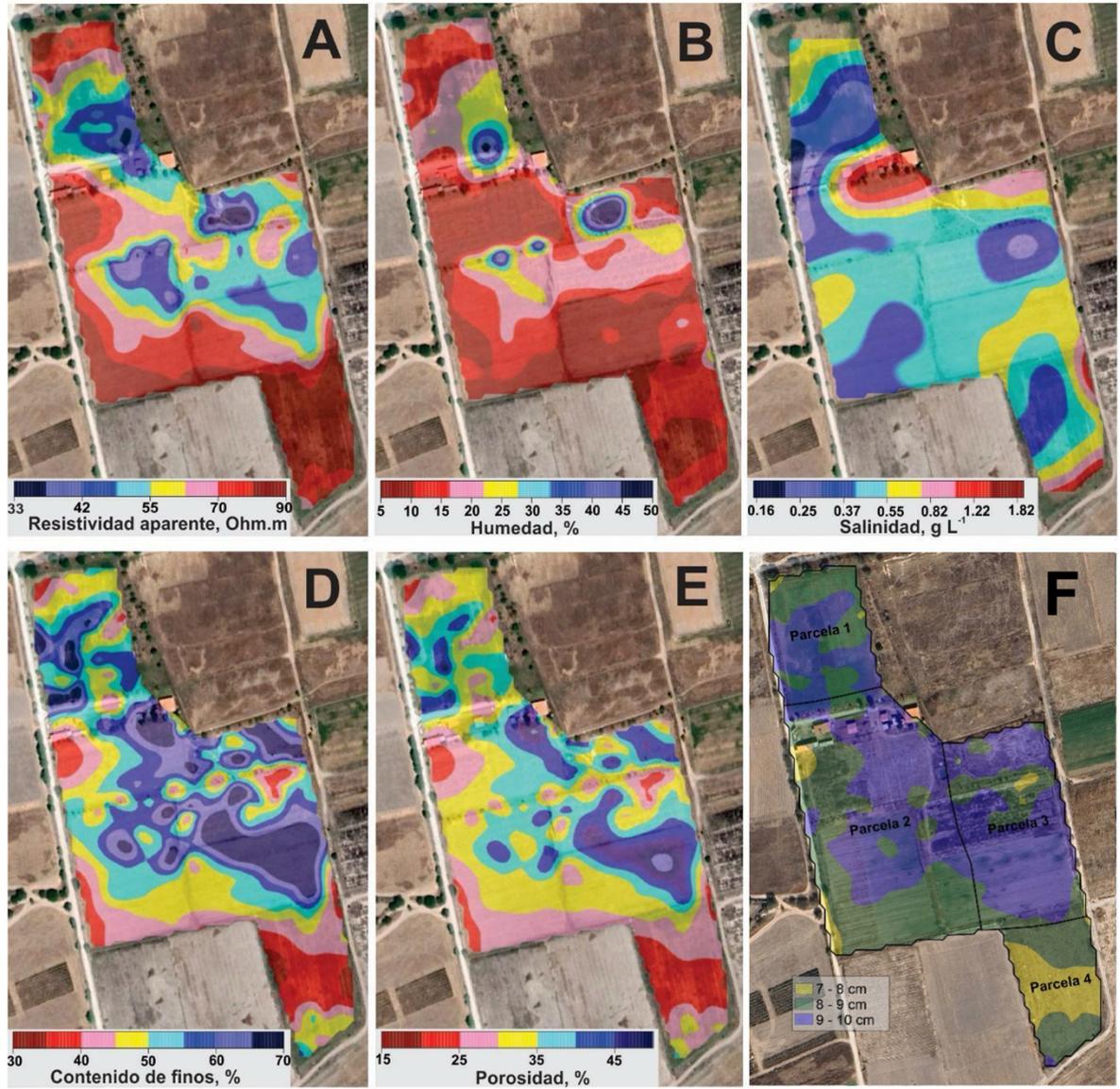


Figura 24. Resultados espaciales de a) resistividad aparente, b) humedad, c) salinidad, d) contenido de finos, e) porosidad y f) profundidad de riego previa a la siembra (LPS) para las cinco parcelas del área de estudio.

## **6.0 Grandes extensiones.**

### **6.1 ERT-PEM: Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) y Perfil Electromagnético (PEM).**

La etapa de medición en grandes extensiones se llevó a cabo en una parcela de 90 hectáreas, dedicada al cultivo de frijol y cebada, ubicada en el Tepetate, municipio de Villa de Arriaga, San Luis Potosí. La parcela presenta una textura media del suelo (con menos del 35% de arcilla y más del 65% de arena), y una topografía plana ligeramente ondulada, con pendientes menores al 8%.

La Figura 25 muestra los resultados de cuatro secciones de resistividad TRE-PEM obtenidas en esta parcela. Estas secciones se identificaron como TRE EM 1, TRE EM 2, TRE EM 3 y TRE EM 4. En general, las secciones alcanzaron una profundidad de aproximadamente 2 m, cubriendo distancias entre 800 y 900 m, con resistividades que variaron entre 33 y 130 Ohm.m.

La Figura 25a presenta los resultados de la sección de resistividad TRE EM 1 en dirección E-W. TRE EM 1 abarcó una distancia de 900 m y alcanzó una profundidad aproximada de 2.5 m. En esta sección se observaron contrastes principalmente verticales en los valores de resistividad, lo que sugiere la presencia de distintas capas de suelo. Las variaciones de resistividad permitieron identificar al menos cuatro capas. La primera capa o capa superior, con un espesor aproximado de 1 m, mostró los valores de resistividad más altos, alcanzando hasta 130 Ohm.m (Figura 25a) como respuesta al bajo porcentaje de humedad presente en el suelo. La segunda capa, presentó 0.5 m de espesor y resistividades entre 75 y 110 Ohm.m (Figura 25a). La tercera capa, también presentó 0.5 m de espesor y resistividades que oscilaron entre 50 y 75 Ohm.m. Finalmente, la cuarta capa, con espesores menores a 0.5 m, registró los valores más bajos de resistividad, entre 33 y 50 Ohm.m (Figura 25a).

La Figura 25b muestra los resultados de la sección de resistividad TRE EM 2, orientada en dirección S-N. TRE EM 2 cubrió más de 800 m y alcanzó una profundidad cercana a 2.5 m. Los resultados para esta sección fueron similares a los de TRE EM 1 (Figura

25a). Las variaciones de resistividad fueron principalmente verticales. La primera capa, presentó alrededor de 1 m de espesor y resistividades de hasta 130 Ohm.m. La segunda capa, reportó aproximadamente 0.5 m de espesor y resistividades entre 75 y 110 Ohm.m. La tercera capa, identificó también 0.5 m de espesor y resistividades de entre 50 y 75 Ohm.m, mientras que la capa inferior presentó menos de 0.5 m de espesor y resistividades entre 33 y 50 Ohm.m (Figura 25b).

La Figura 24c muestra los resultados de la sección de resistividad TRE EM 3, con dirección W-E. TRE EM 3 cubrió más de 800 m y alcanzó una profundidad cercana a 2.5 m. Los resultados fueron similares a los de TRE EM 1 y TRE EM 2 (Ilustraciones 24a y 24b). Sin embargo, se observó una variación horizontal notable entre los 400 y 500 m, donde las resistividades en la parte superior del perfil oscilaron entre 75 y 110 Ohm.m. Este cambio podría indicar diferencias en la compactación, estructura del suelo o variaciones en el contenido de humedad para esta parte de la sección.

La Figura 24d muestra los resultados de la sección de resistividad TRE EM 4 en dirección N-S. TRE EM 4 cubrió una distancia de 900 m y alcanzó una profundidad aproximada de 2.5 m. Los resultados fueron similares a los de las secciones TRE EM 1, TRE EM 2 y TRE EM 3 (Figuras 24a, 24b y 24c). Las variaciones en los valores de resistividad fueron nuevamente verticales. La primera capa, presentó espesor de aproximadamente 1 m y resistividades de hasta 130 Ohm.m. La segunda capa reportó cerca de 0.5 m de espesor y resistividades entre 75 y 110 Ohm.m. La tercera capa, también reportó cerca de 0.5 m de espesor y resistividades entre 50 y 75 Ohm.m, y la capa inferior, mostró espesores menores a 0.5 m y resistividades entre 33 y 50 Ohm.m (Figura 24d).

Estos resultados sugieren que los suelos de esta parcela presentan variaciones verticales significativas, pero son homogéneos horizontalmente en términos de composición, contenido de humedad y estructura, como lo indican las pocas variaciones horizontales en los valores de resistividad.

Además, basado en la resistividad típica de diferentes materiales, se encuentra presente un suelo con espesores variables entre 1.2 y 2 m, con un promedio de 1.5 m seguido de Tepetate.

La interpretación anterior, permitió identificar la capa superficial del suelo de 1 m de espesor, que es uno de los objetivos principales de este estudio.

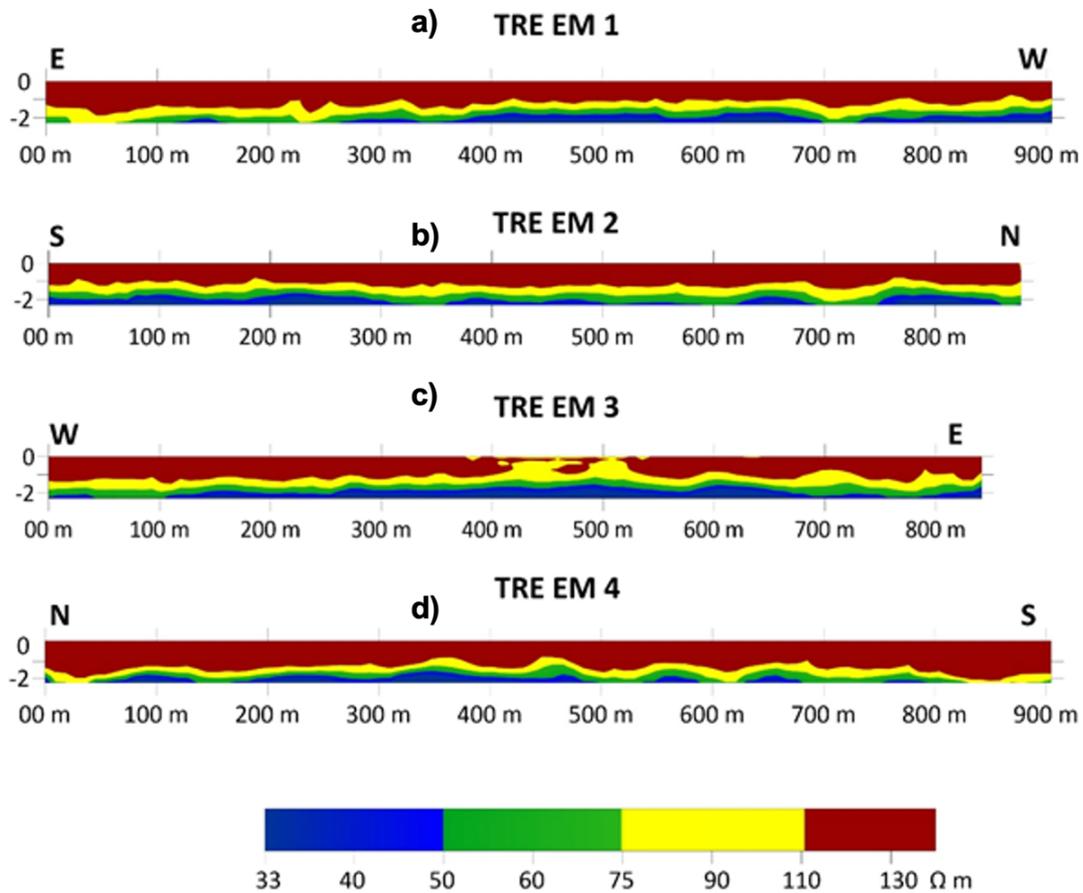


Figura 25. Resultados de las cuatro secciones de resistividad obtenidas por el procedimiento TRE-PEM en la parcela utilizada para cultivos de frijol y cebada, mostrando que las secciones alcanzaron una profundidad de aproximadamente 2 m, cubriendo distancias entre 800 y 900 m, con resistividades que variaron entre 33 y 130  $\Omega \cdot m$ .

## 6.2 Mapas geoelectrónicos y de propiedades del suelo

### 6.2.1 Resistividad eléctrica del suelo

Como resultado del levantamiento con el método PEM, se generó un mapa detallado de la resistividad aparente ( $\rho_a$ ) del suelo, el cual se muestra en la Figura 26a. Los

valores de  $\rho_a$  en el sitio mostraron variaciones espaciales de 35 a 150 Ohm.m. Los valores más bajos de  $\rho_a$  (55-80 Ohm.m) representados en cian y azul, se ubicaron principalmente en las zonas centrales de la parcela (Figura 26a), lo que podría indicar suelos más conductivos, mayor contenido de humedad o mayor contenido de materiales finos (Cordero-Vázquez et al., 2023). En contraste, los valores más altos de  $\rho_a$  (120-150 Ohm.m) representados en rojo, se localizaron principalmente en los bordes NW y SE de la parcela (Figura 26a), lo que sugiere áreas con menor humedad o mayor compactación, posiblemente asociadas a suelos más secos o materiales más gruesos (Cordero-Vázquez et al., 2023).

### **6.2.2 Humedad del suelo**

El mapa de la Figura 26b muestra los resultados de humedad a partir del uso de ortofotos obtenidas con vuelos de dron. Los valores de humedad en el sitio mostraron variaciones espaciales de 1 a 8%, con predominancia de valores inferiores al 5%, indicando que el suelo del sitio es bastante seco (Cordero-Vázquez et al., 2023). Si bien, la humedad fue bastante homogénea en el área, se lograron identificar zonas con humedad muy baja, cercanas al 1%, representadas en rojo, y localizadas principalmente en el centro y norte de la parcela.

### **6.2.3 Salinidad del suelo**

La Figura 26c, muestra los resultados de salinidad a partir del uso del uso de imágenes satelitales Sentinel 2. Los valores de salinidad en el sitio mostraron variaciones espaciales de 0.1 a 0.4 g/L. En general, los valores de salinidad del suelo fueron bastante homogéneos y en mayor proporción se reportaron valores cercanos al 0.1 g/L en prácticamente toda la parcela, representado en color verde (Figura 26c). Estos resultados, clasifican los suelos de la parcela, como suelo no afectado por la salinidad, siendo favorable para la agricultura.

#### **6.2.4 Contenido de finos y porosidad**

Similar que, con las áreas de pequeña extensión, se utilizaron los datos obtenidos de los mapas de resistividad, humedad y salinidad (Figuras 26a, 26b y 26c), se generó una cuadrícula de datos de entrada que se procesó mediante el software PetroWin (A. Ryjov & Shevnin, 2002), para producir mapas georreferenciados del contenido de finos y la porosidad del suelo.

La Figura 26d, muestra los resultados del análisis del contenido de finos. En general, el patrón espacial fue similar al reportado en  $\rho_a$  (Figura 26a), al igual que lo reportado para pequeñas extensiones (Figura 26a y 26d, respectivamente).

Los valores en el contenido de finos en el sitio mostraron variaciones espaciales de 20 a 60%. Los mayores contenidos de finos (50-60%), representados en azul, se localizaron principalmente en el centro de la parcela, mientras que los menores contenidos de finos (20-30%) representados en naranja, se localizaron hacia los bordes NW y SE. La coincidencia entre las áreas de mayor contenido de finos y las zonas de baja resistividad sugieren que la presencia de partículas finas está asociada con una mayor conductividad eléctrica del suelo, lo que podría deberse a una mayor retención de humedad en estas áreas. Además, estos resultados indican que la resistividad del suelo es un espejo de la textura, esto debido a la poca o nula influencia de la humedad y/o salinidad.

#### **6.2.5 Lámina pre-siembra (LPS).**

El mapa de la Figura 26e muestra los resultados de la distribución espacial de los valores de la lámina de pre-siembra. Los valores en la lámina de pre-siembra en el sitio mostraron variaciones espaciales de 16 a 40 cm. Los valores más altos (28-40 cm) representados en naranja y rojo oscuro, se localizaron principalmente en la zona centro de la parcela. Estos resultados indican una mayor necesidad de agua en estas áreas y coinciden generalmente con las zonas de mayor contenido de finos y baja resistividad. Por el contrario, los valores más bajos de la lámina de pre-siembra (menores a 28 cm) representados en tonos de amarillo y verde, se localizaron hacia los bordes NW y SE de la parcela (Figura 26e). Estas áreas requieren menos agua,

posiblemente debido a su menor contenido de finos y mayor permeabilidad, lo que facilita la infiltración del agua.

Además, la Figura 26f muestra los resultados de la lámina neta considerando el valor de humedad crítica. Los valores en la lámina neta mostraron variaciones espaciales de 5 a 12 cm. Los valores más altos (9-12 cm) representados en naranja y rojo oscuro, se localizaron principalmente en la zona centro de la parcela. Estos resultados coinciden nuevamente con las áreas de baja resistividad, mayor contenido de finos y mayores valores de pre-siembra (Figuras 26a, 26d y 26e, respectivamente) e indican que son zonas con mayores necesidades de riego. En contraste, los valores más bajos de la lámina neta (5-7 cm) se localizaron hacia el borde NW y SW, representados en verde (Figura 26f), lo que indica que estas áreas requieren menos agua para alcanzar los niveles óptimos de riego en el suelo previo a la siembra.

Estos resultados sugieren que las zonas centrales de la parcela, caracterizadas por bajos valores de resistividad, bajos niveles de humedad y mayor contenido de finos, requieren una mayor cantidad de agua para alcanzar los niveles óptimos de riego. En contraste, los bordes de la parcela requieren una menor cantidad de agua, probablemente debido a un menor contenido de finos y una mayor capacidad de infiltración del suelo.

De acuerdo con estos resultados, se estimó que se requiere un volumen total de 272,000 m<sup>3</sup> de agua para lámina de pre-siembra asegurando que la humedad del suelo alcance la capacidad de campo (CC) antes de la siembra.

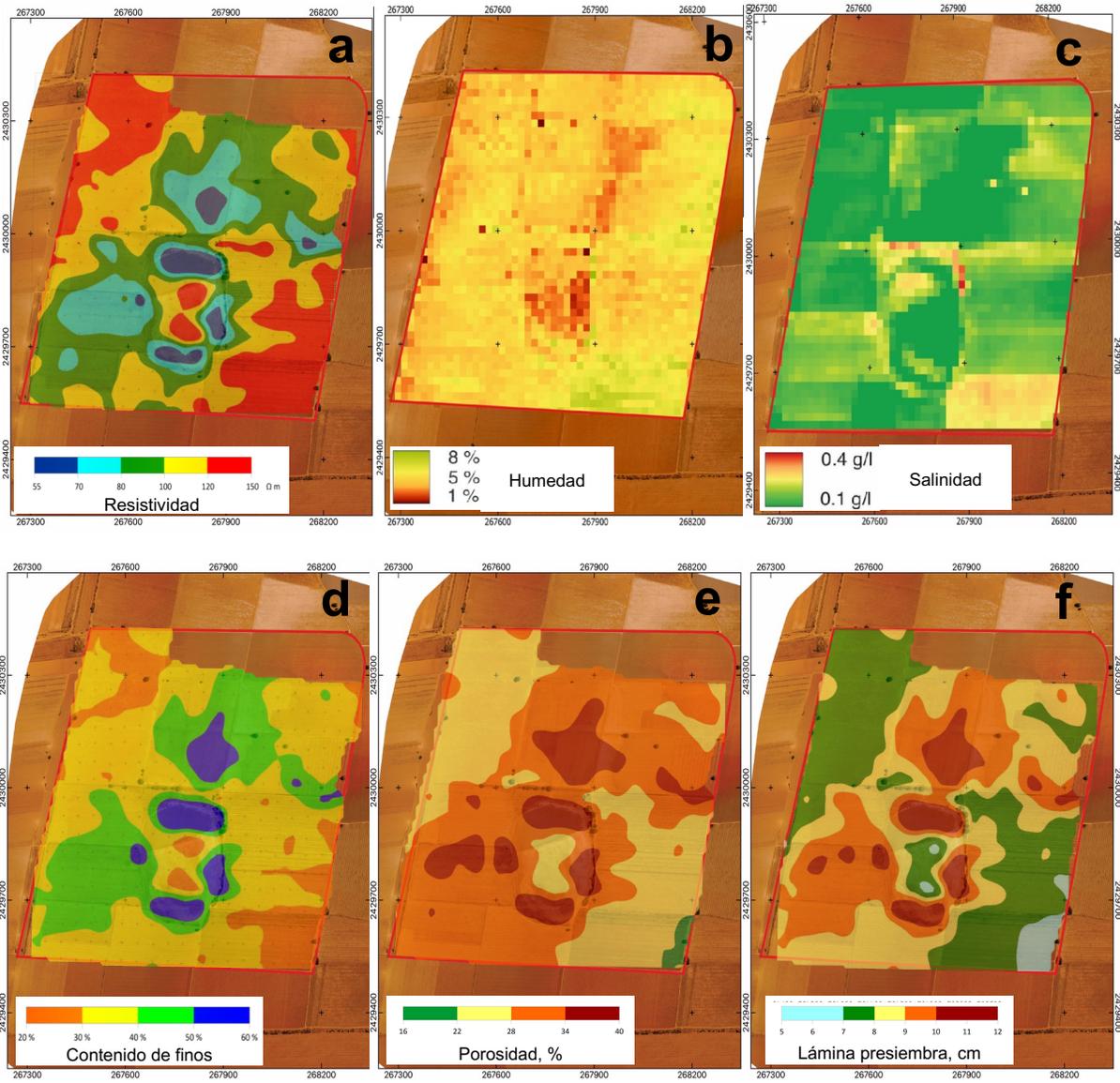


Figura 26. Resultados espaciales de a) resistividad aparente, b) humedad, c) salinidad, d) contenido de finos, e) porosidad y f) LPS para las parcelas del Tepetate, Villa de Arriaga, SLP.

## Conclusiones

Este estudio integró eficazmente los métodos geofísicos de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) y perfilaje electromagnético (PEM) para caracterizar suelos agrícolas de manera precisa y más rápida que los métodos tradicionales. Metodologías optimizadas de campo y de procesamiento de datos adquiridos fueron presentadas para el estudio de grandes y pequeñas extensiones de suelo agrícola de manera eficiente y efectiva. La adquisición simultánea de datos in situ de  $\rho_a$  y humedad en recorrido a pie, así como un posterior muestreo de suelo para la determinación de la salinidad, mostró ser eficiente para la determinación de las propiedades físicas del suelo en áreas con extensiones igual o inferior a 10 ha. En los casos de áreas agrícolas superiores a las 10 ha, el levantamiento de resistividad fue auxiliado con un sistema de arrastre por vehículo del equipo PEM, utilizando el modo de adquisición automática de mediciones georreferencias, mientras que el uso de ortofotos e imágenes satelitales apoyaron la obtención de la información sobre la humedad y la salinidad del suelo.

El uso de un equipo de PEM multifrecuencia permitió la realización de TRE con alta calidad y productividad, para la determinación de la estructura y espesor del suelo, siendo útil para elegir adecuadamente la profundidad máxima de estudio del método PEM para la determinación de la resistividad del suelo. Además de esto, el conocimiento del espesor del suelo y el tipo de cultivo, permiten determinar la profundidad de enraizamiento de la planta (RD).

El modelo teórico de suelo de Ryjov probó ser efectivo en la determinación de las propiedades físicas del suelo al integrar la información de resistividad, humedad y salinidad. La información del contenido de finos (textura), porosidad del suelo y RD fueron usadas en la determinación de parámetros de riego Capacidad de Campo (CC), Agua Disponible (AW), Densidad Aparente ( $\delta_b$ ), Punto de Marchitez Permanente (PMP) y, finalmente, Lámina de Riego Pre-Siembra (LPS).

A manera de polígonos experimentales, dos áreas de estudios fueron seleccionadas para validar las metodologías de campo en grandes y pequeñas extensiones de suelo agrícola. Seis hectáreas dedicadas al cultivo de alfalfa, sorgo sudán y maíz, ubicadas en el municipio de San Felipe, Gto., fueron estudiadas como pequeña extensión. La combinación de TRE-PEM y excavaciones de control, permitieron identificar un suelo de espesor promedio 0.6 m, seguido de una capa de tepetate intemperizado hasta el 1.0 m de profundidad, donde el tepetate no intemperizado sirve de basamento. Se estableció una RD= 0.6 m. A partir de los valores de resistividad eléctrica (33-90 Ohm.m), humedad (5-50%) y salinidad (<0.7 g/L), se determinaron el contenido de finos (30-70%) y la porosidad (15-45%), dando como resultado final una LPS modal entre 8 y 9 cm, lo que representa un volumen total de agua de 5,313 m<sup>3</sup>.

La integración de TRE-PEM permitió obtener información detallada sobre la estructura del suelo, logrando una caracterización precisa y eficiente sin recurrir a excavaciones extensivas. En este estudio, se validó la precisión de esta tecnología al comparar los datos de resistividad obtenidos mediante TRE-PEM con un perfil de suelo excavado en el área, demostrando que las tres capas identificadas con TRE-PEM coincidieron con las tres capas observadas en el terreno. Además, en comparación con los métodos galvánicos tradicionales, TRE-PEM reduce el tiempo para la adquisición de datos, al no requerir contacto directo con el suelo, proporcionando una "radiografía" detallada del suelo en menor tiempo, optimizando la adquisición de datos. Esto facilita una toma de decisiones más rápida para la gestión del agua y la planificación agrícola.

Una de las ventajas clave de este enfoque fue la integración de instrumentación multifrecuencia, la cual resultó ser particularmente adecuada para obtener una cantidad significativa de resultados a diferentes profundidades. Esta tecnología es beneficiosa, ya que en casos donde la capa superficial pudiera verse afectada por interferencias, las mediciones de mayor profundidad, no se ven comprometidas.

Un área de 80 ha dedicada al cultivo de cebada, próxima al poblado de Tepetate, municipio de Villa de Arriaga, SLP, fue seleccionada como ejemplo de gran extensión de suelo agrícola. Cuatro TRE-PEM mostraron una estratigrafía similar al sitio de San Felipe, siendo el promedio del suelo 1.5 m, siendo que por el tipo de cultivo la RD= 1.5

m. Basados en la resistividad (55-150 Ohm.m), humedad (1-8%) y salinidad (0.1-0.4 g.L-1, dieron como resultado un contenido de finos variable entre 20 y 60%. Como resultado final, una LPS entre 16 y 40 cm fue determinada para el cultivo de cebada.

En ambos sitios, se observó que las zonas con mayor contenido de finos, mayor porosidad y menor resistividad eléctrica requerían mayores volúmenes de agua de riego.

Se recomienda dar continuidad al desarrollo de esta tecnología, integrándose en un sistema de software que facilite, no solo el cálculo de la LPS, sino las láminas netas y brutas, así como de los tiempos de bombeo de agua necesario. De esta manera, se podría generar un calendario de riego optimizado, ajustado tanto a las características del suelo como a las técnicas de riego y las necesidades hídricas específicas de los cultivos.

## Bibliografía

- Abbas, J. A. A. (2023). Soil salinity assessment by using spectral salinity indices in Al-Sweira project middle of the Iraqi alluvial plain. *International Journal of Environmental Science and Technology*, 20(10), 10847-10860. <https://doi.org/10.1007/s13762-022-04733-4>
- Abderrazak, B., Morin, D., Bonn, F., & Huete, A. (1995). A review of vegetation indices. *Remote Sensing Reviews*, 13, 95-120. <https://doi.org/10.1080/02757259509532298>
- Ale, S., Harmel, R., Nejadhashemi, A., DeJonge, K., Irmak, S., Chaubey, I., & Mankin, K. (2020). Global Water Security: Current Research and Priorities for Action. *Transactions of the ASABE (American Society of Agricultural and Biological Engineers)*, 63, 49-55. <https://doi.org/10.13031/trans.13839>
- Al-Juraisy, B. (2021). The Effects of Some Physical and Chemical Factors on Apparent Resistivity of Surface Soil in the University of Mosul, Mosul City, Northern Iraq. *Iraqi Journal of Science*, 3973-3983. <https://doi.org/10.24996/ij.s.2021.62.11.18>
- Allen, R. G., Pereira, L. S., Raes, D., & Smith, M. (1998). Crop evapotranspiration-Guidelines for computing crop water requirements-FAO Irrigation and drainage paper 56. *Fao, Rome*, 300(9), D05109.
- Asseng, S., van Keulen, H., & Stol, W. (2000). Performance and application of the APSIM Nwheat model in the Netherlands. *European Journal of Agronomy*, 12(1), 37-54. [https://doi.org/10.1016/S1161-0301\(99\)00044-1](https://doi.org/10.1016/S1161-0301(99)00044-1)
- Assouline, S., & Or, D. (2014). The concept of field capacity revisited: Defining intrinsic static and dynamic criteria for soil internal drainage dynamics. *Water Resources Research*, 50(6), 4787-4802.

- Auge, M. (2008). Métodos Geoeléctricos para la Prospección de Agua Subterránea. *Universidad de Buenos Aires*, 30.
- Azabdaftari, A., & Sunar, F. (2016). SOIL SALINITY MAPPING USING MULTITEMPORAL LANDSAT DATA. *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences, XLI-B7*, 3-9. <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLI-B7-3-2016>
- Baena, S., Moat, J., Whaley, O., & Boyd, D. S. (2017). Identifying species from the air: UAVs and the very high-resolution challenge for plant conservation. *PLoS ONE*, 12(11), 1-21.
- Bakacsy, L., Tobak, Z., van Leeuwen, B., Szilassi, P., Biró, C., & Szatmári, J. (2023). Drone-Based Identification and Monitoring of Two Invasive Alien Plant Species in Open Sand Grasslands by Six RGB Vegetation Indices. En *Drones* (Vol. 7, Número 3). <https://doi.org/10.3390/drones7030207>
- Bappel, E., Begue, A., Despinoy, M., Buchon, Y., & Siegmund, B. (2003). Spectral indices as bio-indicators of sugar cane crop condition from hyperspectral CASI data. *IGARSS 2003. 2003 IEEE International Geoscience and Remote Sensing Symposium. Proceedings (IEEE Cat. No.03CH37477)*, 1, 561-563 vol.1. <https://doi.org/10.1109/IGARSS.2003.1293842>
- Bégué, A., Degenne, P., Pellegrino, A., Todoroff, P., & Baillarin, F. (2004). Application of remote sensing technology to monitor sugar cane cutting and planting in Guadeloupe (French West Indies). *International Congress Geomatica 2004, La Havana, Cuba*, 11.
- Brogi, C., Huisman, J. A., Pätzold, S., von Hebel, C., Weihermüller, L., Kaufmann, M. S., van der Kruk, J., & Vereecken, H. (2019). Large-scale soil mapping using multi-configuration EMI and supervised image classification. *Geoderma*, 335,

133-148. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2018.08.001>

Brogowski, Z., Kwasowski, W., & Madyniak, R. (2014). Calculating particle density, bulk density, and total porosity of soil based on its texture. *Soil Science Annual*, 65. <https://doi.org/10.1515/ssa-2015-0007>

Butt, H. J., Graf, K., & Kappl, M. (2003). *Physics and Chemistry of Interfaces*. Wiley-VCH. <https://books.google.com.mx/books?id=r-lpcdGJMJEC>

Cantos Figueroa, J. (1973). *Tratado de geofísica Aplicada* (S. de P. de la E. T. S. de I. de Minas, Ed.; 2da ed.).

Castro, J., Solleiro-Rebolledo, E., Román, D., Sedov, S., Cabadas-Báez, H., & Ortega, J. (2007). Los tepetates y su dinámica sobre la degradación y el riesgo ambiental: El caso del Glacis de Buenavista, Morelos. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, ISSN 0366-1784, Tomo 59, N<sup>o</sup>. 1, 2007, pags. 133-145, 59. <https://doi.org/10.18268/BSGM2007v59n1a11>

Chartuni Mantovani, E., & Magdalena, C. (2014). *Manual de agricultura de precisión* (IICA, Ed.). PROCISUR.

Chávez Hernández, G. (2011). *Modelación 3D de datos de tomografía de resistividad eléctrica (TRE) con arreglo tipo "L" [Mater]*. Universidad Nacional Autónoma de México.

Chianucci, F., Disperati, L., Guzzi, D., Bianchini, D., Nardino, V., Lastrì, C., Rindinella, A., & Corona, P. (2016). Estimation of canopy attributes in beech forests using true colour digital images from a small fixed-wing UAV. *International Journal of Applied Earth Observation and Geoinformation*, 47, 60-68. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2015.12.005>

- Chuvienco Salinero, Emilio. (2010). *Teledetección ambiental: La observación de la tierra desde el espacio* (1a. ed. en). Ariel.
- CONAGUA. (2023). Actualización de la disponibilidad media anual de agua en el acuífero Villa de Arriaga (2406), Estado de San Luis Potosí. *Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas Subterráneas*.
- Cordero-Vázquez, C., Delgado-Rodríguez, O., Peinado Guevara, H., Ladrón-De-Guevara-Torres, M., Hernández-Ramos, J., & Peinado-Guevara, V. (2021). Determination of Soil Properties from Electrical Measurements in Agricultural Plots, Villa de Arriaga, San Luis Potosí, Mexico. *Geofísica Internacional*, 60, 76-100. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2021.60.1.2037>.
- Cordero-Vázquez, C., Delgado-Rodríguez, O., Cisneros, R., & Peinado Guevara, H. (2023). Determination of Soil Physical Properties and Pre-Sowing Irrigation Depth from Electrical Resistivity, Moisture, and Salinity Measurements. *Land*, 12, 1-13. <https://doi.org/10.3390/land12040877>
- Cotler, H., Corona, J. A., & Galeana-Pizaña, J. M. (2020). Erosión de suelos y carencia alimentaria en México: Una primera aproximación. *Investigaciones Geográficas*, 101. <https://doi.org/10.14350/rig.59976>
- Cousin, I., Buis, S., Lagacherie, P., Doussan, C., Le Bas, C., & Guérif, M. (2022). Available water capacity from a multidisciplinary and multiscale viewpoint. A review. *Agronomy for Sustainable Development*, 42(3), 46.
- de Jong van Lier, Q., & Wendroth, O. (2016). Reexamination of the field capacity concept in a Brazilian Oxisol. *Soil Science Society of America Journal*, 80(2), 264-274.
- Delgado-Rodríguez, O., Shevnin, V., Ochoa-Valdés, J., & Ryjov, A. (2006). Using

electrical techniques for planning the remediation process in a hydrocarbon contaminated site. *Revista Internacional de Contaminación Ambiental*, 22(4), 157-163.

Delgado-Rodríguez, O., Torres, M., Shevnin, V., & Ryjov, A. (2012). Estimation of soil petrophysical parameters based on electrical resistivity values obtained from lab and in-field measurements. *Geofísica internacional*, 51, 5-15.

Dentith, M., & Mudge, S. T. (2014). *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge University Press. <https://doi.org/DOI:10.1017/CBO9781139024358>

Edlefsen, N. E., & Anderson, A. B. C. (1941). The four-electrode resistance method for measuring soil moisture content under field conditions. *Soil Science*, 51(5), 367-376.

FAO. (2015). Soil is a non-renewable resource. Its preservation is essential for food security and our sustainable future. *Food and Agriculture Organization*, 4.

Fridrikhsberg D.A. 1984. *A Course of Colloid Chemistry*. Khimija, Moscow (in Russian)

Gardner, W. R. (1960). Dynamic aspects of water availability to plants. *Soil science*, 89(2), 63-73.

Garg, A., Bordoloi, S., Ganesan, S. P., Sekharan, S., & Sahoo, L. (2020). A relook into plant wilting: Observational evidence based on unsaturated soil–plant–photosynthesis interaction. *Scientific Reports*, 10(1), 22064.

Gebbers, R. (2014). *Current Crop and Soil Sensors for Precision Agriculture*. Congresso Brasileiro de Agricultura de Precisão (CONBAP). <https://doi.org/10.13140/2.1.4038.2244>

Geotech (2020). ERA-MAX ELECTRICAL EXPLORATION SYSTEM  
<https://geotechru.com/era-max-electrical-exploration-system/>

Giannino, F., & Leucci, G. (2021). *Electromagnetic Methods in Geophysics: Applications in GeoRadar, FDEM, TDEM, and AEM.*  
<https://doi.org/10.1002/9781119771012>

Gilabert, M. A., Gonzalez-Piqueras, J., & García-Haro, J. (1997). Acerca de los índices de vegetación. *Revista de teledetección: Revista de la Asociación Española de Teledetección, ISSN 1133-0953, N° 8, 1997, 8.*

Gitelson, A. A., Kaufman, Y. J., & Merzlyak, M. N. (1996). Use of a green channel in remote sensing of global vegetation from EOS-MODIS. *Remote Sensing of Environment, 58(3)*, 289-298. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(96\)00072-7](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(96)00072-7)

Golabkesh, F., Ghanavati, N., Nazarpour, A., & Nejad, T. (2020). Monitoring Soil Salinity Changes, Comparison of Different Maps and Indices Extracted from Landsat Satellite Images (Case Study: Atabieh, Khuzestan). *Polish Journal of Environmental Studies, 30.* <https://doi.org/10.15244/pjoes/123503>

Golden. (2018). Surfer ® v. 15.5.382 (Powerful Contouring, Gridding, & 3D Surface Mapping Software). En *Golden-Software.*

Griffiths, D. H., & King, R. F. (1981). *Applied Geophysics for Geologists and Engineers* (2nd ed.). Pergamon Press pic.

H. Ayuntamiento de San Felipe, G. (2016). Programa Municipal de Desarrollo Urbano y Ordenamiento Ecológico Territorial, San Felipe, Guanajuato. *Gobierno municipal de San Felipe.*

Hansen, P. M., & Schjoerring, J. K. (2003). Reflectance measurement of canopy

biomass and nitrogen status in wheat crops using normalized difference vegetation indices and partial least squares regression. *Remote Sensing of Environment*, 86(4), 542-553. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(03\)00131-7](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(03)00131-7)

Hernández Díaz, M. C. (2019). *Aplicación de métodos geoelectricos para la detección de zonas de filtración en la presa Gonzalo N. Santos, San Luis Potosí* [Master, Instituto Potosino De Investigación Científica Y Tecnológica, A.C]. <http://ipicyt.repositorioinstitucional.mx/jspui/handle/1010/2213>

Hernández Rodríguez, A., Ojeda Barrios, D., Vences Contreras, C., & Chávez González, C. (2009). Situación actual del recurso suelo y la incorporación de abonos orgánicos como estrategia de conservación. *Synthesis*, 49, 1-6.

Hong, S. Y., Park, C.-W., Jeon, Y.-A., Shin, S., Lee, K.-D., Yu, J.-H., Ahn, H.-Y., Ryu, J.-H., Na, S., Kim, Y.-H., Choi, L.-Y., Jeon, D., & Jung, H.-J. (2024). History, Status, and Prospects of Remote Sensing in Agriculture in Republic of Korea. *Korean Journal of Remote Sensing*, 40(5), 769-781. <https://doi.org/10.7780/kjrs.2024.40.5.2.7>

Huete, A., Didan, K., Miura, T., Rodriguez, E. P., Gao, X., & Ferreira, L. G. (2002). Overview of the radiometric and biophysical performance of the MODIS vegetation indices. *Remote Sensing of Environment*, 83(1), 195-213. [https://doi.org/10.1016/S0034-4257\(02\)00096-2](https://doi.org/10.1016/S0034-4257(02)00096-2)

Huisman, J., Hubbard, S., Redman, J., & Annan, P. (2003). *Soil water content measurements with ground-penetrating radar: A review*.

INEGI. (2002). Estudio Hidrológico del Estado de San Luis Potosí. En *Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática*.

INEGI. (2009). Prontuario de información geográfica municipal de los Estados Unidos

Mexicanos: San Felipe, Guanajuato. *Instituto Nacional de Estadística y Geografía*.

INEGI. (2010). Compendio de información geográfica municipal 2010, San Felipe, Guanajuato. *Instituto Nacional de Estadística Geografía e Informática*, 10.

Jackson, R. D. (1983). Spectral indices in N-Space. *Remote Sensing of Environment*, 13(5), 409-421. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(83\)90010-X](https://doi.org/10.1016/0034-4257(83)90010-X)

Jamieson, P. D., Porter, J. R., Goudriaan, J., Ritchie, J. T., van Keulen, H., & Stol, W. (1998). A comparison of the models AFRCWHEAT2, CERES-Wheat, Sirius, SUCROS2 and SWHEAT with measurements from wheat grown under drought. *Field Crops Research*, 55(1), 23-44. [https://doi.org/10.1016/S0378-4290\(97\)00060-9](https://doi.org/10.1016/S0378-4290(97)00060-9)

Judkins, G., & Myint, S. (2012). Spatial Variation of Soil Salinity in the Mexicali Valley, Mexico: Application of a Practical Method for Agricultural Monitoring. *Environmental Management*, 50(3), 478-489. <https://doi.org/10.1007/s00267-012-9889-3>

Kaufman, Y. J., & Tanré, D. (1996). Strategy for direct and indirect methods for correcting the aerosol effect on remote sensing: From AVHRR to EOS-MODIS. *Remote Sensing of Environment*, 55(1), 65-79. [https://doi.org/10.1016/0034-4257\(95\)00193-X](https://doi.org/10.1016/0034-4257(95)00193-X)

Kirkham, D., & Taylor, G. S. (1950). Some tests of a four-electrode probe for soil moisture measurement. *Soil Science Society of America Journal*, 14, 42-46.

Kirkham, M. B. (2014). *Principles of Soil and Plant Water Relations* (2nd ed.). Academic Press.

- Kodikara, J., Rajeev, P., Chan, D., & Gallage, C. (2013). Soil moisture monitoring at the field scale using neutron probe. *Canadian Geotechnical Journal*, 51, 332-345. <https://doi.org/10.1139/cgj-2012-0113>
- Lal, R. (2015). Restoring soil quality to mitigate soil degradation. *Sustainability (Switzerland)*, 7(5), 5875-5895. <https://doi.org/10.3390/su7055875>
- Lestariningsih, I. D., Widiyanto, & Hairiah, K. (2013). Assessing Soil Compaction with Two Different Methods of Soil Bulk Density Measurement in Oil Palm Plantation Soil. *The 3rd International Conference on Sustainable Future for Human Security, SUSTAIN 2012, 3-5 November 2012, Clock Tower Centennial Hall, Kyoto University, JAPAN*, 17, 172-178. <https://doi.org/10.1016/j.proenv.2013.02.026>
- Liang, S. (2004). Quantitative Remote Sensing of Land Surfaces. *John Wiley and Sons, Inc.*, 534.
- Loke, M. H. (2001). Electrical imaging surveys for environmental and engineering studies: A practical guide to 2-D and 3-D surveys. *geology*.
- Loke, M. H., & Barker, R. D. (1996). Rapid least-squares inversion of apparent resistivity pseudosections by a quasi-Newton method1. *Geophysical Prospecting*, 44(1), 131-152. <https://doi.org/10.1111/j.1365-2478.1996.tb00142.x>
- Manieri, J., Vaz, C., & De Maria, I. (2007). TDR spiral probe for moisture measurement in the soil profile. *Revista Brasileira de Ciência do Solo*, 31, 191-198.
- Marcial Pablo, M. de J., Ojeda Bustamante, W., González Sánchez, A., & Jiménez Jiménez, S. I. (2017). Estimación de la cobertura vegetal usando imágenes RGB obtenidas desde un dron. *Congreso Nacional de Riego y Drenaje COMEII*.

- Marion, D., Nur, A., Yin, H., & Han, D. (1992). Compressional velocity and porosity in sand-clay mixtures. *Geophysics*, 57, 554-563.
- McGeary, R. K. (1961). Mechanical packing of spherical particles. *Journal of the American Ceramic Society*, 44, 513-522.
- Minasny, B., & McBratney, A. B. (2003). Integral energy as a measure of soil-water availability. *Plant and Soil*, 249, 253-262.
- Montgomery, D. R. (2007). Soil erosion and agricultural sustainability. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 104(33), 13268-13272.  
<https://doi.org/10.1073/pnas.0611508104>
- Moran, M. S., Maas, S. J., & Pinter Jr., P. J. (1995). Combining remote sensing and modeling for estimating surface evaporation and biomass production. *Remote Sensing Reviews*, 12(3-4), 335-353.  
<https://doi.org/10.1080/02757259509532290>
- Mulder, V. L., de Bruin, S., Schaepman, M. E., & Mayr, T. R. (2011). The use of remote sensing in soil and terrain mapping—A review. *Geoderma*, 162(1), 1-19.  
<https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2010.12.018>
- Murillo Sandoval, P. J., & Carbonell González, J. A. (2012). Principios y aplicaciones de la percepción remota en el cultivo de la caña de azúcar en Colombia. *Centro de Investigación de la Caña de Azúcar de Colombia*, 184.
- Oliver Ocaño, F. M., Laborín Moreno, J. A., Becuar Peña, F. J., & García López, C. F. (2019). Aplicación del método de resistividad eléctrica en la exploración de yacimientos de carbón. *EPISTEMUS*, 13-17.

- Orellana, E. (1982). Prospección geoelectrónica en corriente continua. En *Paraninfo* (2da ed.).
- Quattara, I., Hyyti, H., & Visala, A. (2020). Drone based Mapping and Identification of Young Spruce Stand for Semiautonomous Cleaning\*\*Strategic Research Council at the Academy of Finland is acknowledged for financial support of project "Competence-Based Growth Through Integrated Disruptive Technolo. *IFAC-PapersOnLine*, 53(2), 15777-15783. <https://doi.org/10.1016/j.ifacol.2020.12.205>
- Pérez Vargas, M. A., & Castillo Nieto, F. (2002). Inventario físico de los recursos minerales del municipio de San Felipe, Guanajuato. *Consejo de Recursos Minerales. Dirección de minas de Guanajuato*, 45.
- Picoli, M. (2006). *Estimativa da produtividade agrícola da cana de açúcar utilizando agregados de redes neurais artificiais: Estudo de caso usina Catanduva* [PhD Thesis].
- Pimentel, D., Hepperly, P., Hanson, J., Doubs, D., & Seidel, R. (2005). Environmental, Energetic, and Economic Comparisons of Organic and Conventional Farming Systems. *BioScience*, 55(7), 573-582. [https://doi.org/10.1641/0006-3568\(2005\)055\[0573:EEAECO\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1641/0006-3568(2005)055[0573:EEAECO]2.0.CO;2)
- Platonov, A., Karimov, A., & Prathapar, S. (2015). Using Satellite Images for Multi-Annual Soil Salinity Mapping in the Irrigated Areas of Syrdarya Province, Uzbekistan. *Journal of Arid Land Studies*, 25(3), 225-228. [https://doi.org/10.14976/jals.25.3\\_225](https://doi.org/10.14976/jals.25.3_225)
- Quimbita, W., Toapaxi, E., & Llanos, J. (2022). Smart Irrigation System Considering Optimal Energy Management Based on Model Predictive Control (MPC). *Applied Sciences*, 12(9). <https://doi.org/10.3390/app12094235>

- Radočaj, D., Plaščak, I., & Jurišić, M. (2023). Global Navigation Satellite Systems as State-of-the-Art Solutions in Precision Agriculture: A Review of Studies Indexed in the Web of Science. *Agriculture*, 13(7). <https://doi.org/10.3390/agriculture13071417>
- Ragazzo, A. V., Mei, A., & Fontinovo, G. (2023). Unmanned Aircraft Systems And Satellite Technologies For Topsoil Mapping In Precision Agriculture. En *The International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences: Vol. XLVIII-1/W1-2023* (p. 422). <https://doi.org/10.5194/isprs-archives-XLVIII-1-W1-2023-417-2023>
- Raisz, E. (1959). *Landforms of Mexico*. Cambridge, mass.
- Ramírez Vargas, M. (2020). *Fotogrametría aérea aplicada a encinos (quercus spp.) en Sierra La Laguna, B.C.S. Recomendaciones para su identificación y conservación*. [Master]. Centro de Investigaciones Biológicas del Noroeste, S.C.
- Rammert W. (2001). La Tecnología: Sus Formas Y Las Diferencias De Los Medios: Hacia una teoría social pragmática de la tecnificación. Scripta Nova. Revista Electrónica de Geografía y Ciencias Sociales, No. 80, Universidad de Barcelona. <https://www.ub.edu/geocrit/sn-80.htm>
- Ramos Hernández, J. O. (2019). Determinación de propiedades de suelos agrícolas a partir de mediciones eléctricas realizadas en campo y en laboratorio. *Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica*.
- Revil, A., Grauls, D., & Brévar, O. (2002). Mechanical compaction of sand/clay mixtures. *Journal of Geophysical Research*, 107, 2293. <https://doi.org/10.1029/2001JB000318>

- Reynolds, J. M. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley-Blackwell. <https://books.google.com.mx/books?id=kMnHYMgMzVQC>
- Reza, S. K., Nayak, D. C., Chattopadhyay, T., Mukhopadhyay, S., Singh, S. K., & Srinivasan, R. (2016). Spatial distribution of soil physical properties of alluvial soils: A geostatistical approach. *Archives of Agronomy and Soil Science*, 62(7), 972-981. <https://doi.org/10.1080/03650340.2015.1107678>
- Rhoades, J. D., & Ingvalson, R. D. (1971). Determining Salinity in Field Soils with Soil Resistance Measurements. *Soil Science Society of America Journal*, 35(1), 54-60. <https://doi.org/10.2136/sssaj1971.03615995003500010020x>
- Richards, L. A. (1954). Diagnosis and Improvement of Saline and Alkali Soils. *Soil Science*, 78(2). [https://journals.lww.com/soilsci/fulltext/1954/08000/diagnosis\\_and\\_improvement\\_of\\_saline\\_and\\_alkali.12.aspx](https://journals.lww.com/soilsci/fulltext/1954/08000/diagnosis_and_improvement_of_saline_and_alkali.12.aspx)
- Ritchie, J. T. (1981). Soil water availability. *Plant and soil*, 327-338.
- Roldan, P. A., & Trueba, D. J. (1978). *Factores ecológicos y sociales de la desertificación en México*. En: Medellín Leal F. Ed. *La desertificación en México*. (pp. 55-80). Instituto de Investigaciones Desérticas, Universidad Autónoma de San Luis Potosí.
- Romano, N., & Santini, A. (2002). Water retention and storage: Field. En *Methods of Soil Analysis, Part 4, Physical Methods*. (pp. 721-738). Soil Science Society of America, Inc.
- Roy, P. S. (1989). Spectral reflectance characteristics of vegetation and their use in estimating productive potential. *Proceedings / Indian Academy of Sciences*, 99(1), 59-81. <https://doi.org/10.1007/BF03053419>

Running, S. W., & Coughlan, J. C. (1988). A general model of forest ecosystem processes for regional applications I. Hydrologic balance, canopy gas exchange and primary production processes. *Ecological Modelling*, 42(2), 125-154. [https://doi.org/10.1016/0304-3800\(88\)90112-3](https://doi.org/10.1016/0304-3800(88)90112-3)

Ryjov, A. A. (1987). *The main IP peculiarities of rock*. Application of IP Method for Mineral Deposits Research.

Ryjov, A., & Shevnin, V. (2002). Theoretic Calculation of Rocks Electrical Resistivity and Some Examples of Algorithm's Application. *Symposium on the Application of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*. <https://doi.org/10.4133/1.2927161>

Ryjov, A., & Sudoplatov, A. D. (1990). The calculation of specific electrical conductivity for sandy—Clayed rocks and the usage of functional cross-plots for the decision of hydro-geological problems. *Scientific and technical achievements and advanced experience in the field of geology and mineral deposits research*, 27-41.

Samiee, M., Ghazavi, R., Pakparvar, M., & Vali, A. A. (2018). Mapping spatial variability of soil salinity in a coastal area located in an arid environment using geostatistical and correlation methods based on the satellite data. *Desert*, 2(May), 233-242.

Sánchez San Roman, F. J. (2022). Hidrología superficial y subterránea. En *Kindle Direct Publishing* (2a ed.).

Saxton, K. E., Rawls, W. J., Romberger, J. S., & Papendick, R. I. (1986). Estimating Generalized Soil-water Characteristics from Texture. *Soil Science Society of America Journal*, 50(4), 1031-1036.

<https://doi.org/10.2136/sssaj1986.03615995005000040039x>

Segall, C., & Katsaggelos, A. (2006). *Resampling for Spatial Scalability* (p. 184).  
<https://doi.org/10.1109/ICIP.2006.312364>

Sellers, P. J., Tucker, C. J., Collatz, G. J., Los, S. O., Justice, C. O., Dazlich, D. A., & Randall, D. A. (1994). A global 1° by 1° NDVI data set for climate studies. Part 2: The generation of global fields of terrestrial biophysical parameters from the NDVI. *International Journal of Remote Sensing*, 15(17), 3519-3545.  
<https://doi.org/10.1080/01431169408954343>

Serralde Ordóñez, D. P. (2011). *Caracterización electromagnética, una aplicación de la geofísica somera, Templo del Sol, Sogamoso (Boyacá)* [Master]. Universidad Nacional de Colombia.

Shahid, S., Abdelfattah, M., & (Eds, F. (2013). *Developments in Soil Salinity Assessment and Reclamation: Innovative Thinking and Use of Marginal Soil and Water Resources in Irrigated Agriculture*. <https://doi.org/10.1007/978-94-007-5684-7>

Shamir, O., Goldschleger, N., Basson, U., & Reshef, M. (2016). Mapping Spatial Moisture Content Of Unsaturated Agricultural Soils With Ground-Penetrating Radar. *ISPRS - International Archives of the Photogrammetry, Remote Sensing and Spatial Information Sciences*, XLI-B8, 1279-1285.  
<https://doi.org/10.5194/isprsarchives-XLI-B8-1279-2016>

Shevnin, V., Delgado Rodríguez, O., Mousatov, A., Flores Hernández, D., Héctor, Z. M., & Ryjov, A. (2006). Estimation of soil petrophysical parameters from resistivity data: Application to oil-contaminated site characterization. *Geofísica internacional*, 45, 179-193.

- Shevnin, V., Kvon, D. A., & Ryzhov, A. (2017). Petrophysical Approach to Electrical Properties Of Loose Soils. *Journal of Mining Institute*, 226, 397-404.
- Shevnin, V., Mousatov, A., Ryjov, A., & Delgado-Rodríguez, O. (2007). Estimation of clay content in soil based on resistivity modeling and laboratory measurements. *Geophysical Prospecting*, 55(2), 265-275.
- Shrestha, R. (2006). Relating soil electrical conductivity to remote sensing and other soil properties for assessing soil salinity in northeast Thailand. *Land Degradation & Development*, 17, 677-689. <https://doi.org/10.1002/ldr.752>
- Silva, A., Ponce de León, J., García, F., & Artigas, D. (1988). *Methodological aspects in the determination of the water holding capacity of soils in Uruguay* (Boletín de Investigación 10). Facultad de Agronomía, Universidad de la República: Montevideo, Uruguay.
- Singh, A. (2019). Poor-drainage-induced salinization of agricultural lands: Management through structural measures. *Land Use Policy*, 82, 457-463. <https://doi.org/10.1016/j.landusepol.2018.12.032>
- Soil Science Society of America. (2008). Glossary of Soil Science Terms. En SSSA, *Madison, WI*.
- Taylor, S. A., & Ashcroft, G. L. (1972). *Physical edaphology. The physics of irrigated and nonirrigated soils*.
- Thomasson, A. J. (1995). 111.1. Assessment Of Soil Water Reserves Available for Plants (Swap): A Review. *Institute For Remote Sensing Applications*.
- Tian, F., Hou, M., Qiu, Y., Zhang, T., & Yuan, Y. (2020). Salinity stress effects on transpiration and plant growth under different salinity soil levels based on

- thermal infrared remote (TIR) technique. *Geoderma*, 357, 113961. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.113961>
- Torres, L. C., Keller, T., de Lima, R. P., Tormena, C. A., de Lima, H. V., & Giarola, N. F. B. (2021). Impacts of soil type and crop species on permanent wilting of plants. *Geoderma*, 384, 114798.
- Turek, M. E., van Lier, Q. D. J., & Armino, R. A. (2022). Parameterizing field capacity as the upper limit of available water in bucket-type hydrological models. *Computers and Electronics in Agriculture*, 194, 106801.
- UN. (2015). Transforming our world: The 2030 agenda for sustainable development. *United Nations*. <https://sustainabledevelopment.un.org/content/documents/21252030%20Agenda%20for%20Sustainable%20Development%20web.pdf>
- Veihmeyer, F. J., & Hendrickson, A. H. (1949). Methods of measuring field capacity and permanent wilting percentage of soils. *Soil science*, 68(1), 75-94.
- Velázquez-Rodríguez, A., Báez-Pérez, A., Hidalgo-Moreno, C., Parsa-Retana, M., Etchevers, J., & Paz Pellat, F. (2022). Formación de suelos a partir de tepetates: Unidades estructurales, carbono orgánico y estabilidad estructural. *Revista Terra Latinoamericana*, 40. <https://doi.org/10.28940/terra.v40i0.1447>
- Verstraete, M. M., & Pinty, B. (1996). Designing optimal spectral indexes for remote sensing applications. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 34(5), 1254-1265. <https://doi.org/10.1109/36.536541>
- Wang, F., Ding, J., & Wu, M. (2010). Remote sensing monitoring models of soil salinization based on NDVI-SI feature space. *Nongye Gongcheng Xuebao/Transactions of the Chinese Society of Agricultural Engineering*, 26,

168-173. <https://doi.org/10.3969/j.issn.1002-6819.2010.08.029>

Wang, J., Ding, J., Yu, D., Ma, X., Zhang, Z., Ge, X., Teng, D., Li, X., Liang, J., Lizaga, I., Chen, X., Yuan, L., & Guo, Y. (2019). Capability of Sentinel-2 MSI data for monitoring and mapping of soil salinity in dry and wet seasons in the Ebinur Lake region, Xinjiang, China. *Geoderma*, 353(May), 172-187. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2019.06.040>

Wiecheteck, L. H., Giarola, N. F. B., de Lima, R. P., Tormena, C. A., Torres, L. C., & de Paula, A. L. (2020). Comparing the classical permanent wilting point concept of soil ( $-15,000$  hPa) to biological wilting of wheat and barley plants under contrasting soil textures. *Agricultural Water Management*, 230, 105965.

Yengoh, G., Dent, D., Olsson, L., Tengberg, A., & III, C. (2015). *Use of the Normalized Difference Vegetation Index (NDVI) to Assess Land Degradation at Multiple Scales*. <https://doi.org/10.1007/978-3-319-24112-8>

Yu, B., Xie, C., Cai, S., Chen, Y., Lv, Y., Mo, Z., Liu, T., & Yang, Z. (2018). Effects of Tree Root Density on Soil Total Porosity and Non-Capillary Porosity Using a Ground-Penetrating Tree Radar Unit in Shanghai, China. *Sustainability*, 10(12). <https://doi.org/10.3390/su10124640>

## Anexos

### CALIBRACIONES Y PRUEBAS EXPERIMENTALES

#### 1.- Validación del modelo teórico de Ryjov para el cálculo del contenido de finos

Con base en los trabajos realizados en los sitios antes mencionados en este trabajo y en conjunto a trabajos anteriores (Cordero-Vázquez et al., 2021), se utilizaron 44 puntos de muestreo de suelo para determinar el contenido de finos (<0.05 mm) mediante el procedimiento de Bouyoucos y también mediante el programa PetroWin, que emplea el modelo teórico de Ryjov. A cada muestra de suelo se le asignó un único valor obtenido de cada uno de estos análisis (Tabla 4). El análisis de los datos incluyó estadísticos descriptivos, como promedio, desviación estándar, sumatoria, valor mínimo y máximo, tanto para el contenido de finos determinado por el método de Bouyoucos como por el método de PetroWin.

Tabla 4. Datos de texturas por método de Bouyoucos y estimados con PetroWin

ID	FINOS BOUYOUCOS	FINOS PETROWIN		ID	FINOS BOUYOUCOS	FINOS PETROWIN
1A	32	41		4D	91	91
2A	41	41		5D	86	85
3A	43	40		6D	88	88
4A	51	45		7D	92	92
5A	47	45		8D	87	87
1B	41	40		9D	86	86
2B	49	48		10D	51	52
3B	45	44		11D	92	92
4B	43	42		12D	86	86
5B	41	41		13D	94	94

<b>6B</b>	45	44		<b>14D</b>	89	89
<b>7B</b>	39	39		<b>15D</b>	95	94
<b>8B</b>	41	40		<b>M1</b>	70	72
<b>1C</b>	50	50		<b>M2</b>	76	74
<b>2C</b>	44	43		<b>M3</b>	62	65
<b>3C</b>	56	55		<b>M4</b>	65	68
<b>4C</b>	60	59		<b>M5</b>	42	48
<b>5C</b>	69	67		<b>M6</b>	67	69
<b>6C</b>	63	62		<b>M7</b>	42	45
<b>1D</b>	85	84		<b>M8</b>	48	50
<b>2D</b>	61	61		<b>M9</b>	65	60
<b>3D</b>	93	92		<b>M10</b>	56	51

Este análisis tiene como objetivo evaluar la factibilidad de emplear el modelo teórico de Ryjov para calcular el contenido de finos a partir de mediciones eléctricas realizadas en laboratorio. Los análisis estadísticos realizados (Tabla 5) incluyen el cálculo de medidas descriptivas, la correlación de Pearson, una regresión lineal simple y una prueba T para muestras emparejadas.

*Tabla 5. Análisis descriptivo.*

<b>ID</b>	<b>FINOS BOUYUCOS</b>	<b>FINOS PETROWIN</b>
<b>DATOS</b>	44	44
<b>PROM</b>	62.76	62.75
<b>DESV. ESTÁNDAR</b>	19.87	19.69
<b>SUMA</b>	2,761.68	2,761

<b>MIN</b>	31.8	39
<b>MAX</b>	95.08	94

El coeficiente de correlación de Pearson entre los valores de finos obtenidos por los métodos de Bouyoucos y Ryjov fue de 0.9918, lo cual indica una correlación positiva muy fuerte y significativa entre ambos métodos. Este resultado sugiere que las mediciones de finos mediante resistividad eléctrica son un buen estimador de las mediciones tradicionales. Se ajustó un modelo de regresión lineal simple, donde la variable dependiente fue 'Finos PetroWin' y la independiente 'Finos Bouyoucos'. El coeficiente de determinación ( $R^2$ ) obtenido fue de 0.9838, lo que implica que el 98.38% de la variabilidad en los valores de finos estimados por PetroWin se ajusta a los valores medidos por Bouyoucos. Este alto  $R^2$  indica un excelente ajuste del modelo, lo que refuerza la utilidad del método de resistividad eléctrica (Figura 27).

Asimismo, se realizó una prueba T de Student para muestras relacionadas, obteniéndose un estadístico T de 0.476 y un p-valor de 0.637. Estos resultados indican que no existe una diferencia significativa entre las medias de los dos métodos de medición (p-valor > 0.05). Por lo tanto, se puede concluir que las diferencias observadas entre los métodos de Bouyoucos y PetroWin no son estadísticamente significativas.

Este análisis demuestra una correlación alta y significativa entre los métodos de Bouyoucos y PetroWin, así como una capacidad predictiva muy alta del método de resistividad eléctrica para estimar el contenido de finos. Cabe destacar que ambos procedimientos comparados, Bouyoucos y Ryjov, se realizaron en laboratorio bajo condiciones controladas. Delgado et al. (2012) llevaron a cabo un estudio comparativo similar en 14 muestras de suelos areno-limosos en las inmediaciones de la ciudad de Oaxaca, Oax., obteniendo como resultado un  $R^2$  de 0.93. En su estudio, el contenido de finos también fue estimado a partir de mediciones de resistividad eléctrica realizadas en campo sobre dos perfiles tomográficos, con un  $R^2$  de 0.7. Esta reducción del coeficiente de determinación se atribuye en gran medida a la falta de datos medidos de humedad en el intervalo de profundidad de 0 a 1 m, ya que estos valores fueron estimados mediante observación directa o criterios cualitativos.

La comprobación de la viabilidad del modelo teórico de Ryjov, implementado en el programa PetroWin, para estimar la textura del suelo, abre un importante nicho de oportunidad en estudios de agricultura de precisión. La aplicación de métodos geoelectrónicos, que son de rápida implementación y no invasivos, permite obtener un alto volumen de información a bajo costo, en contraste con el muestreo de suelo tradicional, el cual proporciona resultados muy localizados y requiere un alto nivel de interpolación. Este avance es fundamental para el análisis de grandes extensiones (>10 ha) de suelos agrícolas.

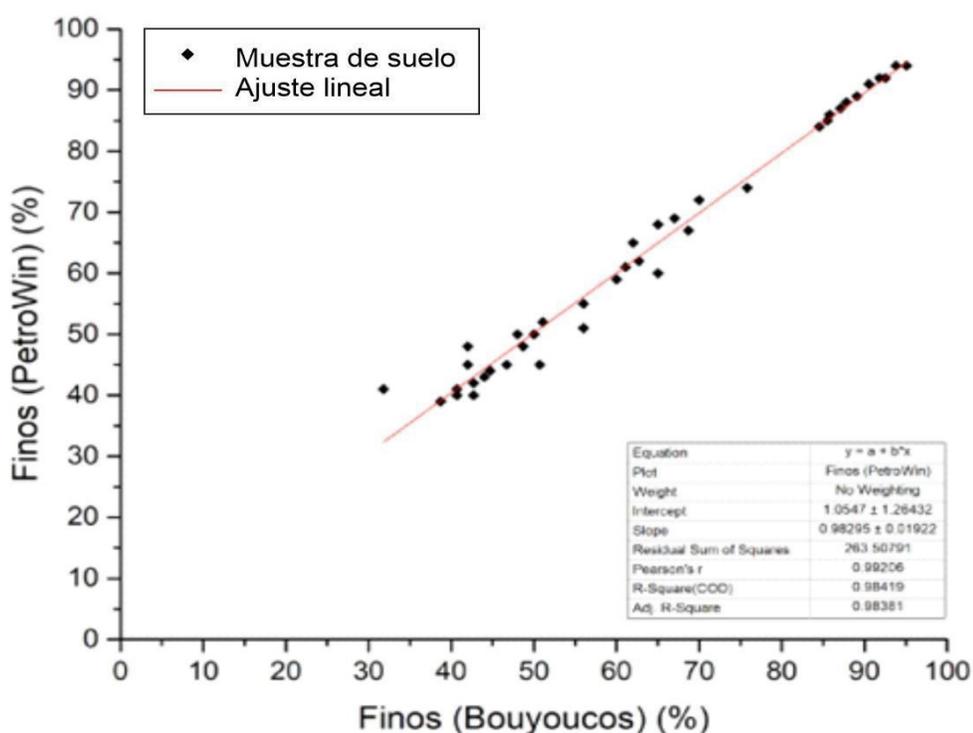


Figura 27. Regresión Lineal: Finos Bouyoucos vs. Finos PetroWin.

## 2.- Resistividad eléctrica vs Resistividad eléctrica aparente

Para determinar el contenido de finos mediante el software PetroWin, se realizaron mediciones de resistividad eléctrica en campo. En suelos agrícolas, existen diversas metodologías para medir la resistividad eléctrica. Con el propósito de obtener el valor real de la resistividad eléctrica del suelo, métodos como la Tomografía de Resistividad

Eléctrica (TRE) y el Sondeo Eléctrico Vertical (SEV) serían adecuados, ya que proporcionan tanto la resistividad eléctrica verdadera como el espesor del suelo agrícola. Sin embargo, ambos métodos requieren un número considerable de electrodos que deben enterrarse en el suelo para garantizar un contacto eléctrico adecuado, además de realizar numerosas mediciones en campo. Aunque estos métodos son muy precisos, resultan menos eficientes para estudios de parcelas agrícolas.

Por esta razón, consideramos que los métodos de Perfilaje Eléctrico (PE) o Perfilaje Electromagnético (PEM) son más eficientes para este tipo de estudios. Estos métodos permiten realizar mediciones con mayor rapidez y facilidad, optimizando los recursos sin comprometer la precisión necesaria para estimar el contenido de finos en suelos agrícolas.

#### Ventajas y limitaciones en la aplicación de los métodos PE y PEM en estudios de suelos agrícolas

##### a) Resistividad real vs resistividad aparente.

Los métodos PE y PEM no ofrecen valores reales (interpretados) de resistividad eléctrica ( $\rho$ ) sino de resistividad aparente ( $\rho_a$ ). Este valor representa la contribución acumulativa de todos los materiales presentes en el subsuelo hasta la profundidad máxima del estudio, y no un valor de  $\rho$  específico de una capa en particular. Por esto es necesario garantizar que el valor  $\rho_a$ , determinado por PE o PEM, corresponda al valor de  $\rho$  de la capa de suelo y no incluya la contribución de la roca sustentadora u otro material más profundo.

Supongamos un medio geológico con un espesor de suelo igual a  $h_1$  y una resistividad  $\rho_1$  que sobreyace a una roca sustentadora o roca madre de resistividad  $\rho_2$ . Si el flujo de corriente inyectado en la superficie alcanza una profundidad de estudio superior a  $h_1$ , entonces el valor de  $\rho_a$  es la contribución de  $\rho_1$  y  $\rho_2$ . En cambio, cuando la profundidad máxima de estudio alcanzada por el flujo de corriente no supera  $h_1$ , el valor de  $\rho_a$  será similar a  $\rho_1$  (resistividad eléctrica del suelo). Por lo tanto, es posible

utilizar los métodos PE y PEM para determinar la resistividad eléctrica del suelo si el espesor del suelo agrícola es superior a la profundidad de estudio.

Esta condición es de fácil control en el método PE, siempre y cuando se tenga conocimiento previo del espesor del suelo, lo que hace posible controlar la profundidad máxima de estudio seleccionando la longitud del dipolo AB. En el método PEM, la profundidad máxima de estudio la definen la frecuencia de la señal electromagnética emitida y la distancia entre las bobinas emisora y receptora, características del equipo PEM que deben tomarse en cuenta antes de ser utilizado en el levantamiento de resistividad del suelo basado en el conocimiento del espesor del suelo.

Por lo anterior, debe de determinarse en cada sitio de estudio el espesor promedio o mediano del suelo agrícola. Este valor debe ser utilizado para que el método de perfilaje utilizado en campo garantice una profundidad de estudio menor al espesor del suelo y, por lo tanto, el valor de  $\rho_a$  podrá ser considerado como el valor de  $\rho$  del suelo.

#### b) Eficiencia.

La eficiencia de una metodología de campo expresa la relación entre los costos en tiempo y recursos empleados y los resultados obtenidos.

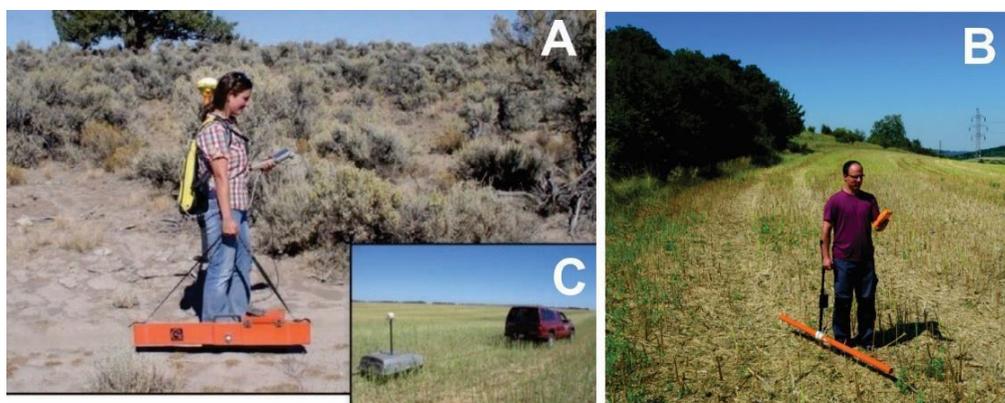
Para el caso del método PE, para realizar las mediciones de resistividad se requiere de un sistema tetraelectródico compuesto de un dipolo AB para inyectar corriente y un dipolo MN para medir voltaje. Estos cuatro electrodos deben ser introducidos en el suelo de manera que se garantice un contacto eléctrico adecuado. Un equipo medidor de resistividad debe ser utilizado para este propósito. Además de esto, se requiere de la georreferenciación de los datos obtenidos en campo.

Tratándose de grandes extensiones de suelo agrícola, el método PE no ofrece una gran productividad, si bien es considerado como un método de rápido avance en comparación con los métodos SEV y TRE. Algunos dispositivos han sido desarrollados para aumentar la productividad (y el costo de la instrumentación) del método PE, tal como el presentado en la Figura 28, aunque solo debe ser efectivo para suelo agrícola compactado, lo que permitiría un contacto eléctrico adecuado entre los electrodos y el suelo.



*Figura 28. Dispositivo MUCEP como ejemplo de innovación para aumentar la productividad del método PE en la determinación de la resistividad del suelo agrícola.*

Para el caso del método PEM, como se analizó en la sección correspondientes a los fundamentos teóricos, no se requiere de contacto eléctrico con el suelo. La variante Slingram, utilizada para estudios de suelos agrícolas, ofrece una opción de alta productividad. A manera de ejemplo, la Figura 29 muestra dos equipos comerciales utilizados para estudios de suelos agrícolas: Geonics EM38 (fabricación canadiense) y CMD MiniExplorer 6L (fabricación checa). En ambos casos (Figura 29A y 29B), un operador conduce el equipo de PEM recolectando de manera manual o automática mediciones georreferenciadas de conductividad eléctrica aparente del suelo. Dispositivos de arrastre con vehículo son utilizados para incrementar la productividad en estudios de grandes extensiones de suelos agrícolas (Figura 29C).



*Figura 29. Equipos comerciales de PEM utilizados para estudios de suelos agrícolas: A) Geonics EM38 (fabricación canadiense), B) CMD MiniExplorer 6L y C) dispositivo en vehículo de arrastre.*

En cuestión de eficiencia, el método PEM supera al método PE. El bajo costo de operación y la alta productividad proponen al método PEM como el más eficiente para el levantamiento de datos de resistividad del suelo.

### 3. Análisis de afectación en la toma de mediciones por actividades de labranza.

Es conocido que los suelos agrícolas están sujetos a actividades de labranzas donde, al menos, 15 cm de suelo es removido utilizando diferentes tipos de arados (Figura 30). La actividad de arado produce una disgregación o alteración de la parte más superficial del suelo que mostrará un comportamiento más resistivo que el suelo compactado, debido a un incremento del espacio vacío (aire) (Figura 30A). Para el caso del método PE se requiere de un contacto eléctrico efectivo entre el electrodo y el suelo; este problema se supera profundizando el electrodo hasta la parte compactada del suelo agrícola, donde será posible inyectar la corriente eléctrica (Figura 30B).

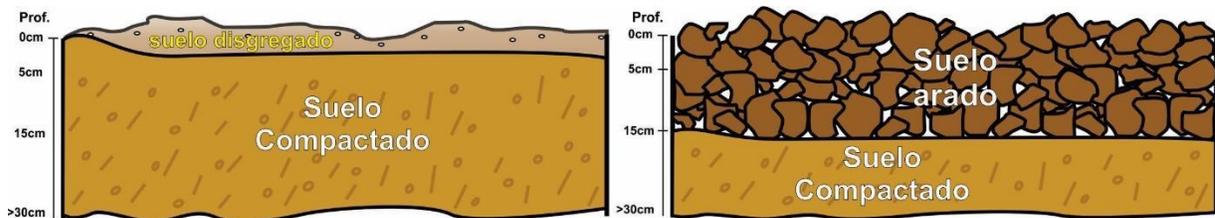


Figura 30. A) Representación de un suelo agrícola compactado. B) Representación de un suelo agrícola que ha sido arado

Para el caso del método PEM, esta afectación al valor de  $\rho_a$  no puede ser eliminada en su totalidad. El resultado de la medición es la contribución de todo el medio que se encuentra entre la bobina y todo el paquete de suelo hasta la profundidad máxima de estudio, lo que significa que el valor de  $\rho_a$  puede ser influenciado por la parte sólida del suelo, aire y/o agua o al momento de la medición. Sin embargo, si el espesor del suelo lo permite, un incremento en la profundidad de estudio disminuiría el efecto desfavorable de esa fina capa superficial con valor de  $\rho$  superior a la real.

c) Evaluación del efecto de la labranza en el valor de  $\rho_a$  obtenido por el método PEM.

La resistividad eléctrica del suelo está influenciada por diversos factores, como su composición mineralógica, salinidad y contenido de humedad. En suelos sometidos a actividades de labranza, las mediciones obtenidas reflejan no solo la resistividad del suelo, sino también el efecto de los espacios de aire generados por la disgregación del suelo. Dado que la determinación de la textura del suelo depende en gran medida de su resistividad eléctrica, es importante minimizar este efecto en los levantamientos de resistividad utilizando el método PEM. Reducir la influencia de los espacios de aire permitirá obtener mediciones más precisas que representen mejor las propiedades intrínsecas del suelo, sin las alteraciones causadas por la labranza.

Considerando que en los métodos de corriente directa este efecto desfavorable es superado, se decidió realizar mediciones de  $\rho_a$  en ocho puntos de una parcela agrícola utilizando los métodos PEM y SEV. Para el método PEM, se empleó el equipo CMD MiniExplorer 6L, descrito previamente. En cuanto al método SEV, se utilizó un medidor de resistencia de tierra ERA-Max, de fabricación rusa (Geotech, 2020).

*Tabla 6. Diseño experimental para medición de campo.*

PROFUNDIDAD DE ESTUDIO	SEV	PEM
	Distancia AB/2	Distancia entre bobinas
0.3 M	0.75 m	0.20 m
0.5 M	1.25 m	0.33 m
0.8 M	2.0 m	0.50 m
1.1 M	2.75 m	0.72 m
1.6 M	4.0 m	1.03 m
2.3 M	5.75 m	1.50 m

Para obtener mediciones de  $\rho_a$  con el método SEV a profundidades máximas de estudio similares a las alcanzadas con el equipo CMD MiniExplorer 6L, las distancias

entre los electrodos de corriente AB fueron seleccionadas tal y como se presentan en la Tabla 6. Esto se realizó considerando que, para la configuración Schlumberger, la profundidad de estudio (L) en el método SEV es aproximadamente  $L = 0.2 \times AB$  (Figura A5). En cada uno de los ocho puntos seleccionados, se obtuvieron dos curvas de seis valores de  $\rho_a$ , presentadas en gráficas bi-logarítmicas (Figura 32). El error de ajuste entre ambas curvas, calculado mediante el Error Cuadrático Medio (RMSE), resultó ser bastante alto, oscilando entre un 10% y un 61%. Las gráficas comparativas revelan una característica común: para  $AB/2 = 0.75$  m (correspondiente a una profundidad de estudio mínima de 0.3 m), el valor de  $\rho_a$  obtenido mediante el método PEM es mayor que el obtenido con el método SEV, debido a la influencia de la actividad de labranza en el primero.

Al calcular la diferencia promedio de  $\rho_a$  para cada profundidad de estudio (Figura 33), se observa una diferencia significativa de aproximadamente 90 Ohm.m a una profundidad de 0.3 m. Esta diferencia disminuye gradualmente con la profundidad, desde 20 hasta 9 Ohm.m. Otra forma de observar este fenómeno es a través del cálculo del RMSE entre los valores de  $\rho_a$  obtenidos por los métodos PEM y SEV en cada profundidad de estudio, en los ocho puntos de medición. Este análisis muestra un RMSE máximo del 93% a una profundidad de 0.3 m, que disminuye rápidamente hasta un 20% a una profundidad de 0.5 m.



*Figura 31. Mediciones de resistividad eléctrica en campo mediante el método SEV.*

Como conclusión, el método PEM, que representa un avance respecto a los métodos galvánicos (como PE y SEV), presenta la desventaja de que los valores obtenidos de  $\rho_a$  pueden verse afectados por las actividades de labranza (Figura 34). Este efecto negativo disminuye a medida que aumenta la profundidad de estudio. Por lo tanto, se recomienda utilizar el método PEM para la máxima profundidad de estudio, siempre y cuando esta sea menor que la profundidad de suelo objeto de análisis. Esto subraya la importancia de conocer la profundidad del suelo en cada sitio de estudio, para seleccionar de manera adecuada la profundidad de estudio óptima con el método PEM, es decir, aquella que minimice la afectación de los valores de  $\rho_a$  debido a las actividades de labranza.

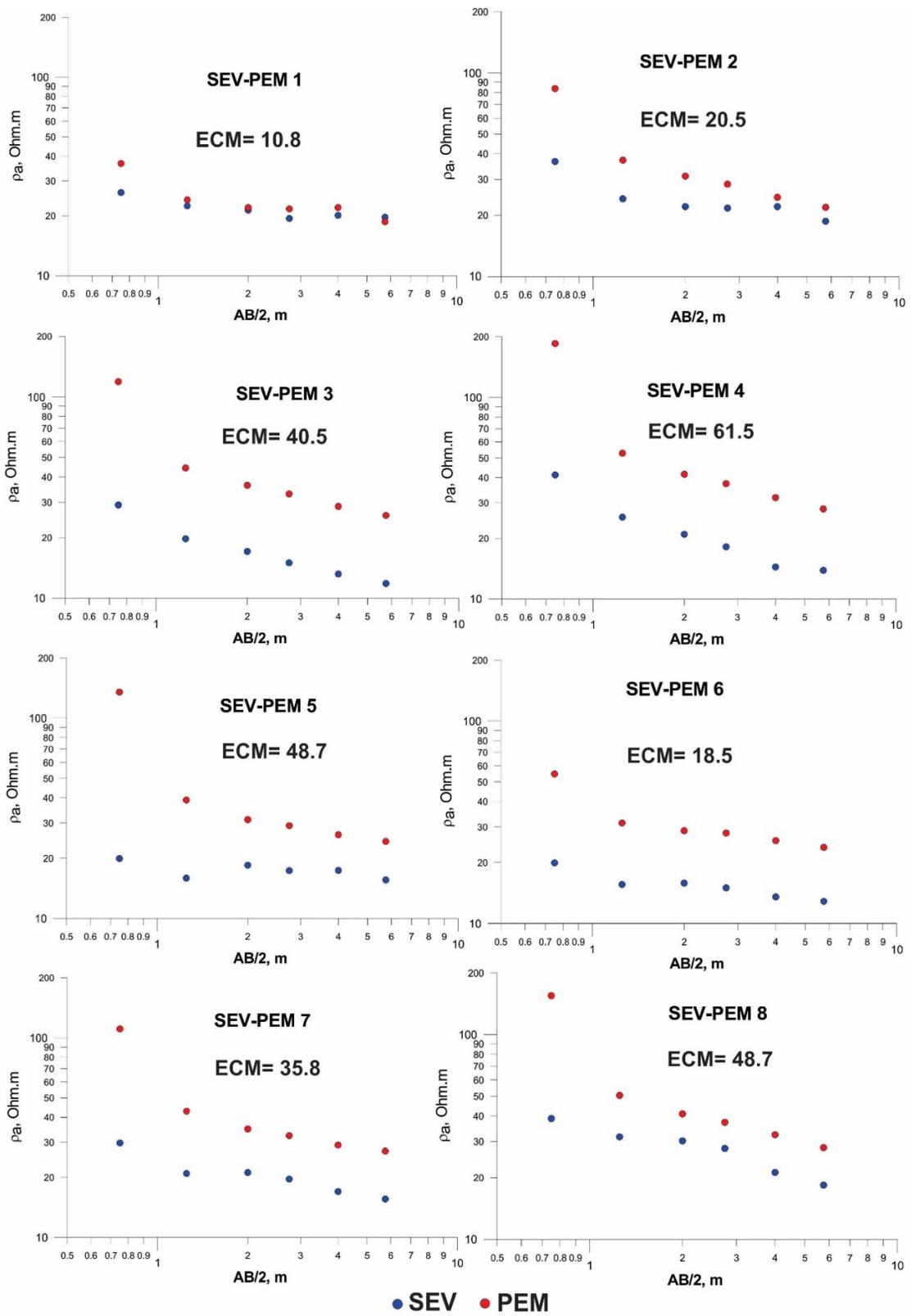


Figura 32. Resultados de diseño experimental SEV vs PEM.

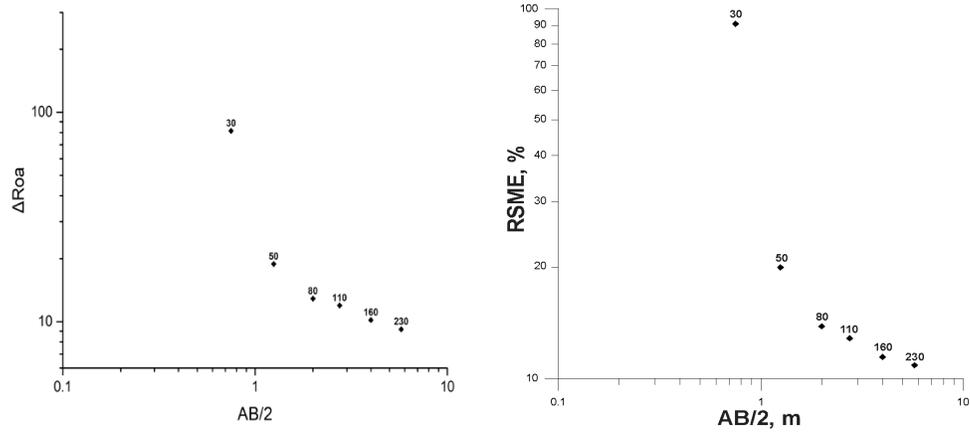


Figura 33. Diferencia entre valores obtenidos de diseño experimental y error cuadrático medio de los valores SEV vs PEM.

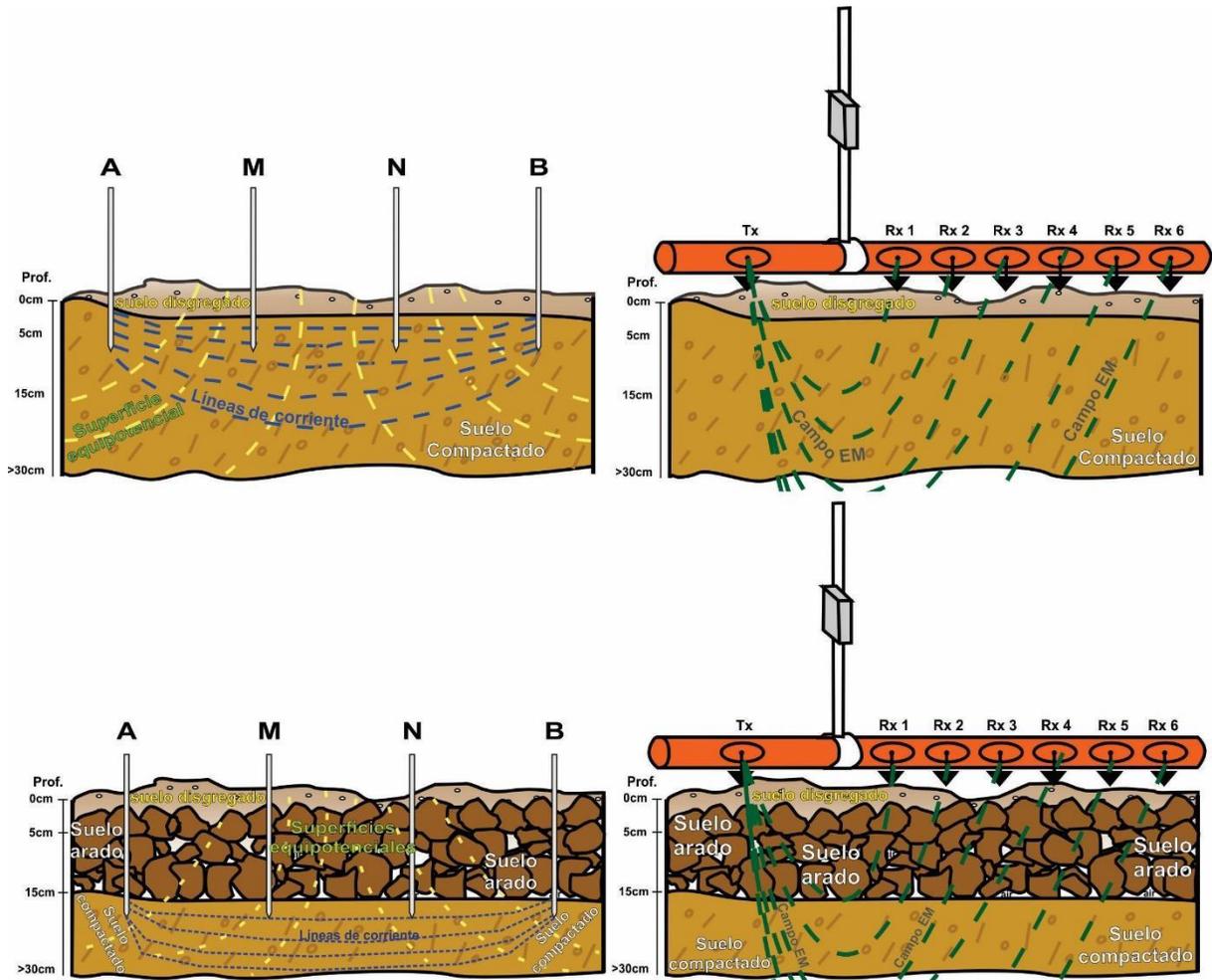


Figura 34. Medición de resistividad eléctrica por método galvánico en suelo compactado. B) Medición de resistividad eléctrica por método electromagnético en suelo compactado. C) Medición de resistividad eléctrica por método galvánico en suelo arado. D) Medición de resistividad eléctrica por método electromagnético en suelo arado.

Es conocido que el método PEM puede ser aplicado en dos modos de polarización de las antenas o bobinas: polarización horizontal (PH) y polarización vertical (PEV).

La PH se produce cuando las bobinas se encuentran en posición vertical, entonces las líneas del campo magnético son horizontales, siendo que la contribución del suelo al valor de  $\rho_a$  es máxima en la superficie, decreciendo exponencialmente con la profundidad de estudio. Por otro lado, en PV, las bobinas se posicionan de manera horizontal respecto a la superficie del terreno, siendo las líneas del campo magnético verticales, alcanzándose mayor profundidad de estudio que con PH. En el caso de PV, la máxima respuesta o contribución del suelo al valor de  $\rho_a$  no es en la superficie sino a mayor profundidad. Para el caso del equipo CMD MiniExplorer 6L, las funciones de respuesta se muestran en la Figura 35. Para PH (Fig. 35A) vemos la contribución máxima de la parte más superficial del suelo (incluyendo el suelo alterado por labranza) para las seis profundidades de estudio). Por esto, se concluye que PH solo puede ser utilizado en caso de suelo compactado de espesor menor a 0.3 m.

Para el caso de PV (Fig. 35B), como ejemplos, cuando la profundidad máxima de estudio es 0.3 m, los primeros 0.05 a 0.08 m no aportan al valor de  $\rho_a$ , mientras que para la profundidad máxima de estudio igual a 0.5 m, los primeros 0.1 a 0.12 m no aportan al valor de  $\rho_a$ . De esta manera, en suelos arados, una vez conocido el espesor del suelo del sitio de estudio, es posible seleccionar la profundidad máxima de estudio óptima en PV que garantice que el valor de  $\rho_a$  representa al suelo agrícola (no al sustrato rocoso) y que no esté (o al menos mínimamente) alterado por labores de labranzas.

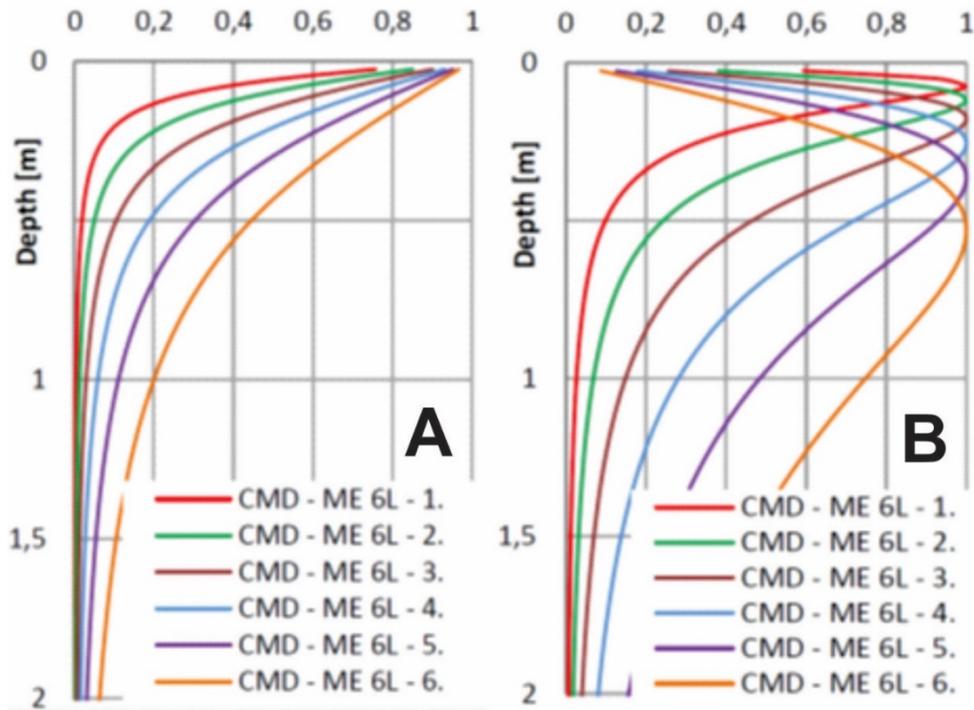


Figura 35. Funciones de respuesta del equipo CMD MiniExplorer 6L. (A) Polarización Horizontal. (B) Polarización Vertical.

#### a) Evaluación del efecto de la altura del equipo PEM

El método PEM, al ser mayormente utilizado para la interpretación cualitativa del comportamiento de la  $\rho_a$  en un área de estudio determinada, es recomendado utilizar una altura fija de la superficie del terreno, la cual puede variar en un rango de 0 a 20 cm, sin afectar el mapa de anomalías de  $\rho_a$  resultante. Sin embargo, en el presente estudio, los valores de conductividad/resistividad eléctrica obtenidos serán utilizados para determinaciones cuantitativas, para lo cual es necesario determinar las afectaciones por los cambios de altura del equipo.

Un perfil de TRE-PEM fue realizado de manera repetitiva a tres diferentes alturas de la superficie del terreno: 0 cm, 10 cm y 20 cm.

La Figura 36 muestra los resultados de la interpretación de las tres TRE-PEM. A manera de correlacionar los resultados obtenidos, un perfil del suelo fue determinado a la distancia 4 m del perfil, donde el espesor del suelo es de 0.5 m, profundidad a la cual aparece un sustrato de Tepetate. Las tres secciones muestran una primera capa

resistiva ( $\rho > 80 \text{ Ohm.m}$ ), lo que, en correspondencia al perfil del suelo, se refiere al suelo agrícola.

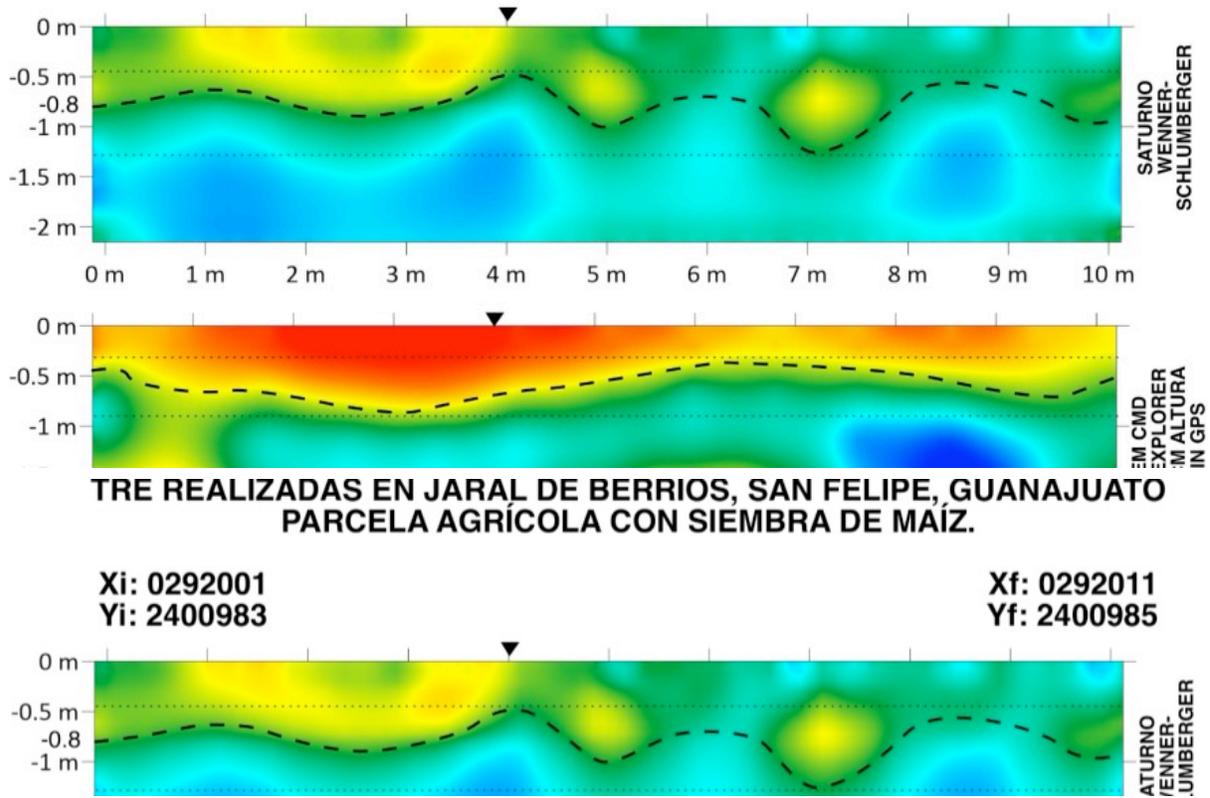


Figura 36. Secciones geoelectricas resultado de la aplicación del método TRE-PEM para las alturas sobre la superficie del terreno del equipo de PEM 0 cm, 10 cm y 20 cm. Se muestra el perfil del suelo excavado en la distancia 4 m del perfil.

Es notable un incremento en la  $\rho_a$  de la capa de suelo objeto de estudio en la medida que la altura del equipo se incrementa desde 0 a 20 cm, esto por el efecto de la capa de aire considerada entre el equipo y la superficie del terreno.

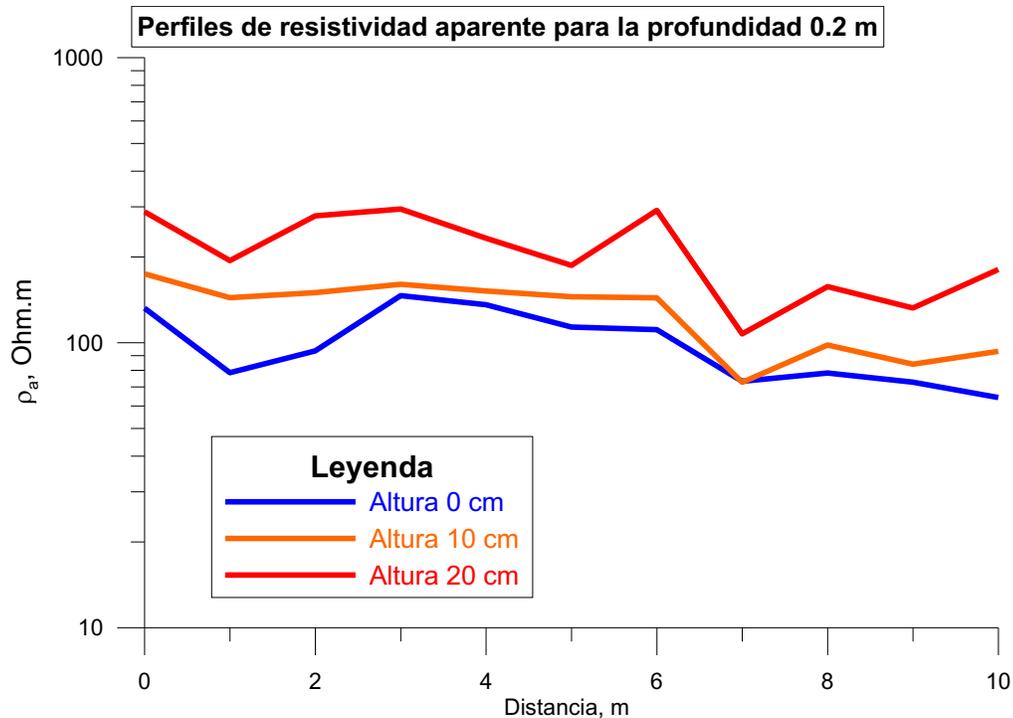


Figura 37. Perfiles comparativos de resistividad tomados de las secciones geoelectricas de la Figura 36 para la profundidad de estudio 0.2 m.

A manera comparativa, un perfil de resistividad interpretada fue extraído de cada sección geoelectrica de la Figura 36 para la profundidad 0.2 m, esto es, del suelo agrícola. En la Figura 37, se observa el incremento de la resistividad del suelo entre 0 cm y 20 cm, con diferencias en el rango de 35 a 180 Ohm.m. De este resultado se concluye, que, tanto para la adquisición manual como automática, sea en recorridos a pie o con sistema de arrastre por vehículo, la altura del equipo PEM debe ser de 0 cm, evitando así incrementos anómalos de los valores de  $\rho_a$  adquiridos.