

**Centro de Investigación Científica y de Educación
Superior de Ensenada, Baja California**



**Maestría en Ciencias
en Ciencias de la Tierra
con orientación en Geociencias Ambientales**

**Efectos de factores topográficos sobre la profundidad de
suelos y la estructura vertical de su textura, capacidad de
campo y almacenes de carbono en el noroeste de Baja
California**

Tesis

que para cubrir parcialmente los requisitos para obtener el grado de Maestro en
Ciencias

presenta

Liza Fernanda Fong López

Ensenada, Baja California, México
2019

Tesis defendida por

Liza Fernanda Fong López

Y aprobada por el siguiente Comité

Dr. Stephen Holmes Bullock Runquist
Director de tesis

Miembros del comité

Dr. Luis Alberto Delgado Argote

Dra. Olga Sarychikhina

Dr. César Valenzuela Solano

Dr. Horacio Jesús De la Cueva Salcedo



Dr. Efraín Gómez Arias
Coordinador del Posgrado de Ciencias de la Tierra

Dra. Rufina Hernández Martínez
Directora de Estudios de Posgrado

Liza Fernanda Fong López © 2019

Queda prohibida la reproducción parcial o total de esta obra sin el permiso formal y explícito del autor y director de la tesis.

Resumen de la tesis que presenta **Liza Fernanda Fong López** como requisito parcial para la obtención del grado de Maestra en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Geociencias Ambientales

Efectos de factores topográficos sobre la profundidad de suelos y la estructura vertical de su textura, capacidad de campo y almacenes de carbono en el noroeste de Baja California

Resumen aprobado por:

Dr. Stephen Holmes Bullock Runquist
Director de tesis

Una topografía accidentada debe influenciar la formación del suelo ya que influye en la intensidad de la meteorización, en las tasas de movimiento por gravedad, la acumulación del agua, la incidencia de la radiación solar y la vegetación. A través del paisaje de serranías del noroeste de Baja California, los 134 perfiles hechos por el INEGI, fuera de valles y planicies, no fueron sesgados en su distribución topográfica (elevación, pendiente, orientación, índice topográfico de humedad) excepto por su escasez en sitios arriba de 1000 msnm. En cuanto a la litología, hubo un sobremuestreo en roca ígnea intrusiva intermedia y, por tipo de suelo, hubo submuestreo del tipo predominante, el leptosol y sobremuestreo de un tipo escaso. Respecto a la profundidad, en sitios con pendiente $<12^\circ$, $>40\%$ de los perfiles fueron >1 m de profundidad con un número de horizontes mayor a cuatro; la variabilidad de la profundidad no tuvo otra relación con la topografía. Los suelos someros (<1.25 m) presentaron una profundidad promedio de 29.5 cm. La proporción de arcillas disminuyó hacia mayores elevaciones, aumentó con el índice topográfico de humedad y también con el grosor del horizonte, aunque no mostró cambios significativos entre horizontes, ni con el grado de pendiente. Los tipos de roca que mostraron mayor desarrollo de arcillas en el primer horizonte de suelo fueron la roca ígnea extrusiva ácida y la roca sedimentaria. El carbono orgánico decreció entre horizontes someros y profundos, pero no difirió significativamente en el mismo horizonte entre perfiles de diferente profundidad total. De los parámetros topográficos, el carbono orgánico solamente tuvo relación con el índice topográfico de humedad. La capacidad de retención de agua estimada no presentó cambios significativos con la profundidad; su dependencia en la materia orgánica fue más fuerte, pero de menor pendiente en el primer horizonte de suelo. Se requieren estudios de los perfiles a profundidad > 1.25 m para conocer mejor la retención del agua y, de la proporción de materia orgánica en sustancias recalcitrantes para conocer el almacenamiento del carbono. A nivel de paisaje, la topografía pudo explicar algunas tendencias sin llevar a predicciones estrechas y no contribuyó a entender el stock del carbono en suelo.

Palabras clave: Perfil de suelo, textura mineral del suelo, materia orgánica en suelo, carbono orgánico en suelo, relación suelo – topografía, relación suelo – geología, retención de agua.

Summary of the thesis presented by **Liza Fernanda Fong López** as a partial requirement for the degree of Master of Science in Earth Sciences with orientation in Environmental Geosciences

Effects of topographic factors on the depth of soils and vertical structure of their texture, water – holding capacity and carbon storage in northwestern Baja California

Summary approved by:

Dr. Stephen Holmes Bullock Runquist
Thesis Director

Topography should influence soil formation due to its influence on the intensity of weathering, rates of movement due to gravity, the accumulation of water, the incidence of solar radiation and vegetation. In the mountainous landscape of northwestern Baja California, 134 soil profiles sampled by INEGI, excluding valleys and plains, were not biased in distribution regarding topography (elevation, slope, exposure, topographic wetness index), except for scarcity at elevations higher than 1000 masl. The lithology of the INEGI sites was proportionally similar to that of random points, except that intermediate intrusive igneous rocks were oversampled. The sampling underrepresented the predominant leptosols and overrepresented some rare soil types. The rocks that showed most development of clays were felsic extrusive igneous and sedimentary rocks. On sites with slope $<12^\circ$, many profiles ($>40\%$) were more than a meter deep, with more than four horizons; the variability of depth did not have any other relationship with topography. Shallow soils (<1.25 m) presented a mean depth of 29.5 cm. Clay proportion decreased at higher elevations, increased with the topographic wetness index and also with the horizon thickness; however, it did not show significant changes between horizons, or with slope. The rocks that showed most development of clays were acid extrusive igneous and sedimentary rocks. Organic carbon decreased between shallow and deep horizons, and did not differ significantly in the same horizon between profiles with different total depth. Of topographic parameters, organic carbon showed a limited relationship only with topographic wetness index. Estimated water holding capacity did not change significantly with depth; its dependence on organic matter was stronger but with lower slope in the first horizon. Further studies are needed of levels below 1.25 m to improve estimates of water retention, and of the proportion of recalcitrant organic matter to estimate carbon storage. At the landscape level, topography helped explain some trends but with only weak prediction and it did not contribute to understanding of the soil carbon pool.

Key Words: Soil profile, soil mineral texture, soil – topography relationship, soil – geology relationship, soil horizons, water retention, soil organic matter, persistent carbon in soils.

Dedicatoria

A mis padres, por ser los impulsores de cada proyecto en mi vida y por ser los pilares de la fortaleza que me permite seguir adelante en cada etapa de mi vida.

A mi hermano, L. Fernando Fong por ser mi compañero y mi ejemplo.

A mi tío Carlos Fong, por guiarme y orientarme a cada paso de mi vida.

A Leia, por darme la porción de felicidad diaria para continuar y acabar éste proyecto.

Agradecimientos

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología (CONACyT) por brindarme el apoyo económico para realizar mis estudios de maestría.

Al Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada por la oportunidad de realizar un posgrado y utilizar sus excelentes instalaciones para lograrlo. Al posgrado de Ciencias de la Tierra, por ayudarme a desarrollarme académicamente y conseguir mis logros durante los 2 años de estudio.

A los administrativos del posgrado, a la Lic. Ana Rosa por su ayuda, apoyo emocional y orientación durante el primer año de la maestría, y a la Lic. Denyse Robles por continuar con el complejo trabajo de administrativo, y social con los alumnos del posgrado. Y, sobre todo, por la amistad que ambas me brindaron durante mi estancia en CICESE.

A mi director, el Dr. Stephen H. Bullock por invitarme a formar parte de su equipo, y ser su alumna, pero más que eso por la paciencia, el conocimiento, las risas y atenciones, y el compromiso hacia este trabajo. Gracias.

A mi comité: Dr. Luis Delgado, Dra. Olga Sarychikhina, Dr. César Valenzuela y el Dr. Horacio de la Cueva, por sus atenciones, su tiempo y sus críticas constructivas a lo largo de los avances del proyecto.

Al Dr. Juan Águila, por toda su ayuda en la construcción, programación y uso del espectrómetro. Por su paciencia, conocimiento y disponibilidad para trabajar cuando fuese necesario hacerlo, y poder sacar adelante esta propuesta de instrumento, innovador y con mucho futuro en la investigación del C en suelo. Al Dr. Roberto Machorro, por su atención, y por facilitar y permitir el uso del instrumento Ocean 4000 para las mediciones de fluorescencia. Al Dr. Eugenio Méndez, por prestarnos las fibras ópticas necesarias para el proyecto.

A Francisco García Lucatero y al personal del taller de mecánica fina por su ayuda y orientación en la elaboración del instrumento. Por su atención, paciencia y empatía a la hora de utilizar la prensa manual para la confección de pastillas de suelo para espectrometría.

Al técnico Gabriel Rendón, por su atención, disponibilidad y permitir el uso del horno y material de laboratorio para la determinación de carbono orgánico en suelo.

Al técnico Fernando Herrera, y al Dr. Marco Pérez, por permitir llevar a cabo una práctica de tomografía eléctrica, por su disponibilidad y apoyo al proyecto.

Al Oc. Eulogio López, por su ayuda y orientación a lo largo de esta aventura de dos años, y sobre todo por su amistad y alegría en las salidas al campo. A Yadira Romero, por su guía y orientación para los análisis de este trabajo.

A los amigos que siempre estuvieron a mi lado: Mónica Casillas, Arisai Velázquez, Halia Reynoso, Fabián Monge, Gerardo López, Javier Avendaño, Eliana Vargas, Rocío Jacobo, Jesús Trejo, Abigail Vera y Sebastián Jurado.

A mi mejor amiga de toda la vida, Valeria Fong, por compartir cada momento a pesar de la distancia, y estar presente en cada paso de mi vida. A la Dra. Zulia M. Sánchez, por su amistad en la distancia, y su valiosa orientación desde que salí de la universidad. En serio gracias a ambas.

A mis padres, hermano y tío, por ser siempre la voz motivadora, los consejos, los guías y la luz al final del túnel cuando hacía falta. Gracias por existir.

Un especial agradecimiento a Cristian Gallegos, por estar siempre a mi lado ayudándome a crecer. Gracias por estar en todo momento, acompañándome en altas y bajas.

Y por último, pero no menos importante, a Leia, el motivo de mi alegría, de mis risas y mi felicidad diaria. Porque tus fotos y videos me alentaron a acabar y poder ir a verte, gracias perrona.

Tabla de contenido

Resumen en español	ii
Resumen en inglés	iii
Dedicatoria	iv
Agradecimientos	v
Lista de figuras	ix
Lista de tablas	xi

Capítulo 1. Introducción

1.1 Introducción	1
1.2 Antecedentes	4
1.2.1 Clasificación de suelos	5
1.2.2 Factores formadores de suelo	6
1.2.2.1 La litología como factor de formación	7
1.2.2.2 La topografía como factor de formación de suelo	8
1.2.3 La vegetación	9
1.2.4 Los horizontes del suelo	10
1.2.5 Carbono orgánico del suelo	11
1.3 Justificación	12
1.4 Objetivo	
1.4.1 Objetivo general	13
1.4.2 Objetivos particulares	13

Capítulo 2. Metodología

2.1 Región de estudio	14
2.2 Información de terreno y suelos	14
2.3 Análisis estadísticos	
2.3.1 Representatividad	20
2.3.2 Composición por topografía	21
2.3.3 Granulometría por litología	22

2.3.4 En profundidad	22
2.3.5 Influencia del carbono orgánico en la capacidad de retención de agua ...	22
Capítulo 3. Resultados	
3.1 El muestreo	24
3.2 La profundidad del suelo	27
3.3 La textura mineral del suelo.....	28
3.4 Carbono orgánico del suelo	33
3.5 Retención del agua y almacenamiento de carbono	35
Capítulo 4. Discusiones	
4.1 Muestreo de INEGI	38
4.2 Suelos someros y profundos	39
4.3 Textura del suelo	40
4.4 Carbono orgánico del suelo	41
4.5 Retención de agua y almacenamiento de carbono	42
4.6 Pedometría	43
Capítulo 5. Conclusiones	
Conclusión	45
Literatura citada	47
Anexos	54

Lista de figuras

Figura	Página
1	Mapa de delimitación de la zona de estudio (a), y mapa de elevación (b) 15
2	Mapa del grado de pendiente del terreno (a), y mapa de tipo de suelo (b) 17
3	Mapa litológico por tiempos de formación (a), y por composición(b) 18
4	Mapa de localización de los 134 sitios de perfiles de suelo analizados 19
5	Frecuencias de pendientes topográficas en sitios de muestreo del suelo (n =134; INEGI, 2013) y los puntos aleatorios (n=5000) en el noroeste de Baja California 24
6	Frecuencias de elevaciones en sitios de muestreo del suelo (n =134; INEGI, 2013) y los puntos aleatorios (n=5000) en el noroeste de Baja California 24
7	Frecuencias de tipo litológico en sitios de muestreo del suelo (n =134; INEGI, 2013) y los puntos aleatorios (n=4981) en el noroeste de Baja California 25
8	Frecuencias del tipo de suelo en sitios de muestreo del suelo (n =134; INEGI, 2013) y los puntos aleatorios (n=4904) en el noroeste de Baja California 26
9	Frecuencias de suelos someros (n=68) y profundos (n=66) muestreados por INEGI en función de siete rangos de pendientes del terreno en grados 27
10	Textura mineral por horizonte en suelos del noroeste de Baja California (muestreos y datos de INEGI, 2013, n=134). Porcentajes de arcilla, limo y arena por horizonte (a). Contenido de arcilla promedio (n=134) en los horizontes del suelo con sus desviaciones estándar (b) 28
11	Relación entre la elevación y la proporción de arcilla de suelo (n=134; INEGI, 2013) 31
12	Porcentaje de arcilla de los últimos horizontes, con perfiles separados de acuerdo a la clasificación litológica 32
13	Contenido de carbono orgánico en suelo (CO) por horizonte, promedio con desviación estándar (n=134; INEGI, 2013) en el noroeste de Baja California 34
14	Relación entre el contenido de carbono orgánico del suelo y la capacidad de campo (CC) en el primer horizonte 35
15	Relación entre el contenido de carbono orgánico y CC de todo el perfil de suelo 36
16	Capacidad de campo (CC) por horizontes calculada con dos ecuaciones distintas. La primera propuesta por Rawls et al. (2003) la cual incluye la MO en su estructura, y la segunda propuesta por Middleton (1920) la cual sólo considera los componentes minerales 36

17	Variación relativa de las características del suelo y la intensidad de los procesos topográficos a lo largo de una cadena típica en un clima húmedo (Pope, 2013)	55
18	Principales tipos de suelo: (a) Perfil de suelo desarrollado en granito, (b) perfil de suelo desarrollado en roca sedimentaria, y (c) perfil de suelo desarrollado sobre una roca ígnea máfica (Press y Siever, 1994)	56
19	Prensa hidráulica y molde utilizados para la formación de las pastillas (a), y pastilla o pellet, obtenido de 3 g de suelo sometida a 10 toneladas de presión alrededor de 2 minutos (b)	57
20	Esquema del sistema de espectrometría de fluorescencia	58
21	Esquema de una sección del sistema de tomografía eléctrica (Loke et al., 2013)	61
22	Fotografías de la práctica de tomografía eléctrica en el Rancho “El Mogor” en el Valle de Guadalupe	62
23	Sección de la tomografía eléctrica tomada en el Rancho El Mogor, Valle de Guadalupe	62

Lista de tablas

Tabla		Página
1	Desglose cronológico de la litología de la región	17
2	Desglose de la litología por composición de la roca	17
3	Frecuencias de tipo litológico en sitios muestreados por INEGI (n=134) y en puntos aleatorios (n=4891) (análisis χ^2)	25
4	Frecuencias de tipo de suelo en sitios muestreados por INEGI (n=134) y en puntos aleatorios (n=4891) (análisis χ^2)	26
5	Correlación entre la profundidad de suelos someros y los parámetros topográficos	27
6	Promedio y desviación estándar del contenido de arcilla (porcentaje por volumen) por perfil y por horizonte, dependiendo del número total de horizontes	29
7	Comparación del contenido de arcilla entre perfiles con distinto número de horizontes	30
8	Correlación entre los contenidos de arcillas y CO en el primer horizonte con los parámetros topográficos. Los valores significativos están indicados en negrita	31
9	Comparación del contenido de arcilla entre tipos de litología, en el primer horizonte (más somero), y el último horizonte (más profundo) (prueba de Mann – Whitney) ...	32
10	Comparación del contenido de arcilla entre el primer horizonte (más somero) y el último horizonte (más profundo) por tipo de litología (prueba de Mann – Whitney)	33
11	Comparación entre suelos someros y profundos del contenido de carbono orgánico (CO) del perfil acumulado y de los primeros dos horizontes (prueba de Mann – Whitney)	34
12	Comparación entre la capacidad de campo calculada con las ecuaciones de Rawls et al. (2003) y con la de Middleton (1920), para grupos de perfiles con diferentes números de horizontes (prueba de Mann – Whitney)	37
13	Grupos de Suelos de Referencia de la FAO (2014)	54
14	Clasificación climática del mundo de acuerdo a Köppen–Geiger (Peel et al., 2007)	60
15	Relaciones entre productividad neta (NPP, promedio de 7 años) y bruta (GPP) de meses en temporada seca (marzo) y húmeda (agosto) con factores topográficos y el contenido del suelo de arcillas y CO	64
16	Comparación de las capacidades de campo entre perfiles con diferentes números de horizontes. Se analizan por separado los resultados de dos ecuaciones para capacidad de campo (prueba de Mann – Whitney)	65

Capítulo 1. Introducción

El suelo ha sido definido como: *“un cuerpo natural, diferenciado en horizontes por sus constituyentes minerales y orgánicos, usualmente no consolidado, de profundidad variable, y que difiere del material parental en morfología, propiedades y constitución física, propiedades y composición química, y características biológicas”* (Joffe, 1936). El suelo cumple el papel de proveer agua y nutrientes a los seres vivos que en ella y sobre ella habitan, además de ser un almacén enorme de estos materiales que afectan procesos físicos y biológicos, los cuales suceden tanto arriba como dentro sí misma. El desarrollo del suelo se da por la interacción de procesos y factores geológicos, atmosféricos y biológicos. Es un sistema complejo de diversos materiales, muy heterogéneo en el espacio y generalmente lento en sus cambios en comparación tanto a la hidrósfera como a la atmósfera.

El análisis científico del suelo se disparó unas décadas antes de la publicación del libro “Factores de Formación de Suelos” de Hans Jenny, en 1941. A partir de la perspectiva analítica y geográfica de Jenny (1941), se ha buscado cuantificar la relación existente entre los factores de formación (*material parental, el clima, la topografía, organismos y el tiempo*), y cómo éstos afectan a las variaciones en la estructura, composición y funciones de los suelos. No obstante, las contribuciones de las perspectivas estadística y geográfica de Jenny, la práctica de edafología se ha reflejado en mapas, con su demarcación de tipos y tendencia a ignorar gradientes de variación. Con las herramientas actuales de análisis geográfico de mayor resolución, ha crecido atención a la variación sin fronteras, conocida como pedometría.

La formación del suelo crea un vínculo entre diferentes disciplinas como geología, biología, química, física, geografía, climatología y ecología. La geología representa la raíz de estos vínculos debido a que el componente “mineral” del suelo se deriva del material litológico, permitiendo la contribución del resto de las disciplinas mencionadas (Buol et al., 2011). El componente mineral del suelo se transforma a partir de los procesos que sufre el material parental debido a la acción de los otros factores de formación. Estos se pueden resumir en tres grupos (Tarbuck y Lutgens, 2005): procesos de meteorización (1), que es la fragmentación física y transformación química de la roca dada la interacción con el agua, el clima y los organismos; gravitacionales (2), los cuales promueven el transporte de detritos pendiente abajo, y erosivos (3), que es la pérdida e ingreso/depositación física de material por mecanismos dinámicos como escorrentía, viento o hielo.

Según su estabilidad y clima, el suelo se profundiza por meteorización de la roca, por depositación de sedimentos encima y por adición biológica en todo su perfil. Para su estructuración, un proceso

importante y muy ampliamente distribuido es el movimiento de material mineral y orgánico a lo largo de una ladera, de zonas altas a zonas más bajas (Schaetzl, 2013). Esto contribuye a suelos someros sin diferenciación vertical o con pocos horizontes en la zona de erosión y transporte y, suelos más profundos con mayor diferenciación de horizontes en los pies de ladera y planicies. Esta y otras influencias de la topografía sobre la formación de suelos comprenden la geomorfología de suelos, y se han estudiado tanto en el contexto de evolución de paisajes como a niveles locales, particularmente respecto a la erosión e hidrología superficial (Pope, 2013).

La topografía afecta los procesos en un perfil y sus alrededores por el grado de pendiente, como el flujo acumulado de agua que pudiera llegar al perfil, la orientación del terreno que afecta la intensidad de la radiación solar directa recibida (o sombreado de ésta) (Panizza, 1996), e incluso la altitud por sus efectos climáticos: en la temperatura, la cantidad e intensidad de precipitación y de la radiación solar recibida. El flujo de agua acumulado en zonas de depresión afecta no solamente el movimiento de material, sino la duración de exposición a agua libre, la cual repercute en los procesos físicos y bióticos del suelo. La radiación afecta los mismos procesos por medio de las temperaturas, luz y vapor de agua. Por otro lado, en latitudes nortes subtropicales y medias, y en climas más secos, las laderas expuestas hacia el norte tienen mayor cobertura vegetal que pudiera reducir la erosión, entre otros efectos.

El suelo y los niveles en éste tienden a diferenciarse según la transformación de los materiales, como la formación de órgano-minerales por la interacción de la materia orgánica con minerales arcillosos, y su transporte. También suelen diferenciarse por la cantidad de ingreso y los cambios que pueda tener la materia orgánica en la matriz de suelo. Esto se impulsa en buena medida por la presencia y flujo de agua, la evaporación y los organismos, potenciados por las condiciones circundantes (Pope, 2013; Brady y Weil, 2017). En conjunto, estos procesos generan cambios en propiedades del suelo, como las proporciones de arcillas, limos y arenas en la textura mineral, los tipos de carbono orgánico, el pH y la capacidad de intercambio catiónico y, por ende, se genera una diferenciación local del suelo. Conocer a estas variaciones, agregando el contexto del volumen de suelo o profundidad del perfil, debe contribuir a comprender las funciones del suelo a nivel regional.

La meteorización a su vez puede clasificarse en mecánica y química dependiendo de si implica cambios físicos, como la fracturación por cambios externos o internos de presión, o si existe una alteración de su composición y estructura química (Tarbuck y Lutgens, 2005). Para que exista una alteración química entra en juego la inestabilidad de las rocas y la química de los líquidos circundantes. Una clase de productos de la meteorización química está conformada por los minerales arcillosos, resultados de las interacciones

entre la roca, el agua y exudados de las plantas y microbios, incluyendo la formación de minerales fuera de las rocas. En este contexto, se enfatiza que la actividad biológica aporta diversos ácidos más fuertes que el carbónico (Velde y Barré, 2010). Las arcillas son de importancia entre los gránulos minerales por la capacidad de sus superficies de conectar con muchos materiales (agua, nutrientes en diferentes formas y materia orgánica) afectando la hidrología, fertilidad y la estructura del suelo, a través del estado de agregación de los materiales.

El suelo tiene un papel importante en los flujos de agua en el ecosistema, determinados en buena parte por la textura y la profundidad. Existen interacciones suelo – agua que afectan las tasas de infiltración y traslado de agua por escorrentía. Parte del agua que entra a la matriz por infiltración se pierde a la atmósfera por evaporación, proceso dependiente de los poros y la textura del suelo además del clima. Mientras tanto, el agua encuentra su ruta para fluir a niveles más bajos de la ladera o cuenca, o bien queda almacenada en el suelo de la ladera o en la roca adyacente (Saxton y Rawls, 2006). El agua retenida contribuye a las reacciones químicas inorgánicas y orgánicas en el perfil, al metabolismo por parte de los organismos del suelo y queda disponible a la absorción por las plantas (Brady y Weil, 2017). También reduce las resistencias entre sólidos del suelo, con posibles consecuencias que pudieran facilitar la compactación o deslizamiento (Dietrich et al., 1986; Iverson, 2000).

La forma en la que el agua queda retenida en el suelo se debe a ciertos factores como, las propiedades intrínsecas de la molécula de agua, es decir, polaridad, puentes de hidrógeno, capacidad de cohesión y adhesión, tensión superficial y la capilaridad; y a otros factores como la textura y composición del suelo. Las partículas de arcilla (< 0.002mm) tienen más superficie específica aumentando su capacidad de adsorber agua. Además, esto permite una mejor cohesión entre las moléculas de agua. En suelos con gran cantidad de arcillas, a pesar de que los poros entre las partículas son muy pequeños, la gran cantidad de arcillas permite retener una gran cantidad de agua (Brady y Weil, 2017).

En ecosistemas semiáridos y áridos, las interacciones del suelo con la topografía están fuertemente relacionadas con los procesos ecológico – hidrológicos (Wilcox et al., 2003; Seyfried et al., 2005). La dinámica de sus mecanismos está influenciada por las características fisiológicas de la vegetación, la litología y estructura local, y el régimen climático (Rodríguez-Iturbe, 2000). Es de relevancia práctica y científica tratar de especificar de qué manera y en qué grado algunos factores, medibles a nivel de paisaje, pueden llevar a la interpolación de características de estructura y composición de los suelos.

La concentración de carbono orgánico (CO) en el suelo, dependiente en buena medida de la cobertura por la vegetación, afecta a la agregación de partículas y por ende a la estructura y estabilidad del suelo, a la dinámica química y a la comunidad de microbios y por ende a la fertilidad. La mayor preocupación actual es que el CO en suelo es el mayor reservorio de C en los ecosistemas (Bolin et al., 2001), y un almacén potencial a mediano o largo plazo que pudiera afectar el stock atmosférico de CO₂ (Schlesinger y Andrews, 2000). Conocer los almacenes de C del suelo a nivel nacional sigue siendo un reto importante frente a los tratados internacionales. Sin embargo, hay una variedad de compuestos en los que llega el CO al suelo, como carbohidratos simples, celulosa o lignina que influyen en el ritmo al cual se descompone la materia orgánica. Existen compuestos más lábiles, es decir, aquellos susceptibles a una descomposición rápida, pero también existen aquellos que difícilmente se descomponen. El primer grupo está encabezado por los azúcares simples, mientras que las ligninas y los compuestos fenólicos son de descomposición más lenta (Brady y Weil, 2017). Muchos compuestos son sujetos a transformaciones en el suelo, o humificación (Kononova, 1961) a compuestos más complejos y menos estudiados (Schmidt et al., 2011), pero no menos significativos por su aporte al secuestro del carbono.

La variación entre suelos en relación a la fisiografía tiende a ser estudiada a escalas locales (Chen et al., 1997; Wei et al., 2008). Así se trata de reducir factores de confusión, además de estimar las conexiones a lo largo de líneas de flujo real, con la finalidad de ampliar el conocimiento de las características o procesos en un perfil de forma horizontal. Sin embargo, la incertidumbre permanece sobre la extrapolación a un paisaje o una región muy amplia. El presente trabajo, en contraste, sigue el marco de Jenny (1941), Gessler et al. (1995) y otros, al tomar perfiles de una región amplia lo que permite estudiar factores múltiples en el contexto de su mezcla natural, con réplicas aisladas. Se estudiaron las relaciones entre parámetros topográficos y la profundidad, textura, contenido de carbono orgánico y desarrollo de horizontes, de suelos no agrícolas con base en los datos de muestreos realizados por el Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) para la vertiente del Pacífico del noroeste de Baja California. Los contenidos de arcillas y carbono orgánico se consideran particularmente en relación a la capacidad de retener agua.

1.2 Antecedentes

Los suelos están compuestos por material mineral no consolidado, material de origen orgánico en diferentes estados de descomposición y organismos vivientes, además de agua y gases en sus poros, todo

en un manto de espesor y diferenciación de horizontes variable (Schaetzl y Anderson, 2005). Los suelos son diversos en aspectos físicos, químicos y biológicos, y son cambiantes sobre un gran rango de escalas de tiempo y de espacio. Están mezclados vertical y horizontalmente por fuerzas físicas y bióticas, con transformaciones a velocidades diminutas en comparación con otros medios como la atmósfera o cuerpos de agua. La base del perfil del suelo es el ambiente más extenso, y tal vez el más importante, para la meteorización de las rocas. Los suelos constituyen almacenes dinámicos de carbono (C) y emiten más CO₂ que cualquier otra fuente natural o antrópica. Algunos estudios han estimado el carbono almacenado en el suelo en 1462 – 1548 Pg de C (Pg = 10¹² g; Batjes, 1996), de los cuales 80 Pg son emitidos anualmente de vuelta a la atmósfera (Raich et al., 2002; Schlesinger y Andrews, 2000), mientras los combustibles fósiles emiten solamente 7.2 Pg de C (Parry et al., 2007). En México el carbono orgánico del suelo es ampliamente heterogéneo debido a la diversidad de ecosistemas, sin embargo, se ha reportado stock a nivel nacional de 10.5 Pg de C (Segura-Castruita et al., 2005). Los suelos también captan agua, regulan su infiltración, traslación, evaporación y almacenamiento.

1.2.1 Clasificación de suelo

Los perfiles pueden ser agrupados en función de sus características. El estudio formal y moderno del suelo como un cuerpo natural comenzó en 1870. Fueron científicos rusos quienes comenzaron el desarrollo de un sistema de clasificación, sin embargo, por falta de comunicación internacional esta clasificación no fue ampliamente utilizada. No fue sino hasta la década de los años 1920 que C.F. Marbut del Departamento de Agricultura de Estados Unidos (USDA) construyó un sistema de clasificación basado en el suelo como una entidad natural. Para llevar a cabo esta diferenciación fue necesario construir una unidad tridimensional mínima, el *pedón*, que permitiera caracterizar un tipo de suelo, y que esa descripción permitiera reconocer ese tipo de suelo en otras localidades. El pedón actualmente es considerado la unidad fundamental de clasificación de suelo. Los criterios para la clasificación taxonómica del suelo se basan en las propiedades químicas y mineralógicas, como contenidos de materia orgánica, arcilla, óxidos de hierro y aluminio, y el pH; en las propiedades físicas, como la humedad y la temperatura a lo largo de un año, la textura mineral y la estructura del suelo; y las biológicas, como la comunidad de microbiana dominante (Brady y Weil, 2017).

Los suelos de México han sido clasificados de acuerdo a un sistema internacional conocido como Base Referencial Mundial del Recurso Suelo (IUSS, 2007), adoptado por la Organización para la

Alimentación y la Agricultura (FAO) de las Naciones Unidas. La creación de clasificaciones de suelo y el muestreo de éste en cada tipo de topografía, es decir, en planicies, en pendientes suaves y pronunciadas, y valles, permitió la creación de mapas descriptivos regionales a través de herramientas de interpolación de puntos conocidos (Grunwald, 2006). Este sistema cuenta con 32 grupos de suelos de referencia (anexo 1) y 26 mapeados por el INEGI en México (INEGI, 2006). Una de sus limitaciones es concebir las variaciones horizontales sin gradientes entre los tipos de suelo. El unir suelos de distintos lugares bajo una descripción típica puede llevar a aplicar valores típicos donde no corresponden, además de omitir variables particulares e importantes en algunas áreas. Estos problemas aparecen a nivel más local cuando se considera que una unidad espacial – local de cierto tipo de suelo – sea uniforme en toda su extensión. Luego se presenta el extremo de la necesidad de delimitar los tipos de suelo en mapas, que señala fronteras continuas de transiciones abruptas entre un tipo y otro.

1.2.2 Factores formadores de suelo

El suelo se crea y cambia a diferentes ritmos y a través de diferentes mecanismos. La forma en la que se origina el suelo es a partir de la transformación de roca, material parental, a través de factores denominados “*formadores de suelo*” (Jenny, 1941). Estos pueden dividirse en dos clases: pasivos y activos. Los factores pasivos son aquellos constituyentes que tienen la función de ser la fuente de masa para la generación de suelo, como el material parental, la topografía y el tiempo de meteorización. Por otro lado, los activos son los mecanismos que proveen de energía sobre los factores pasivos para los procesos de formación de suelo, y están representados por los elementos de la biósfera, la atmósfera, y la hidrósfera (Joffe, 1936).

La formación del suelo tiende a suceder muy lentamente, con la meteorización inicial de la roca produciendo partículas, o detritos, de diferente composición, tamaño y forma, donde el material resultante suele tener una composición más estable que la inicial. Existe una variedad de procesos físicos, químicos y biológicos que provocarán cambios en la composición, donde los dos últimos son los que generan cambios radicales en las propiedades físicas y químicas del suelo. Los procesos químicos transforman un mineral en otro completamente distinto, como la hidrólisis que produce caolinita cuando los feldespatos absorben agua. Los procesos biológicos afectan a través de diversos medios, como la modificación del pH del suelo, la mediación de reacciones óxido – reducción o su contribución a la precipitación y disolución de los minerales (Mitchell y Soga, 2005).

1.2.2.1 La litología como factor de formación

Las rocas pueden clasificarse en tres grandes grupos definidos como: ígneas, sedimentarias y metamórficas. Las primeras se subdividen a partir de su origen de formación en ígneas intrusivas o plutónicas, y extrusivas o volcánicas. Las ígneas extrusivas se forman a partir del enfriamiento del magma en la superficie lo cual impide que lleguen a formar grandes cristales, siendo el más abundante el basalto presente tanto en el océano como en el continente. Por el contrario, las rocas intrusivas o plutónicas se forman al enfriarse y cristalizarse el magma antes de llegar a la superficie, y llegan a formar grandes cristales; el ejemplo más común de éstas rocas ígneas es el granito (Tarbuck y Lutgens, 2005). Composicionalmente pueden tener los mismos minerales de coloración clara, como el cuarzo, la moscovita y el feldespato, o minerales de composición oscura, como la biotita y la hornblenda. La diferencia entre ellas radica en la estructura de sus átomos, que tendrá repercusiones en la velocidad de meteorización de cada roca (Brady y Weil, 2017).

Las rocas sedimentarias tienen su origen debido al conjunto de procesos externos que provocan la alteración y disgregación de las rocas en contacto con la atmósfera, mejor conocido como meteorización, de restos de otras rocas transportados a zonas de depósito; al encontrarse bajo la presión necesaria se compactan o cementan, formando rocas de ésta categoría. Estas cubren cerca del 75% de la superficie terrestre (Tarbuck y Lutgens, 2005; Brady y Weil, 2017). Por otro lado, las rocas metamórficas son el resultado de cambios mineralógicos, de textura y, a menudo, de composición química de una roca “madre” ígnea o sedimentaria que es sometida a temperaturas y presiones distintas a las de su formación inicial (Tarbuck y Lutgens, 2005).

La meteorización es un proceso precursor de la erosión, y formador del suelo por comprender la transformación mineralógica paulatina de las rocas y su fragmentación (Pope, 2013). La composición de un suelo se verá influenciada por los productos de la meteorización y el ingreso de fragmentos de otros materiales transportados debido a la recepción de materia por procesos erosivos y de sedimentación. En consecuencia, se establecerá una relación directa entre la composición del suelo y las características topográficas de la región donde se esté desarrollando el suelo.

Aunque los principales factores de formación están representados por el material parental, las condiciones climáticas y los organismos, todos los procesos de formación ocurren a diferentes velocidades, por lo que el tiempo representa otro factor importante. Los componentes de las interacciones entre los factores principales pueden tener mayor o menor peso sobre el producto resultante. Dependiendo de

cuales sean los factores interactuantes y su intensidad, un mismo material parental puede tener como producto diferentes tipos de suelos. Por lo mismo es esencial la cuantificación de las propiedades de cada tipo de suelo y de la influencia de cada uno de los factores formadores sobre éstas, aunque su expresión e integración sea más sencillo de decir que hacerlo (Jenny, 1941; Paton et al., 1995; Scull et al., 2003).

1.2.2.2 La topografía como factor de formación de suelo

La topografía, en su papel de factor formador de suelo, tiene atributos como pendiente, curvatura y superficie de captación, que por efectos de la gravedad serán reguladores de la redistribución de los materiales en las laderas de una región (Yoo et al., 2005), por la acción de las corrientes superficiales. Esto da paso al concepto de “catena” propuesto por Geoffrey Milne (1935), que se refiere a que a lo largo de una ladera se desarrollará una secuencia de suelos de diferentes características debido a los efectos de la topografía (anexo 2) (Pope, 2013).

La topografía tiene influencia directa sobre procesos de meteorización como también sobre la erosión de suelo, es decir, el movimiento del lugar de origen debido a agentes externos, como escorrentía, viento y organismos, modulados por la gravedad, desplazando el suelo ladera abajo hacia áreas de depositación (Lal, 2003). Se ha encontrado que algunos tipos de suelo suelen existir en topografías específicas, y que, debido a gradientes de pendiente, habrá un conjunto de diferentes tipos de suelo a lo largo de la extensión de las laderas. Cada uno de estos suelos tendrá características verticales diferentes (Milne, 1935), aunque la secuencia se repite en laderas parecidas de la zona. Por lo tanto, los perfiles de suelo deberían variar sobre una misma zona con variación topográfica pequeña o moderada (Birkeland, 1984), además de ser distinto de terrenos de valle y planicie (Jenny, 1941). El espesor de la matriz de suelo depende en parte de la pendiente topográfica por su relación con la erosión, la cual también afectaría la redistribución de clastos, según su tamaño, y de la materia orgánica (Dietrich et al., 1995; Saco et al., 2006; Humphreys y Wilkinson, 2007).

Unos efectos de la topografía se darían en relación con la orientación de la pendiente, la cual influye en la incidencia de radiación solar (Shreve, 1924; Dubayah y Rich, 1995). Los cambios en la temperatura del suelo están ligados a la intensidad de la radiación solar recibida y, por ende, a variaciones en la evapotranspiración potencial y tasas de procesos físicos y químicos. Las laderas con cara hacia el sur tienden a tener menor cobertura vegetal, aunque su productividad primaria neta (vegetación) por año no

se conoce bien. Si bien aún hace falta conocer mejor los procesos de depositación, erosión, sepultamiento y descomposición, hay evidencia de mayor contenido de CO en suelos de laderas norte más protegidas de la insolación (Birkeland, 1984). El desarrollo de los trabajos de investigación sobre contrastes en la evolución de laderas con cara al polo (correspondiente al hemisferio) ha estado activo recientemente (Yetemen et al., 2015).

A su vez, la pendiente modula los efectos de la gravedad que, aunque su mayor consecuencia directa es su fuerte influencia sobre los procesos de deslizamiento, erosión y sedimentación, también afecta la rapidez del drenaje (Seibert et al., 2007) y la longitud de su trayectoria, encima y dentro del suelo; en consecuencia, la pendiente también tendrá influencia sobre el tiempo de exposición del suelo al agua, y en la meteorización. El flujo de agua además responde a la curvatura del terreno, si es cóncava o convexa, o a la forma de la ladera. Así que, sin considerar todas las variaciones de forma y densidad de la superficie y el suelo, se puede estimar la acumulación de drenaje que potencialmente afecta cualquier punto, donde el parámetro que lo representa es el índice de humedad topográfica (TWI) (Beven y Kirkby, 1979; Sørensen et al., 2006).

Actualmente es posible extraer los elementos topográficos del terreno a partir de Modelos digitales de elevación (MDE); algunos autores los han clasificado en atributos primarios y secundarios. Los primeros son aquellos que son calculados directamente del MDE, y los secundarios combinan atributos primarios, pero además son “índices que describen o caracterizan la variabilidad espacial de procesos específicos ocurriendo en el paisaje” (Moore et al., 1993). Un ejemplo de estos atributos es la pendiente y la orientación, como atributos primarios, y la irradiación y el índice de humedad topográfica (TWI) como atributos secundarios (Huggett, 2007). El desarrollo y el uso de estas herramientas a partir de un Sistema de Información Geográfica (SIG) ha facilitado el estudio de los procesos geomorfológicos y su relación con la formación de suelos.

1.2.3 Vegetación

La vegetación que se encuentra sobre el suelo tendrá efecto sobre las propiedades del suelo y sobre los fenómenos a los que está expuesto, como la estabilidad de la matriz del suelo, la radiación solar, la recepción de materia orgánica y de agua que puede o no llegar a infiltrarse, la permanencia de agua libre y capilar en el suelo, además de la vulnerabilidad a sufrir erosión por agentes externos como

gravedad, viento y agua. De acuerdo a Jenny (1941), el tipo de vegetación de un sitio también estará influenciado por el resto de los factores formadores de suelo, por lo que todos estos factores conforman un grupo interdependiente (Birkeland, 1984; Schaetzl y Anderson, 2005). Este componente también tendrá un efecto sobre los tipos y cantidad de materia orgánica que tendrá el suelo.

Actualmente, la vegetación suele medirse a través de herramientas satelitales basadas en un modelo que permite su cuantificación sin necesidad de un muestreo exhaustivo. Ésta se mide en términos de productividad neta de forma anual y bruta de forma semanal, lo cual facilita el monitoreo de los cambios en este componente (Running y Zhao, 2015), aunque ignora sus tipos o cualidades.

1.2.4 Horizontes de suelo

Debido a los fenómenos de meteorización, erosión, sedimentación y la productividad primaria, además de la infiltración y evaporación, durante su formación y desarrollo, los suelos tienden a desarrollarse y diferenciarse en el eje vertical, es decir en profundidad. Esto crea perfiles de suelo con diferentes características y composición diferenciados en capas, u horizontes. Los suelos de mayor grosor suelen encontrarse en zonas topográficamente bajas que reciben gran cantidad de sedimentos provenientes de otros lugares y desarrollan gran número de horizontes.

Para los horizontes del suelo se ha creado una nomenclatura que permita relacionar los horizontes de perfiles entre sitios y regiones. El esquema general se presenta en seguida (ver también Anexo 3), sin que este sea necesario, estricto o completo en todo caso. Si hay un horizonte dominado por hojarasca y materia orgánica, se refiere como "O". Sigue el "A", con materia orgánica menos íntegro, pero principalmente mineral, sin estructura de la roca parental, a menudo con perturbaciones de arriba. Sigue el "E", notable por pérdidas relativas por lixiviación de arcillas, hierro y aluminio. Sigue el "B", que también carece de rock original reconocible, pero variantes de iluviación y transformación física-química de material lavado de más arriba, o pérdida de carbonatos por su movimiento hacia arriba y relacionada precipitación. El horizonte "C" presenta por material parental parcialmente fraccionado, pero levemente meteorizado. Algunos autores han considerado a la dura roca madre (o subyacente) como el horizonte "R" (Birkeland, 1984; Schaetzl y Anderson, 2005).

1.2.5 Carbono orgánico del suelo

La materia orgánica (MO) es el conjunto de sustancias derivadas de organismos muertos, tejidos desprendidos o sustancias exudadas. La fuente principal de MO del suelo son los tejidos de plantas, por lo que el acumulado de este componente estará relacionado con la productividad de las plantas. En segundo lugar, están los residuos de animales (Brady y Weil, 2017). El contenido de MO variará en espacio y tiempo debido a las dinámicas de depositación, erosión, descomposición y transformación (Ritchie y McCarty, 2003).

La MO en el suelo se compone en gran medida de carbono, siendo el rango de aproximadamente 1.72 a 2.0 g MO g⁻¹ C (Nelson y Sommers, 1996). El carbono orgánico (CO) se encuentra en una amplia gama de compuestos como azúcares, proteínas, hemicelulosa, grasas, ceras, ligninas, compuestos fenólicos, entre otros. Dependiendo de sus estructuras químicas y de las condiciones ambientales, estos compuestos persisten en el suelo por diferentes periodos, llegando incluso a permanecer por decenas o cientos de años (Schmidt et al., 2011). De manera simplista se pueden conceptualizar dos acervos del C, lábil y no lábil. Estos son de mayor a menor vulnerabilidad, respectivamente, a entrar de nuevo al metabolismo de los organismos en el cual la mayor parte es oxidada, liberando CO₂. Las cantidades del acervo lábil pueden ser mayores y son más variables en el tiempo por la acción de la comunidad microbiana, dependiente de la humedad y temperatura (De Graaff et al., 2010). Por otro lado, la transformación de compuestos lábiles a más recalcitrantes (“humificación”) no se entiende de todo, como tampoco se ha comprendido del todo la caracterización química de los menos lábiles (ácidos húmicos).

Debido a la complejidad de la estructura química de las sustancias húmicas, sigue siendo un reto construir un sistema de clasificación que permita unificar su presencia en suelos de diferentes regiones. Sin embargo, a grandes rasgos, son compuestos orgánicos insolubles de gran peso molecular formados principalmente por anillos aromáticos con presencia de enlaces de carbono de doble cadena que hacen más difícil su descomposición (Kononova, 1961). El tiempo que permanecerán sin ser afectados por la descomposición depende del tipo de interacción intermolecular que tuvo con compuestos inorgánicos, y de la accesibilidad física del sustrato asimilable para los microorganismos que se encuentran en el medio (Qualls, 2004).

Es de interés que a mayor profundidad en el suelo se ha encontrado mayor proporción de compuestos no lábiles (Schmidt et al., 2011). Por la dificultad de la química correspondiente, la humificación ha recibido poca atención comparada con la abundancia de datos sobre CO, derivados de la

pérdida de peso por ignición. La innovación de métodos ópticos para estimar la humificación, como la medición de la fluorescencia (Dos Santos et al., 2015; Milori et al., 2006, 2002; Zsolnay et al., 1999; Anexo 4), aunque no representan toda la variedad de sustancias, es promisorio y bienvenido frente a los retos actuales.

Además de la influencia que puedan tener los compuestos no lábiles sobre la estructura gruesa, química e hidrología de suelo (Brady y Weil, 2017; Kononova, 1961), su interés surge del secuestro de C, considerando que a nivel global la cantidad de C en el suelo es mayor que la de la biomasa “en pie” o de la atmósfera (Schlesinger y Bernhardt, 1997), y que la emisión de CO₂ del suelo supera las de la quema de C fósil (Schlesinger y Andrews, 2000).

El CO ejerce una fuerte influencia sobre las propiedades del suelo como la capacidad de intercambio catiónico (CEC), la capacidad para retener agua, la formación y estabilización de los agregados del suelo, además de su papel como almacén de carbono. El papel del CO en la capacidad de retención de agua ha sido ampliamente reconocido y utilizado en la obtención de ecuaciones que permitan calcular esta capacidad con base en la textura mineral del suelo y el CO (Gupta y Larson, 1979; Rawls et al., 2003; Saxton y Rawls, 2006), y podría ser importante en zonas semi-áridas o áridas si el CO se descompone lentamente, particularmente en suelos con poca arcilla.

1.2 Justificación

El estudio de la relación entre las características topográficas del terreno y las características de los suelos es fundamental para comprender a gran escala los procesos que suceden en la superficie terrestre y cuáles son sus influencias en el desarrollo de variantes del suelo y en las funciones de amplia importancia como la capacidad de retención de agua y el almacenamiento de carbono. Se espera contribuir a la predicción de propiedades del suelo, como su profundidad y cambios de sus componentes en profundidad, a partir de información extraída de las únicas series extensas de muestras de perfiles de suelo en México y, de modelos digitales de elevación (MDE). Se espera que el estudio podría guiar al uso de tal información como también a futuros estudios de campo y analíticos. En este proyecto, nos interesa conocer dichas relaciones en una región de > 22000 km² y, además, de gran diversidad de topoformas, que a su vez representan un obstáculo para un muestreo significativo, debido a la difícil accesibilidad.

Para lograrlo, en primer lugar, se evaluará la representatividad del paisaje del muestreo hecho por el INEGI. Luego, las cuatro características topográficas, más la litología, fueron examinadas individualmente como posibles factores en la variación de la profundidad del suelo, y el contenido por horizonte de arcillas y carbono orgánico. La granulometría por sí sola y en combinación con el carbono orgánico fueron aplicados a la estimación de la capacidad de retención de agua por horizonte. Finalmente, se integraron los horizontes para estimar el potencial almacenamiento de carbono orgánico y de agua por perfil. Los análisis están desglosados al final de la sección de metodología.

1.3 Objetivos

El objetivo general del proyecto es evaluar efectos de factores topográficos sobre el desarrollo de suelos en ladera, tanto en su profundidad total como en composición y distribución vertical del carbono y de la textura del suelo, en la región noroeste de Baja California.

Objetivos particulares:

- 1) Determinar si el muestreo del INEGI es representativo respecto a la topografía, litología y suelos regionales.
- 2) Evaluar las relaciones entre la profundidad del suelo (de perfiles excavados, datos de INEGI) y parámetros topográficos obtenidos de un modelo digital de elevación (elevación, pendiente, orientación, curvatura, humedad topográfica).
- 3) Evaluar las relaciones entre el contenido de arcilla del suelo, parámetros topográficos y tipo de roca subyacente.
- 4) Determinar el grado de diferenciación de horizontes respecto al contenido de arcilla y estimar la capacidad total por perfil de retención de agua.
- 5) Determinar el grado de diferenciación de horizontes con respecto a materia orgánica y estimar el almacenamiento total del carbono.
- 6) Evaluar las relaciones entre el contenido de materia orgánica, la fisiografía y la productividad de la vegetación actual (productividad primaria bruta a corto plazo y productividad primaria neta anual).

Capítulo 2. Metodología

2.1 Región de estudio

La región definida para el estudio es la parte noroeste del estado de Baja California, México, desde el parteaguas Pacífico – Golfo hasta el Pacífico, y desde la frontera internacional hasta el límite norte de la cuenca de El Rosario (Figura 1a; 22327 km²). Esta región posee un rango de elevación de 0 a 3,096 msnm (Figura 1b), con una gran diversidad de topofomas, donde las más dominantes son sierras, lomeríos y mesetas. Cerca del 24.5% del territorio tiene pendientes de 10° o más (Figura 2a). El tipo de suelo predominante es el leptosol (64%, Figura 2b). La litología de la región está representada en un 45.3% por rocas ígneas del Cretácico con composición ácida e intermedia, principalmente graníticas (Figura 3a). Esta es una roca intrusiva ácida compuesta principalmente por feldespatos (~65%) y cuarzo (~25%).

En la región predominan climas moderados en invierno y cálidos en verano, con condiciones más frescas y mucho más húmedas en las cadenas montañosas. La temperatura media anual es de 17.8° C y una precipitación total anual de 469.1 mm (INEGI, 2017). La región es semiárida y la mayoría de la precipitación cae de noviembre a marzo (principalmente tipos climáticos Bsh, Bwh y Csa de Köppen (Anexo 5) (Peel et al., 2007).

2.2 Información de terreno y suelos

Los modelos de elevación (MDE) de la región fueron obtenidos del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) (<http://www.beta.inegi.org.mx/temas/mapas/relieve/continental/>). Éstos cuentan con una resolución de 30m (1 arco segundo). Los modelos fueron procesados con un Sistema de Información Geográfica (SIG, ArcGIS 10.2; ESRI, Redlands) para delimitar la región. La cartografía geológica se inició con la información del continuo nacional de INEGI (2002), escala 1:100 000 (<https://www.inegi.org.mx/app/biblioteca/ficha.html?upc=702825267605>). Este conjunto de datos muestra las unidades de rocas de cada región referidas a un tiempo geológico, con información de las clases, tipos, eras, sub eras y sistemas. Basándonos en la clave de la base de datos, se creó una nueva clasificación en busca de sintetizar el número de grupos. Se hicieron dos clasificaciones, la primera se hizo a partir de su edad, luego en la composición y finalmente en el tipo de roca (sedimentaria, ígnea y

metamórfica), quedando únicamente las 15 clases (Figura 3a) descritas en la Tabla 1. La segunda clasificación fue en función de la composición (Figura 3b), agrupando nueve categorías descritas en la Tabla 2.

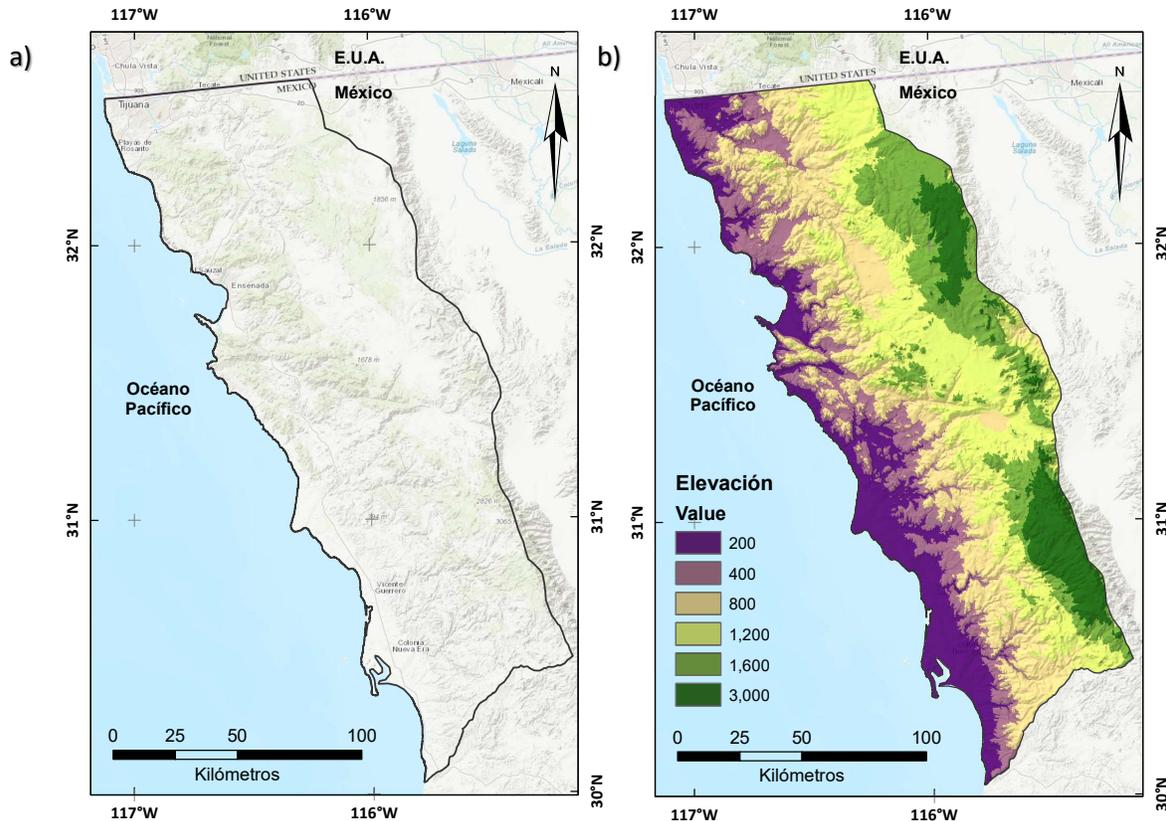


Figura 1. Mapa de delimitación de la zona de estudio (a) y Mapa de elevación (b) en Baja California. Los datos de los modelos digitales de elevación fueron obtenidos del INEGI (2013). Fuentes del mapa base: Esri, HERE, Garmin, increment P Corp, GEBCO, USGS, FAO, NPS, NRCAN, GeoBase, IGN, Kadaster NL, Ordnance Survey, Esri Japan, Meti, Esri China (Hong Kong), swisstopo, ©OpenStreetMap contributors, y la comunidad de usuarios de SIG (Elaboración: L. Fong López).

La información fisicoquímica de perfiles de suelo se obtuvo del INEGI utilizando las series I y II. Los datos de la serie I forman parte de 9549 perfiles hechos entre 1985 y 2000. La serie II cuenta con 14,349 horizontes de suelo, con su última muestra tomada en 2005. Ambas conforman las ediciones 2004 y 2013 del Conjunto de datos de Perfiles de Suelo (Continuo Nacional), respectivamente. Esta información es particularmente valiosa por no tratar de muestras de núcleos sino de excavación y permitir identificar unidades naturales de variación con profundidad, sin depender de estratos arbitrarios ni uniformes, en muchos casos por seguir la excavación hasta la roca subyacente.

Tabla 1. Desglose cronológico de la litología de la región.

	Sedimentarias	Ígneas	Metamórficas
Cuaternario	Qs = Cuaternario sedimentario (7.2%)	Qbas = Cuaternario basáltico (0.5%)	
Terciario	Tss = Terciario superior sedimentario (4.2%)	Tvi = Terciario volcánico intermedio (0.3%)	
	Tis = Terciario inferior sedimentario (1.8%)	Tvb = Terciario volcánico básico (2.7%) Tva = Terciario volcánico ácido(0.3%)	
Cretácico	Kss = Cretácico superior sedimentario(3.2%)	Kvb = Cretácico volcánico básico (0.2%) Kvia =Cretácico volcánico intermedio y ácido (18.4%)	Kms = Cretácico metasedimentario (8.7%)
	Kis = Cretácico inferior sedimentario (0.2%)	Kib = Cretácico intermedio básico (0.04%) Kiia = Cretácico intermedio y ácido (45.3%)	Kmi = Cretácico metamórfico intermedio (7%)

Tabla 2. Desglose de la litología por composición.

Tipo de roca	Roca	Simbología	
Sedimentaria	<i>Arenisca, Conglomerado, Lutita – arenisca y suelo</i>	S	
	<i>Caliza</i>	Cal	
Volcánicas	Extrusivas	Ácida	Igea
		Intermedia	Igei
	Intrusivas	Básica	Igeb
		Ácida	Igia
		Intermedia	Igii
		Básica	Igib
Metamórficas	<i>Esquisto, gneis y pizarra</i>	M	

Estas bases de datos cuentan con parámetros como la ubicación del punto de muestreo, características morfológicas del suelo como el grosor de cada horizonte y la profundidad total del perfil. Incluyen datos cuantitativos por horizonte, de las proporciones de arcilla, limo y arena, contenido de carbono orgánico (CO), pH, capacidad de intercambio de cationes (CIC), conductividad eléctrica (CE), además de información de la vegetación presente (INEGI 2004).

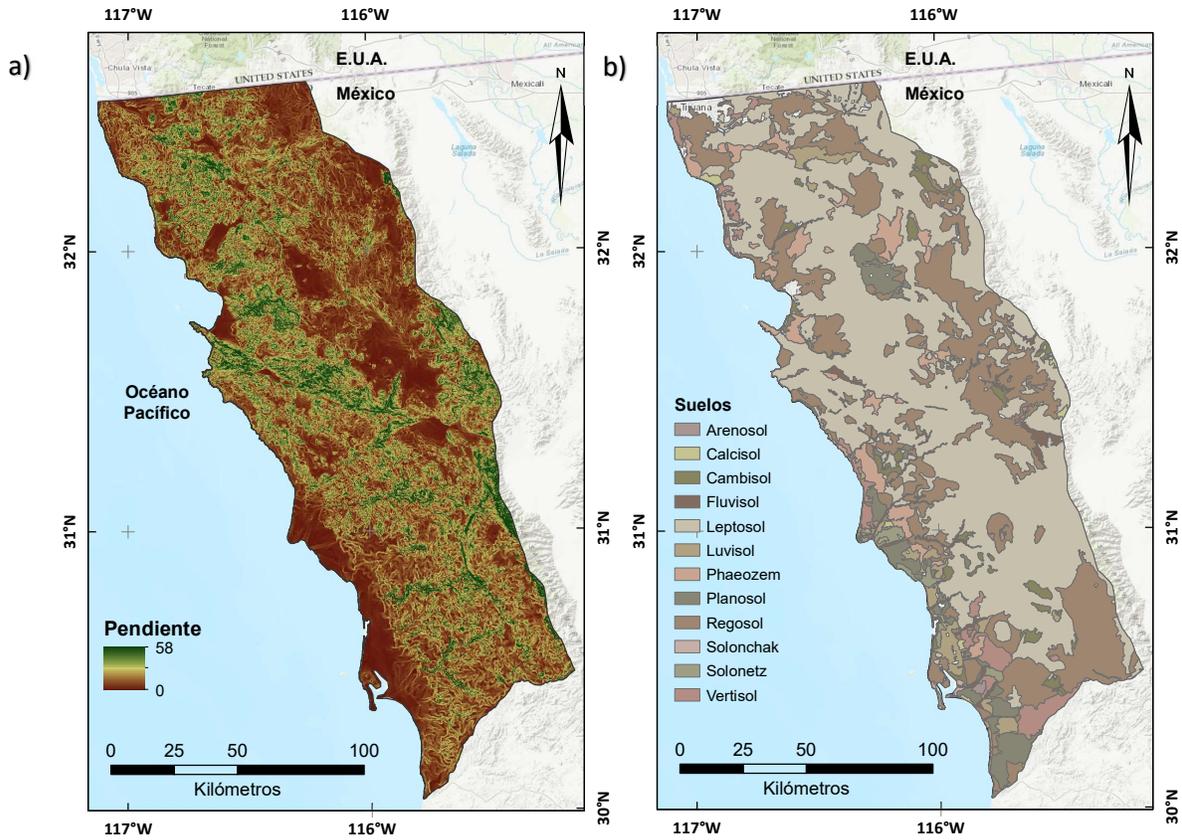


Figura 2. Mapa del grado de pendiente del terreno (a) y mapa de tipo de suelo (b) de la zona de estudio. Fuentes del mapa base, mismas que Figura 1 (Elaboración: L. Fong López).

Para los sitios de perfiles en nuestra región, visualizamos sus condiciones por medio de Google Earth™, y se eliminaron sitios localizados en zonas urbanas, agrícolas o valles. Los 134 sitios restantes fueron incorporados al SIG (Figura 4), en el cual se obtuvieron las características topográficas del terreno en los puntos de muestreo: elevación, pendiente, curvatura, orientación del terreno y litología. De igual forma, se calculó el TWI a partir de la ecuación de Sørensen et al. 2006:

$$\ln = \frac{A_s}{\tan b} \quad \text{Ec. (1)}$$

Donde: A_s es el área específica de captación y b es la pendiente.

También se calculó un índice de orientación a partir del mapa de orientaciones obtenido de ArcGIS, a través de la Eq. 2, donde 1 indica el norte, -1 el sur, y el 0 puede ser tanto este como oeste.

$$\text{Índice de orientación} = \cos(b)$$

Ec. (2)

Donde: b son los grados de orientación en radianes.

Posteriormente, se crearon 5000 puntos aleatorios con un espaciamiento mínimo de 500 metros entre cada uno. En cada uno de ellos se determinaron los parámetros topográficos, litológicos y de tipo de suelo para tener una base de datos que caracteriza a la región.

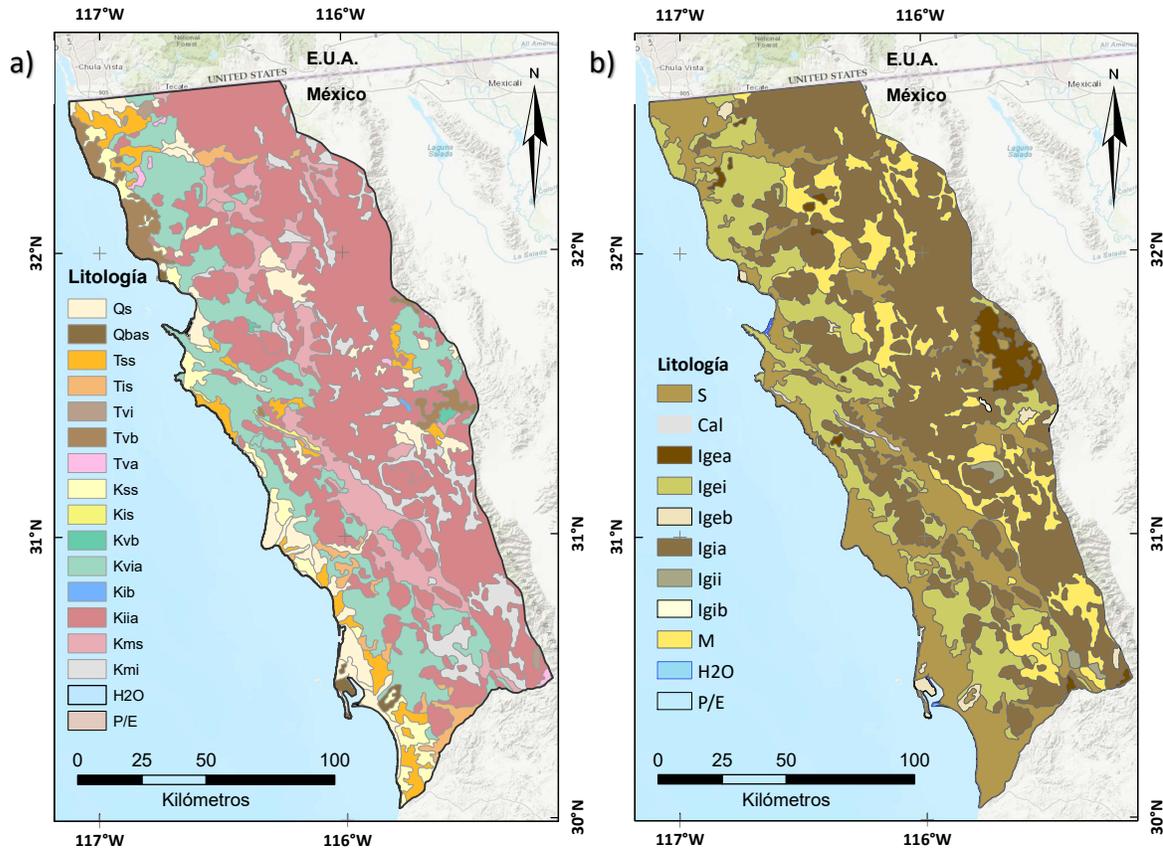


Figura 3. Mapa litológico por tiempos de formación (a) y, por composición (b) de la zona de estudio en Baja California (INEGI, 2013). Fuentes del mapa base, mismas que Figura 1 (Elaboración: L. Delgado Argote y L. Fong López).

El INEGI estudió los perfiles por horizonte, lo que hace factible el análisis vertical según la estructura reconocida por los edafólogos en campo, no por profundidades uniformes y arbitrarias. En este trabajo se hace uso de esta separación de horizontes, y también se resumen algunas propiedades por perfil, por ejemplo, sumando el carbono orgánico o agua retenida en todo el perfil. Desafortunadamente, las excavaciones fueron truncadas a 1.05 m (serie I) o 1.25 m (serie II) tal que la profundidad total en perfiles profundos es desconocida. Este conjunto abarca 49.3% de los 134 sitios.

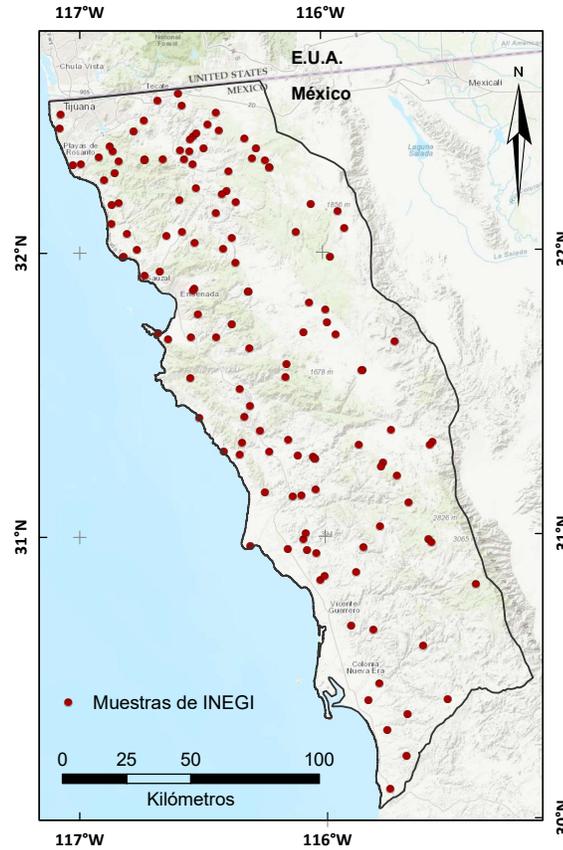


Figura 4. Mapa de localización de los 134 sitios de perfiles analizados (INEGI, 2013) Fuentes del mapa base, mismas que Figura 1 (Elaboración: L. Fong López).

La capacidad de campo (CC) o de retención de agua, se ha relacionado con la textura mineral (granulometría) y la materia orgánica. Rawls et al. 2003 han presentado una secuencia de aproximaciones; aquí se aplica la reciente que incluye materia orgánica (Ec. 3). Se calculó la CC de los horizontes de los perfiles de suelo, y posteriormente un acumulado para el perfil.

$$\begin{aligned} \theta = & 29.7528 + 10.3544 (0.0461615 + 0.290955x - 0.0496845x^2 + 0.00704802x^3 + \\ & 0.269202 y - 0.176528xy + 0.0543138x^2y + 0.1982y^2 - 0.060699y^3 - 0.320249z - \\ & 0.0111693x^2z + 0.14104yz + 0.0657345xyz - 0.102026y^2z - 0.04012z^2 + 0.160838xz^2 - \\ & 0.121392yz^2 - 0.0616676z^3) \end{aligned} \quad \text{Ec. (3)}$$

Donde:

$$x = -0.837531 + 0.430183C_{org}; \quad y = -1.40744 + 0.0661969 \text{ Arcilla} \quad y, \quad z = -1.51866 + 0.0393284 \text{ Arena. } C_{org}, \text{ arcilla y arena en \%.$$

Se calculó CC por horizonte para observar los cambios de este componente con la profundidad. Por otro lado, de acuerdo a la Ec. 4, se hizo el cálculo de la capacidad de campo sin tomar en cuenta el contenido de materia orgánica (Middleton, 1920) basada en el tamaño de los minerales del suelo, y obtenida a partir del método de mínimos cuadrados, para observar la importancia de la materia orgánica en las estimaciones de la capacidad de campo de un suelo.

$$CC_m = 0.063 x + 0.291 y + 0.426 z \quad \text{Ec. (4)}$$

Donde: x= arena (% volumen), y= limo (%) y, z= arcilla (%).

De forma paralela al extender el estudio de la textura mineral al tipo de roca subyacente, se ponderó el posible efecto de la productividad, anual y promedio mensual (marzo y agosto) de la vegetación (en g de C m⁻²) de cada sitio sobre la materia orgánica del primer horizonte del suelo. Esto tuvo las limitantes de depender de un modelo global de productividad (Running y Zhao, 2015) y de asumir que las estimaciones disponibles sean relevantes a la comparación entre sitios, a pesar de ser para años recientes, y no de un periodo anterior al muestreo de suelo. Se obtuvieron los valores de productividad primaria neta anual (NPP) de 7 años consecutivos (2007 a 2014), además de la productividad primaria bruta (GPP) de marzo y agosto de 2018 (<https://earthexplorer.usgs.gov/>, NASA LPDAAC Collections, MODIS gross primary productivity y net primary productivity [NPP actualmente no disponible]). El modelo de GPP tiene mucho menos supuestos que el de NPP y permite hacer la distinción temporal para determinar si existían cambios debido a las estaciones del año.

2.4 Análisis estadísticos

2.4.1 Representatividad

Para evaluar la representatividad de los muestreos realizados por el INEGI, se comparó la distribución de los puntos aleatorios (n=5000) y la del muestreo del INEGI (n=134). Para el caso de los rasgos topográficos de pendiente, elevación, índice topográfico de humedad (TWI) y el índice de orientación, se usó la prueba no-paramétrica de Kolmogorov – Smirnov con un nivel de confianza de $\alpha=0.05$. Esta es una prueba utilizada cuando las distribuciones de las muestras no tienen un comportamiento

normal, y busca saber si dos muestras independientes entre sí, tienen o no, la misma distribución. Resulta útil para detectar diferencias en la ubicación y la forma de las distribuciones de frecuencia.

En función de las categorías litológicas dadas por composición y de los tipos de suelo de la región, también se hicieron pruebas estadísticas para determinar si presentaban diferencias o no entre los puntos aleatorios y los muestreados por el INEGI, utilizando la prueba de Chi cuadrada (χ^2) con la corrección de Yates y con una confianza de $\alpha=0.05$. Esta corrección se utilizó debido a que algunas de las frecuencias observadas eran menores a 10.

2.4.2 Composición por topografía

Para los 134 sitios disponibles del muestro hecho por el INEGI (Continuo Nacional de Suelos), se obtuvieron los coeficientes de correlación del contenido de materia orgánica y del porcentaje de arcilla, con los parámetros topográficos de pendiente, elevación y el índice topográfico de humedad (TWI), a través de regresiones lineales. De igual forma, para evaluar el efecto de la orientación sobre la variabilidad de la composición del suelo, se hizo la separación de laderas orientadas al N y al S a través de la herramienta de ArcMap 10.2 (ESRI, Redlands), buscando dentro de estas clases, la correlación de materia orgánica y arcilla con los otros parámetros topográficos. La profundidad del suelo también fue correlacionada con los distintos parámetros del terreno.

Debido a que sólo se conocía la profundidad real del 50% de los sitios, se hizo una distinción entre suelos someros y profundos, donde los primeros fueron los perfiles de los que se conocía su profundidad total (máximo de 1.25m), y suelos profundos aquellos de los que se desconocía el grosor real del perfil (>1.25m). Haciendo esta diferenciación, se buscaron las mismas correlaciones entre materia orgánica y arcilla, contra los parámetros topográficos del terreno (pendiente, elevación y el TWI).

Como complemento a la topografía, se obtuvieron las correlaciones entre los componentes del suelo (CO y arcilla) y la productividad neta promediada de 7 años (NPP; 2007 – 2014), también con la productividad bruta de dos meses (de 2018) representativos de las temporadas de acuerdo al ciclo hidrológico de la región, temporada húmeda (la mayor recepción de precipitación) y seca (la menor cantidad de precipitación), con los meses de marzo y agosto, respectivamente.

2.4.3 Granulometría por litología

De acuerdo a la textura mineral que se obtuvo de los perfiles hechos por el INEGI y la litología de la región dada por composición, se utilizó la U de Mann – Whitney para saber cuál tipo de roca se encontraba con mayor cantidad de arcilla en el suelo. Esto se repitió para las proporciones de arcilla del horizonte más somero y para el más profundo, entre pares de tipo de litología. Se utilizó ésta prueba debido al comportamiento no – normal de los datos, y porque es un poderoso equivalente de un t-test para muestras con éste tipo de distribución. Esta prueba busca saber si dos muestras independientes poseen o no una distribución indistinguible.

2.4.4 En profundidad

El carbono orgánico y el contenido de arcilla en profundidad fueron evaluados con la prueba U de Mann – Whitney buscando diferencias entre perfiles con diferente número de horizontes. En el caso de la capacidad de campo en profundidad también se utilizó la prueba U de Mann – Whitney para buscar diferencias entre perfiles con determinado número de horizontes en total, tanto en la capacidad de retención calculada por la ecuación de Rawls et al. (2003) como la calculada por la ecuación de Middleton (1920). Todo esto fue con un nivel de significancia de $\alpha=0.05$.

2.4.5 Influencia del carbono orgánico en la capacidad de retención de agua

Se buscaron los coeficientes de correlación entre la capacidad de retención de agua calculada por la ecuación de Rawls et al. (2003) y el carbono orgánico, tanto en el primer horizonte como en el perfil acumulado, para esclarecer la influencia que tiene la materia orgánica en ésta propiedad según el modelo. También se hizo una correlación entre las CC calculadas con ambas ecuaciones para saber si los comportamientos eran similares, tanto en todos los horizontes (270), como en el primer horizonte (134).

Para las proporciones de carbono orgánico y arcilla dados en porcentaje, se utilizó la transformación ARCSENO (Ec. 5), la cual permite obtener una distribución muy cercana a una normal, y poder llevar a cabo las regresiones lineales entre éstos componentes y los parámetros topográficos.

$$p' = \arcsin \sqrt{p}$$

Ec. 5

Dónde: p es el porcentaje (%).

Todos los coeficientes se obtuvieron a través de regresiones lineales considerando significativo aquellos con una $p < 0.05$.

Los análisis estadísticos anteriormente mencionados se llevaron a cabo en los paquetes de software estadístico SigmaPlot (SYSTAT Software Inc., San Jose), STATISTICA 7.0 (StatSoft Inc., Tulsa), y OriginPro 8 (OriginLab Corp., Northampton).

Capítulo 3. Resultados

3.1 Muestreo

Respecto a la representatividad del muestreo hecho por INEGI, se obtuvo que las distribuciones de la pendiente del terreno de los puntos aleatorios y los puntos del INEGI, no fueron significativamente diferentes de acuerdo a la prueba de Kolmogorov – Smirnov ($p=0.2239$, Figura 5). El conjunto de pendientes menores a 10 grados representa el 79.8% de los datos. Por otro lado, la elevación mostró ser significativamente diferente (prueba Kolmogorov – Smirnov, $p=1.96 \times 10^{-4}$, Figura 6).

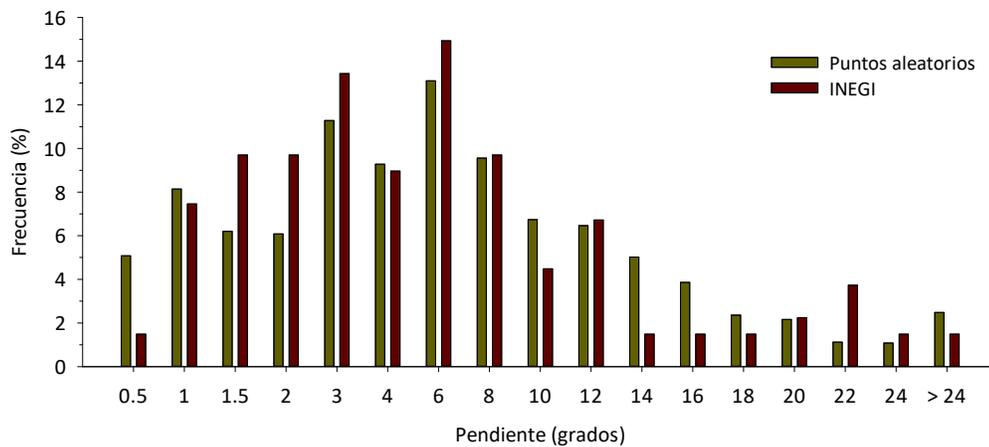


Figura 5. Frecuencias de pendientes topográficas en sitios de muestro de suelo ($n=134$; INEGI, 2013) y los puntos aleatorios ($n=5000$) en el noroeste de Baja California. Muestreo de suelos y modelo digital de elevación del INEGI (2013).

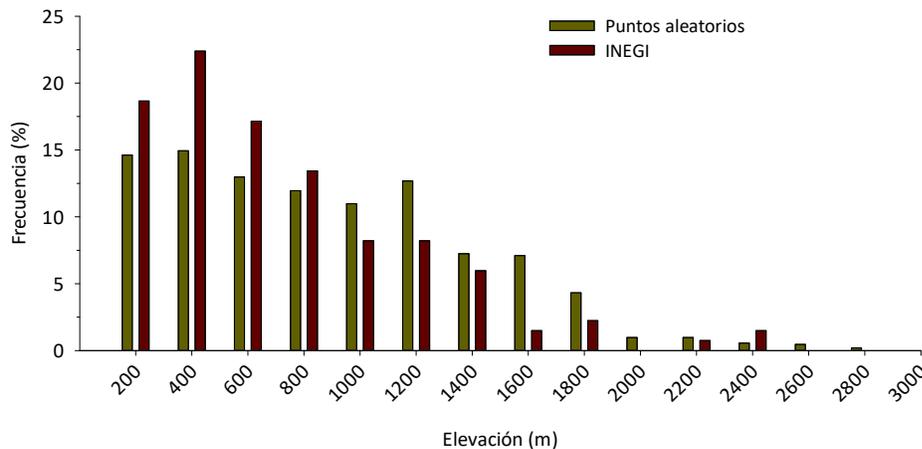


Figura 6. Frecuencias de elevaciones en sitios de muestro de suelos ($n=134$; INEGI, 2013) y los puntos aleatorios ($n=5000$) en el noroeste de Baja California. Muestreo de suelos y modelo digital de elevación del INEGI (2013).

Para el caso del índice topográfico de humedad (TWI) y del índice de orientación tampoco hubo diferencias significativas entre los perfiles del INEGI y los puntos aleatorios (prueba Kolmogorov – Smirnov, $p=0.43$ y $p=0.099$, respectivamente).

La distribución del tipo de roca aflorante de la región también fue evaluada para el muestreo del INEGI en contraste a los puntos aleatorios (Figura 7). De acuerdo a los resultados de la prueba de χ^2 (Tabla 3), el tipo litológico ígneo intrusivo intermedio (Igi) fue el único que resultó significativamente sesgado, siendo sobremuestreado aunque fueron solamente tres sitios ($\chi^2=7.67$, $p=0.006$).

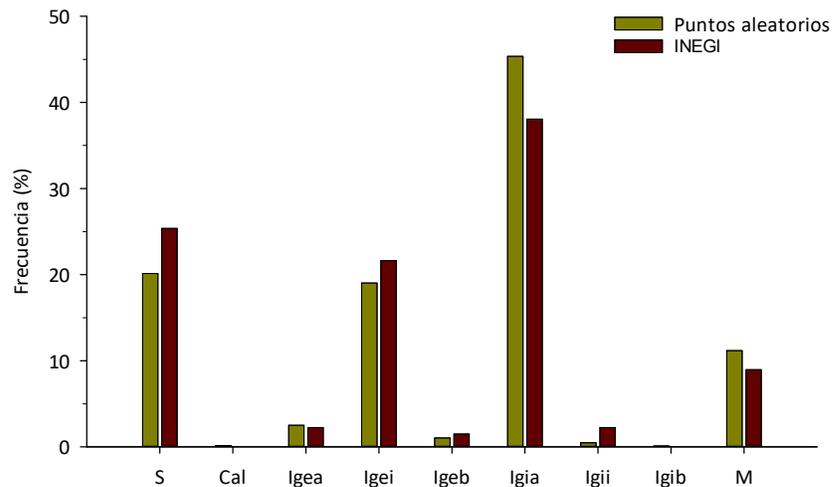


Figura 7. Frecuencias de tipo litológico del muestro de suelo (n=134; INEGI, 2013) y de los puntos aleatorios (n=4981) en el noroeste de Baja California.

Tabla 3. Frecuencias de tipo litológico en sitios muestreados por INEGI (n=134) y en puntos aleatorios (n=4981) (análisis χ^2)

Geología	PA	INEGI	χ^2	p
S	1003	34	2.21	0.137
Cal	8	0	-	-
lgea	125	3	0.04	0.843
lgei	948	29	0.58	0.448
lgeb	52	2	0.25	0.616
lgia	2259	51	2.80	0.094
lgi	24	3	7.67	0.006
lgib	5	0	-	-
M	557	12	0.65	0.418
Total	4981	134		

Por otro lado, el tipo de suelo también se evaluó con la prueba de χ^2 , y hubo mayor número de diferencias significativas particularmente en tipos poco comunes (arenosol, luvisol y phaeozem, sobremuestreado) (Figura 8). El suelo dominante de la región, el leptosol, fue submuestreado ($\chi^2= 8.80$, $p=0.03$) (Tabla 4).

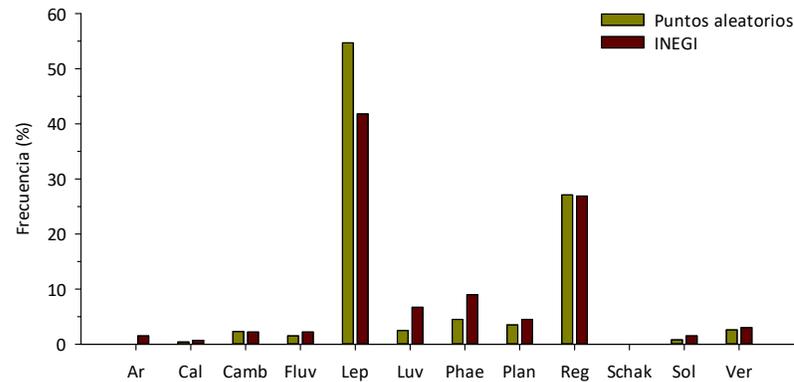


Figura 8. Histograma de frecuencias de tipo de suelo del muestro de INEGI (n=134) y de los puntos aleatorios (n=4904), en el noroeste de Baja California. Ar: arenosol, Cal: calcisol, Camb: cambisol, Fluv: fluvisol, Lep: leptosol, Luv: luvisol, Phae: phaeozem, Plan: planosol, Reg: regosol, Schak: solonchak, Sol: solonetz y Ver: vertisol.

Tabla 4. Frecuencias de tipo de suelo en sitios muestreados por INEGI (n=133) y en puntos aleatorios (n=4904) (análisis χ^2).

Tipo de suelo	PA	INEGI	χ^2	p
Arenosol	7	2	13.33	0.003
Calcisol	19	1	0.42	0.515
Cambisol	115	3	0.01	0.936
Fluvisol	72	3	0.53	0.467
Leptosol	2684	56	8.80	0.003
Luvisol	122	9	9.21	0.002
Phaeozem	221	12	5.85	0.016
Planosol	170	6	0.40	0.529
Regosol	1327	36	0.00	0.960
Solonchak	3	0	-	-
Sonoletz	37	2	0.92	0.336
Vertisol	127	4	0.08	0.777
	4904	134		

3.2 La profundidad del suelo

En el muestreo del INEGI en nuestra región, los suelos someros (<1.25m) mostraron una profundidad promedio de 29.5 cm, sin poder conocer el valor real de los suelos más profundos, siendo éstos el 49.3% de los sitios. La caracterización de la profundidad del suelo se enfrenta con la dificultad de montar un sistema geofísico (e.g. tomografía eléctrica; Anexo 6), o de excavar el perfil hasta la roca, lo cual no resultó factible debido a la dificultad y falta de permisos de acceso, por lo que no fue posible conocer el límite real entre suelo y la roca en esos casos.

Como se esperaba, los suelos profundos fueron más frecuentes en sitios de menor pendiente (0-4 grados) (Figura 9), siendo este rango el que resultó ser significativamente diferente según la prueba de U de Mann - Whitney ($Z=2.15$, $p<0.031$). De igual forma, en un análisis con la curvatura del terreno, los suelos profundos se concentraron en zonas curvatura cóncava. Sin embargo, de acuerdo a las regresiones lineales realizadas, los parámetros topográficos de pendiente, elevación e índice topográfico de humedad no mostraron tener relaciones significativas directas con la profundidad del suelo (Tabla 5).

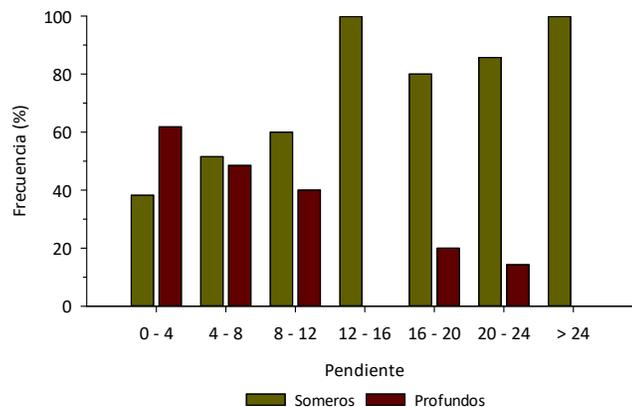


Figura 9. Frecuencias de suelos someros (n=68) y profundos (n=66) en función de siete rangos de pendientes del terreno en grados (a).

Tabla 5. Correlación entre la profundidad de suelos someros y los parámetros topográficos.

	Pendiente		Elevación		TWI	
	r	p	r	p	r	p
Profundidad (68)	-0.126	0.077	-0.032	0.795	0.237	0.051

3.3 La textura mineral del suelo

La granulometría de los suelos, vista por horizontes (Figura 10a) quedó entre franco arenoso, franco arcillo arenoso y arenoso franco. Fueron excepcionales los horizontes con menos de 60% de arena o más de 40% de limo.

La fracción mineral del suelo más reactiva químicamente, las arcillas, generalmente quedó debajo del 70% del volumen del mineral del suelo. La textura en los 52 perfiles con un solo horizonte tuvo en promedio un 14% de arcilla; los de 2 horizontes tuvieron 16% de arcilla en general; y los de 3, 4 y 5, 19%. Para el último horizonte, es decir el más profundo, sin importar el tamaño o estructura del perfil, el promedio de arcilla fue de 14% (Tabla 6). Por otro lado, comparando el comportamiento de arcilla en profundidad, de acuerdo a la U de Mann – Whitney diferenciando por número total de horizontes en el perfil, se pudo observar que solamente el contenido de arcilla en los perfiles de un horizonte difería de los perfiles con 3 horizontes ($p < 0.036$; Tabla 7), mientras que el resto no presentó diferencias significativas entre ellos.

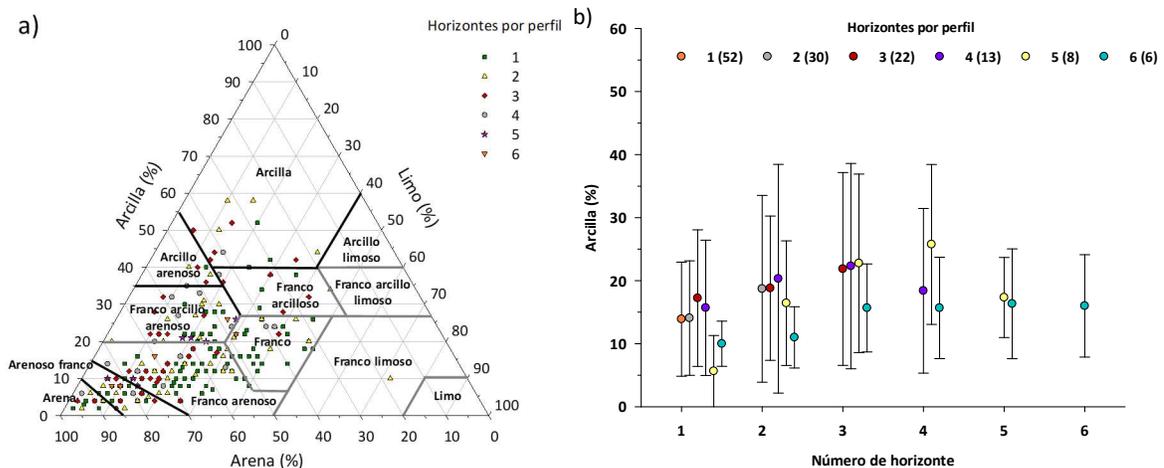


Figura 10. Textura mineral del suelo por número de horizontes en el perfil del noroeste de Baja California (muestreros y datos de INEGI, 2013, $n=134$): (a) Porcentaje por volumen de arcilla, limo y arena por horizontes totales en el perfil, y (b) Contenido de arcilla promedio ($n=134$) en horizontes de suelo con sus desviaciones estándar.

Los 14 perfiles con 5 o 6 horizontes aparentemente fueron los que tuvieron menor cantidad de arcilla en el primer horizonte con $\sim 10\%$ los de 6, y $\sim 6\%$ los de 5 horizontes. Sin embargo, el contenido de arcilla aumentó a 15% o más en horizontes intermedios, para volver a disminuir en los horizontes más

profundos (Figura 10b). Éste patrón parece repetirse para el resto de los perfiles, pero siendo no tan notorio. La gran variabilidad entre sitios, no se prestó a distinguir tendencias.

Tabla 6. Promedio y desviación estándar del contenido de arcilla (porcentaje por volumen) por perfil y por horizonte, dependiendo del número total de horizontes por perfil.

Total de horizontes	No. de horizonte	Promedio	Desviación estándar
2	General (47)	16	12
	1 (30)	14	9
	2 (17)	19	15
3	General (57)	19	12
	1 (22)	17	11
	2 (21)	19	11
	3 (14)	22	15
4	General (44)	19	15
	1 (13)	16	11
	2 (13)	20	18
	3 (13)	22	16
	4 (5)	18	13
5	General (34)	19	12
	1 (8)	11	6
	2 (7)	16	10
	3 (8)	23	14
	4 (8)	26	13
	5 (3)	17	6
6	General (35)	14	7
	1 (6)	10	4
	2 (6)	11	5
	3 (6)	16	7
	4 (6)	16	8
	5 (6)	16	9
	6 (5)	16	8

La arcilla mostró no tener mucha variabilidad en su proporción conforme la profundidad, de un horizonte a otro (Figura 10b) manteniendo aproximadamente la misma proporción de cerca del 15% en los distintos horizontes. Sin embargo, resultó haber correlación positiva del contenido de arcilla con el espesor del primer horizonte entre todos los perfiles ($r=0.235$, $p=0.006$, correlación Pearson; Tabla 6), y también con el espesor de los primeros horizontes de suelos profundos ($r=0.325$, $p=0.008$, Tabla 6).

Tabla 7. Comparación del contenido de arcilla entre perfiles con distinto número de horizontes (prueba de Mann – Whitney).

No. de Horizontes	U	Z	Prob > U
1 y 2	1171.5	-0.510	0.610
1 y 3	1160.5	-2.096	0.036
1 y 4	985.5	-1.309	0.190
1 y 5	690	-1.836	0.066
1 y 6	881	-0.395	0.693
2 y 3	1128.5	-1.377	0.168
2 y 4	923	-0.878	0.0379
2 y 5	665.5	-1.275	0.202
2 y 6	820	-0.019	0.985
3 y 4	1287	0.222	0.823
3 y 5	913.5	-0.222	0.824
3 y 6	1209	1.780	0.089
4 y 5	714.5	-0.333	0.739
4 y 6	865.5	0.941	0.346
5 y 6	731.2	1.637	0.102

Considerando el contenido de arcilla del primer horizonte, se encontró una relación con la fisiografía del terreno. Los resultados incluyeron una correlación muy significativa y negativa con la elevación ($r=-0.467$, $p<0.001$, correlación Pearson; Figura 11), la cual se mantuvo entre las laderas N, con menor incidencia solar, y las laderas S, con mayor insolación, y en suelos someros y profundos. No se manifestó relación de la cantidad de arcillas con la pendiente del sitio ($p=0.255$), pero hubo una relación negativa con el índice topográfico de humedad (TWI) entre todos los sitios y para ladera N, pero no S, y en el primer horizonte de suelos someros, pero no de profundos (Tabla 8).

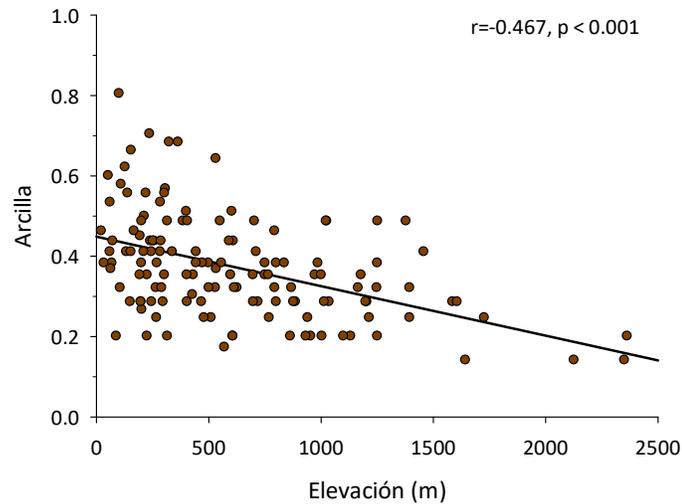


Figura 11. Relación entre la elevación y la proporción de arcilla de suelo (n=134; INEGI, 2013; dato porcentual transformado con la función arc seno para la correlación).

Tabla 8. Correlación entre los contenidos de arcillas y CO en el primer horizonte con los parámetros topográficos. Los valores significativos están indicados en negrita.

	Elevación		Pendiente		TWI		Espesor del primer horizonte	
	r	p	r	p	r	p	r	p
Todos los perfiles								
<i>Arcilla</i>	-0.467	< 0.001	0.099	0.255	-0.202	0.020	0.235	0.006
<i>CO</i>	0.067	0.440	0.032	0.715	-0.152	0.080	-0.058	0.504
Orientación Norte								
<i>Arcilla</i>	-0.426	0.002	0.170	0.228	-0.295	0.034	0.356	0.010
<i>CO</i>	0.055	0.697	0.002	0.988	0.008	0.957	-0.097	0.493
Orientación Sur								
<i>Arcilla</i>	-0.487	< 0.001	0.228	0.124	-0.194	0.190	0.013	0.928
<i>CO</i>	0.089	0.553	0.185	0.214	-0.300	0.040	0.028	0.853
Suelos someros								
<i>Arcilla</i>	-0.430	< 0.001	0.218	0.074	-0.269	0.027	0.033	0.789
<i>CO</i>	0.160	0.192	-0.039	0.754	-0.107	0.384	0.109	0.376
Suelos profundos								
<i>Arcilla</i>	-0.490	< 0.001	0.028	0.822	-0.198	0.114	0.325	0.008
<i>CO</i>	-0.016	0.899	-0.011	0.927	-0.123	0.330	0.038	0.764

De acuerdo a la litología, es posible ver en la Figura 12a que la clase que presentó un mayor porcentaje de arcilla en el primer horizonte de suelo fue la ígnea extrusiva intermedia (Igei), y la de menor fue metamórfica (M), con un gran rango de variabilidad. Sin embargo, según los resultados de la U de Mann – Whitney, los únicos tipos que no presentaron diferencias significativas entre sí fueron la roca sedimentaria (S) con la ígnea extrusiva intermedia (Igei) ($p=0.054$), y la roca metamórfica (M) con la ígnea intrusiva ácida (Igia) ($p=0.391$) (Tabla 9).

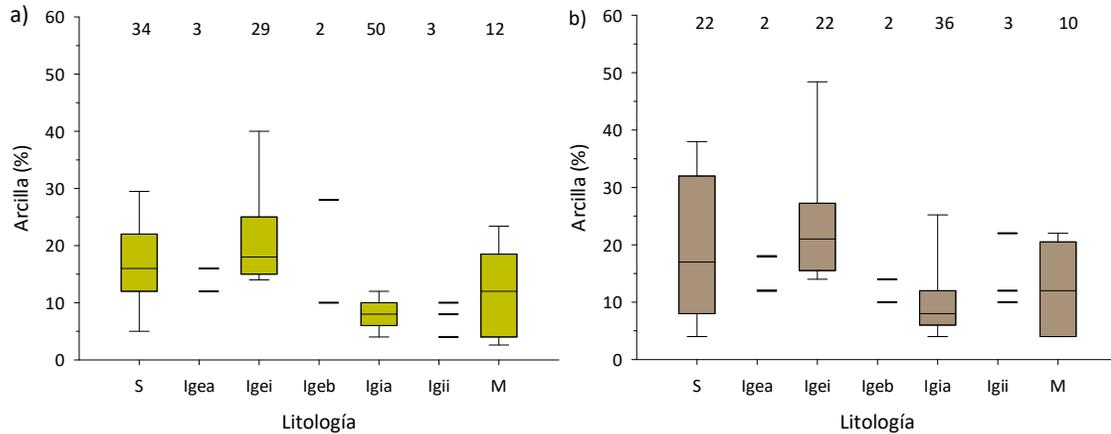


Figura 12. Porcentaje de arcilla de los primeros (a) y últimos horizontes (b) con perfiles separados de acuerdo a la clasificación litológica. Datos reales (puntuales) en líneas negras para Igea, Igeb y Igii. Para S, Igei, Igia y M, con mayor número de datos (indicados en la parte superior de cada caja) con cajas indicando la línea del medio la mediana y los extremos inferiores y superiores los percentiles 25 y 75, respectivamente, y sus errores.

Tabla 9. Comparación del contenido de arcilla entre tipos de litología, en el primer horizonte (más someros), y el último horizonte (más profundos) (prueba de Mann – Whitney).

	Litología	U	Z	Prob > U
Primeros horizontes	S – Igei	615	1.928	0.054
	S – Igia	1330	4.727	<0.001
	S – M	276.5	2.014	0.044
	Igei – Igia	1361	6.502	<0.001
	Igei – M	277.5	2.968	0.003
	Igia – M	348	0.857	0.391
	Últimos horizontes	S – Igei	187.5	-1.271
S – Igia		551	2.494	0.013
S – M		146	1.450	0.147
Igei – Igia		700.5	4.895	<0.001
Igei – M		180.5	2.862	0.004
Igia – M		188	0.202	0.840

Tabla 10. Comparación del contenido de arcilla entre el primer horizonte (más someros), y el último horizonte (más profundos), por tipo de litología (prueba de Mann – Whitney).

Litología	U	Z	Prob > U
S	341.5	-0.362	0.717
lgei	296	-0.431	0.667
lgia	789.5	-0.832	0.405
M	57.5	-0.136	0.892

También se hizo el análisis de U de Mann – Whitney para el contenido de arcilla para los horizontes relativamente más cercanos al material parental, es decir, los últimos horizontes de cada perfil (e.g. horizonte 2 de perfiles de 2 horizontes, horizonte 5 de perfiles de 5 horizontes). Éstos últimos horizontes presentaron las mismas diferencias significativas con los mismos tipos de roca a excepción de la roca sedimentaria (S) con la metamórfica (M) (Tabla 9).

En la Figura 12b, aunque es posible ver ciertas similitudes entre el comportamiento de éstos contenidos en los horizontes someros y profundos, no hubo diferencias significativas en ninguna de sus clasificaciones entre primeros y últimos horizontes (Tabla 10).

3.4 Carbono orgánico del suelo

Mucha de la materia orgánica, en especial las formas persistentes en el suelo, tiene como eje el carbono, si bien la proporción de éste es algo variado. El carbono orgánico (CO) es un componente del suelo con fuerte variabilidad vertical de acuerdo a la Figura 13, aunque sea en un rango diminuto, tiende a disminuir en horizontes más profundos. Los perfiles con 1 y 2 horizontes tuvieron una disminución aparente de CO (Figura 13), sin embargo, de acuerdo a una prueba de U de Mann – Whitney, esta diferencia entre ellos no fue significativa.

Los perfiles con dos horizontes no presentaron diferencias significativas con los perfiles con mayor número de horizontes. Aunque es posible observar una notoria disminución entre los primeros tres horizontes, es decir, 1 y 2, y 2 y 3 (Figura 13), no se aprecian grandes diferencias entre los horizontes a mayor profundidad, entre el horizonte 4 al 6. Lo que se puede observar es un decaimiento del contenido

de CO entre perfiles con más de 2 horizontes. El rango total promedio de CO desde la superficie a 1 m de profundidad fue de 1.25% a 0.25%.

Contrastando suelos someros y profundos, el contenido de CO en el primer horizonte no presentó diferencias significativas ($z=1.39$, $p=0.166$, U de Mann – Whitney), al igual para el segundo horizonte ($z=0.71$, $p=0.476$). Sin embargo, el contenido acumulado de todo el perfil, mostró diferencias significativas, con mayor acumulación en los profundos ($z=-2.92$, $p=0.003$) (Tabla 11).

Se encontró que el carbono orgánico no presentó patrón respecto a algún factor topográfico excepto a una relación negativa con TWI, restringida a las laderas sur (Tabla 8). Por otro lado, aunque el contenido de CO en suelo fuera influenciado por el NPP, la influencia fue muy poca ($r^2=0.046$, $p=0.035$), al igual que con GPP durante los meses de la temporada seca (agosto, $r^2= 0.061$, $p=0.012$) y temporada húmeda (marzo, $r^2= 0.088$, $p=0.004$) (Anexo 7; Tabla 15).

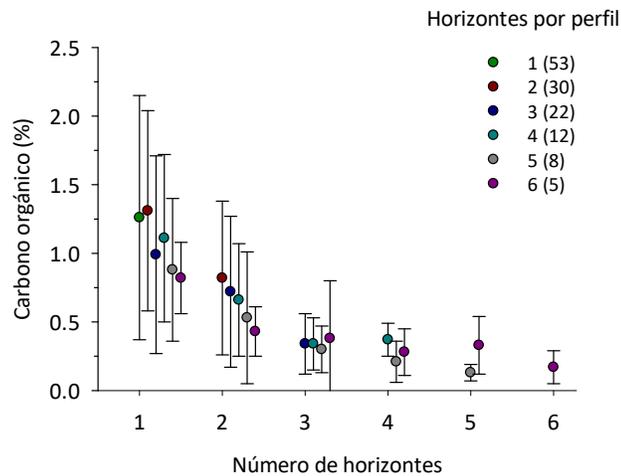


Figura 13. Contenido de carbono orgánico en suelo (CO) por horizonte, promedio con su desviación estándar (n=134; INEGI, 2013) en Baja California.

Tabla 11. Comparación entre suelos someros y profundos del contenido de carbono orgánico del perfil acumulado y de los primeros dos horizontes (prueba de Mann – Whitney).

Datos	U	Z	Prob> U
CO acumulado del perfil	1534.5	-2.91905	0.00351
CO primer horizonte	2480.5	1.38625	0.16567
CO segundo horizonte	489.5	0.71245	0.47619

Es interesante encontrar que, a diferencia de características del suelo, la productividad primaria neta anual (NPP) mostró varias relaciones significativas con parámetros fisiográficos del terreno, con una correlación positiva con la pendiente ($r=0.40$, $p<0.001$), una negativa con la elevación ($r=-0.28$, $p<0.001$) y negativa con el índice topográfico de humedad (TWI; $r=0.30$, $p<0.001$). En todos los casos se mantuvo esta relación en laderas N y S, y en suelos someros (Anexo 7).

3.5 Retención del agua y almacenamiento de carbono

La relación, por regresión lineal, entre el carbono orgánico (CO) y la capacidad de campo estimada (CC) demostró que la influencia del CO fue notable en el primer horizonte ($r^2=0.398$, $p<0.001$; Figura 14) donde estaba concentrada la mayor parte del poco CO existente. Además, el CO contribuyó de manera significativa a la CC del perfil completo ($r^2=0.248$, $p=0.000$; Figura 15).

Usamos dos ecuaciones para estimar la CC, siendo la de Rawls et al. (2003) que incluye CO y las fracciones minerales y, la de Middleton (1920) que sólo considera el material mineral. Encontramos que la relación entre estas capacidades de campo también demostró una correlación significativa para todos los horizontes ($n=270$) ($r=0.393$, $p<0.001$, correlación Pearson), aunque presentó anomalías de tendencia contraria.

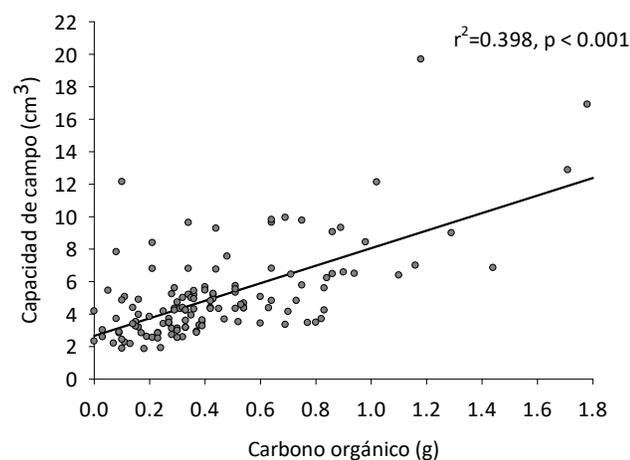


Figura 14. Regresión lineal entre el contenido de carbono orgánico (CO) y la capacidad de campo en el primer horizonte.

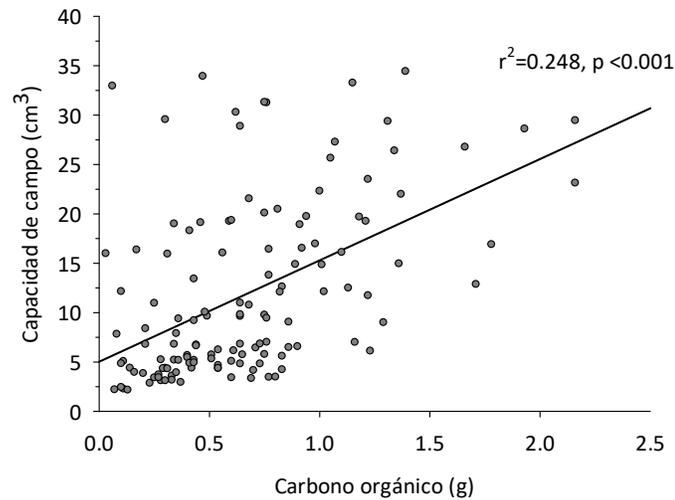


Figura 15. Regresión lineal entre el contenido de carbono orgánico (CO) y la capacidad de campo de todo el perfil de suelo.

La capacidad de campo de todo el perfil, calculada con la ecuación de Rawls et al. (2003), tuvo diferencias significativas entre los perfiles de 1, 2 y 3 horizontes y los perfiles de 5 y 6 horizontes, además de diferir entre los de 4 y 6 horizontes (prueba de Mann – Whitney, todo $p < 0.019$ o menos; Anexo 8). En el caso de la capacidad de campo dada con Middleton (1920) sólo hubo una diferencia entre perfiles con 3 y 6 horizontes ($p = 0.003$; anexo 8). Se aprecia en la Figura 16 que las dos ecuaciones dieron diferente resultado promedio entre todos los horizontes (27.93% por Rawls et al. [2003], 17.14% por Middleton [1920]).

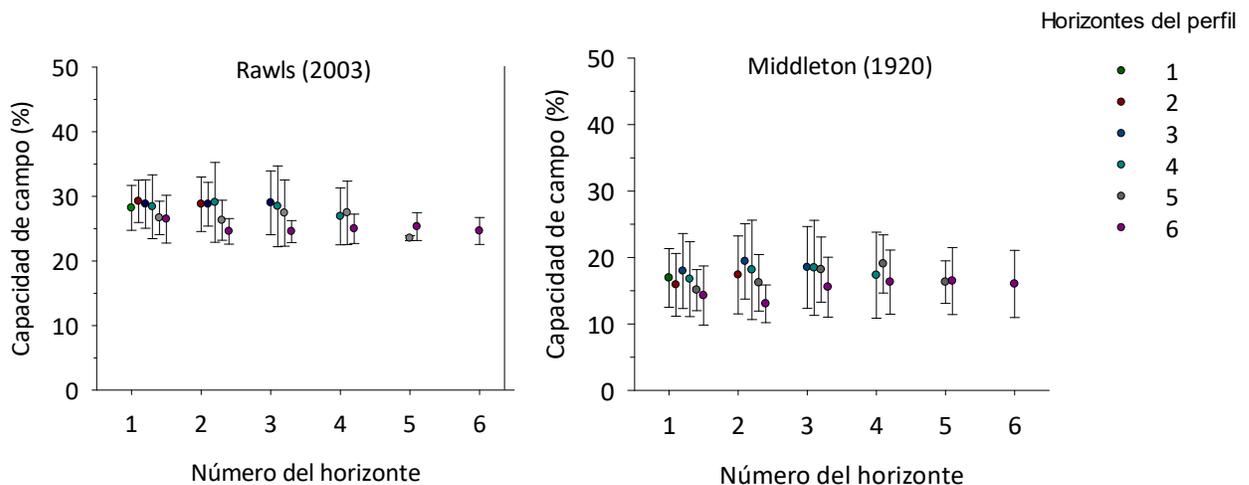


Figura 16. Capacidad de campo (CC) por horizonte calculada con dos ecuaciones distintas. La propuesta por Rawls et al. (2003) incluye el CO en su estructura. La propuesta por Middleton (1920) sólo considera los componentes minerales.

La capacidad de campo dada en todo el perfil define la cantidad de agua que todo el cuerpo del suelo sería capaz de retener contra la gravedad. La CC de las dos ecuaciones resultaron diferentes para perfiles completos, tomando en cuenta el número de horizontes (Tabla 12).

Tabla 12. Comparación entre la capacidad de campo calculada con la ecuación de Rawls et al. (2003) y con la de Middleton (1920), para grupos de perfiles con diferentes números de horizontes (prueba de Mann – Whitney).

Horizontes por perfil	U	Z	Prob > U
1	2735	8.403	0
2	2171	8.061	< 0.001
3	3003	7.809	< 0.001
4	1695	6.063	< 0.001
5	1117	6.605	< 0.001
6	1209	7.001	< 0.001

Capítulo 4. Discusiones

4.1 Muestreo de INEGI

La región de estudio comprende un rango altitudinal desde 0 en las zonas costeras hasta 3000 msnm en las sierras (Krasilnikov et al., 2013). Esto genera una topografía compleja con una gran variedad de topofomas en su superficie. Por ello, la dificultad de acceso a las distintas formas, impidió que los muestreos realizados por el INEGI fueran completamente representativos en cuanto a la topografía de la región. En el presente estudio, las combinaciones de variables no se probaron por la escasez de muestras, relativas al número de variables y de categorías.

En el caso de la litología del lugar, el muestreo de INEGI y los puntos aleatorios resultó ser diferente únicamente para un tipo de roca, el ígneo intrusivo intermedio (Igi) ($p=0.006$), aunque fue imposible comparar algunas categorías debido a la falta de datos de estas clasificaciones (calizas e ígneas intrusivas básicas), por lo que hace falta un muestreo más exhaustivo referente al tipo de roca de la región coordinado al muestreo de perfiles de suelo del INEGI. Esto podría generar una mayor densidad de información que permita una mejor correlación entre la composición litológica y la del suelo. Además, la clasificación utilizada en éste trabajo fue resumida y generalizada a la composición del tipo de roca, de acuerdo a la información utilizada de INEGI y al criterio de un geólogo, y no se dirigió por conocimiento general de resultados de la meteorización por cada tipo de litología. Tal conocimiento sería necesario para conclusiones más precisas sobre la composición del suelo, y la complejidad de la geología de la península sugiere la posibilidad de una gran variabilidad de suelos (Krasilnikov et al., 2013), particularmente dentro de los cuatro tipos reconocidos comunes.

Los tipos de suelos también presentaron diferencias en algunas de sus clases, aunque los tipos comunes eran solo dos. El tipo de suelo dominante de la región, el leptosol (Maya et al., 2011), se caracteriza por ser delgado, común de zonas de alto grado de pendiente y, por lo tanto, más difíciles de obtener muestra a la vez que menos interesante para algún uso. El segundo suelo común en la región estudiada fue el regosol, el cual es un tipo de suelo joven, común en los pies de ladera que suelen recibir gran cantidad de material transportado (Krasilnikov et al., 2013). Esto quiere decir que son suelos de fácil acceso, lo que permitió que éste tipo de suelo estuviera bien representado por el muestreo del INEGI, como en otras áreas de interés para usos de la tierra.

4.2 Suelos someros y profundos

El grosor del suelo fue mayor en sitios de menor pendiente, particularmente debajo de 12° pero también fue notoria una variación amplia en el rango de pendientes bajas. La precisión y exactitud del presente análisis, y por ende su poder, no fueron los esperados por el límite de excavación de 1.0 ó 1.25 m, el cual dejó un 49% de los perfiles sin dato de profundidad. Esta limitante podría haberse resuelto con el uso de metodologías geofísicas (e.g. tomografía eléctrica; Anexo 6), sin embargo, nuestro interés en corregir esta deficiencia se topó con realidades de tiempo, permisos de acceso y presupuesto, además de la disponibilidad del equipo necesario.

En el modelo conceptual de catena (Milne, 1935), la profundidad del suelo varía de forma importante y sistemática. Éstos cambios están dados por procesos de erosión y sedimentación de materiales, y por las condiciones de drenaje, generando suelos de diferentes grosores y desarrollo de horizontes. Por los datos del INEGI y el margen de error posible en su geolocalización (resolución de 30 m), no perseguimos alguna aplicación de éste modelo. De hecho, la catena no se traduciría en una relación directa con la pendiente. Sin embargo, los suelos de mayor profundidad se encontraron en zonas con menor curvatura, o bien, en zonas con curvatura de tipo cóncava. Esto concuerda con que las zonas receptoras de sedimentos transportados de otras regiones por distintos mecanismos de erosión presentan suelos de mayor grosor (Hoover y Hursh, 1943; Dietrich et al., 1995).

A pesar de que es posible pensar que la profundidad de un suelo estaría directamente relacionada con parámetros topográficos, ésta no presentó una correlación significativa ni con la pendiente ($p=0.077$), ni con la elevación ($p=0.795$), sugiriendo que su variabilidad está dada por un conjunto de interacciones complejas, posiblemente entre más factores que los estudiados en este trabajo (Hoover y Hursh, 1943; Jenny, 1941) y, por variaciones locales en la historia ambiental. Podríamos estar ante un dato no concluyente ya que otros autores han reportado la importancia de considerar el patrón de distribución espacial del muestreo de acuerdo a la fisiografía del terreno a la hora de crear el mapa de un suelo (Goodchild, 1992; Scull et al., 2003).

El índice topográfico de humedad (TWI) del suelo guarda mejor relación al perfil de una catena. El TWI puede verse en relación a flujos superficiales de agua (y erosión consecuente) pero también con el componente horizontal de movimiento dentro de la matriz de suelo. Como la acumulación de flujo en cualquier punto, el TWI representa el contacto con agua (Sørensen et al., 2006), relativo a otros puntos, con sus implicaciones de mayor o menor afectación a procesos biogeoquímicos desde meteorización de la

fracción mineral al metabolismo de microbios. Sin embargo, en este estudio encontramos que éste índice no guarda una correlación directa con la profundidad de un suelo, aunque sólo hablamos de los suelos que consideramos someros (<1.25m) (68), pudiendo tener un resultado diferente si la base de datos fuera más densa.

4.3 Textura del suelo

La textura del primer horizonte de los perfiles se concentró en tipos de suelo principalmente arenosos. Este tipo de textura es usual en el horizonte “A” caracterizado por pérdida del material más fino por translocación a horizontes más profundos (Buol et al., 2011; Brady y Weil, 2017), o por erosión debido a la posición topográfica, ya que el sedimento más fino es fácilmente erosionado, es decir que, las arcillas, son eventualmente transportadas a zonas de depresión o valles (Schaetzl y Anderson, 2005). La cantidad de sedimento que será transportado es influenciada por la intensidad y distribución de la precipitación, la topografía, el tipo de roca y la vegetación (Weaver, 1989). Podría ser por ello que, de los parámetros topográficos, la arcilla mostró correlación negativa con la elevación y el TWI, pudiendo ser el resultado del transporte de materiales a través de las rutas de flujo.

El contenido de arcilla en profundidad aumentó en los horizontes 3 y 4, lo cual puede deberse al movimiento vertical de partículas por percolación con el drenaje que provoca la translocación de las arcillas en estos horizontes (Yimer et al., 2006). Esto ha sido previamente reportado por Birkeland (1984), refiriéndose a esta sección como el horizonte “B”, y que generalmente es el más rico en estos minerales. El que en los resultados de este trabajo los datos sean dos horizontes puede deberse a la zona transicional del horizonte “A” al “B”, dado que en el medio natural los cambios no suelen ser radicales sino graduales.

De acuerdo a la litología del primer horizonte, la que mostró mayor desarrollo de arcilla en suelo fue la roca sedimentaria y la roca ígnea extrusiva intermedia. Las rocas ígneas extrusivas intermedias como la andesita, suelen ser más vulnerables a la meteorización con tendencia a formar minerales arcillosos (kaolinita) gracias a su composición (Weaver, 1989), y a las condiciones de presión y de temperatura de formación menor que la roca ígnea intrusiva, haciéndola más susceptible a ser intemperizada (Velde y Barré, 2010). Los perfiles con esta roca subyacente presentan mayor cantidad de arcillas en su estructura. Por otro lado, el grupo de roca sedimentaria (S) en la clasificación de este trabajo engloba un subgrupo “Q” que representa el suelo (en ausencia de roca), por lo que su monto podría verse influenciado más bien

por la formación de nuevos minerales arcillosos resultantes de procesos biogeoquímicos que producen otros tipos de arcillas (neorarcillas) y que no están directamente relacionadas con la litología circundante. Debido a la complejidad del origen de estos minerales, que influenciará el tipo de arcilla que va a formar, y del número de minerales de arcilla que existen, requeriría un trabajo más profundo acerca de los tipos de minerales arcillosos de la región para esclarecer si existe una relación directa entre ellos y la litología de la zona. Además, existe la posibilidad de que sean arcillas transportadas de otras zonas de la ladera y depositadas en éstos puntos.

El contenido de arcilla por tipo de litología tampoco presentó diferencias entre el primer horizonte y el último horizonte del perfil, siendo similar éste componente en profundidad, al menos a 1.25 m. Sin embargo, la presencia de actividad biológica (plantas, microorganismos y animales) y agua puede llegar a tener influencia sobre al menos 30 cm del perfil (Schenk y Jackson, 2002), promoviendo la presencia de ácidos orgánicos que facilitan la formación de minerales arcillosos en estos horizontes. Por otro lado, más allá de 30 cm, ha sido mencionado que el contenido de arcilla está más relacionado a interacciones locales agua – mineral (Velde y Barré, 2010).

4.4 Carbono orgánico del suelo

El carbono orgánico (CO) tuvo cambios principalmente en los primeros horizontes, y se estabilizó en los más profundos. Este contenido alto es usual en los horizontes más superficiales, alrededor del 50% del CO del primer metro suele concentrarse en los primeros 30 cm del perfil (Jobbágy y Jackson, 2000). Esto sucede debido a la recepción de residuos de plantas y animales que representan la materia prima para el CO y que se concentran en los primeros horizontes, generalmente nombrados como horizontes O y A (Buol et al., 2011). En México, las prácticas de muestreo de CO suelen darse solamente en los primeros 30 cm al seguir directrices del IPCC, que toman como base práctica que el CO ubicado en profundidad es estable (Lorenz y Lal, 2005; Paz y Etchevers, 2016). Este estado comprendería compuestos orgánicos que han perdido su estructura original y se han vuelto más estables, como las sustancias húmicas que pueden permanecer en la matriz de suelo por decenas de años (Schmidt et al., 2011), o el carbono resultante de incendios que persiste por cientos o miles de años (Meyer et al., 1995; Pingree y DeLuca, 2017). Es por ello que sigue haciendo falta la partición y medición de los diferentes tipos de CO que se puede encontrar en el suelo, especialmente aquellos compuestos de difícil descomposición que cumplen una función como sumidero y almacén de carbono en suelo. Para esto, se han desarrollado herramientas ópticas útiles que

permiten cuantificar el grado de complejidad o “humificación” de las sustancias en suelo a través de la excitación y fluorescencia de los compuestos (Milori et al., 2002, 2006; Dos Santos et al., 2015). A pesar de que se buscó implementar dicha metodología (Anexo 20), debido a tiempos de trámite con el INEGI, no se llegó a estimar el grado de humificación para éste trabajo.

A pesar de que el CO ha demostrado tener variabilidad con la posición en la pendiente (Miller et al., 1988) y ha sido reportado un incremento desde la cumbre hasta el pie de laderas individuales (Gregorich y Anderson, 1985), en este trabajo no hubo correlación del CO con la pendiente a nivel paisaje. El CO únicamente mostró tener correlación negativa con el índice topográfico de humedad (TWI), el cual está relacionado directamente con las rutas de flujo dadas por la topografía, lo cual podría indicar el transporte y movimiento del CO a lo largo de estas rutas dadas por factores externos como la escorrentía, la gravedad y el viento (Birkeland, 1984; Kimble et al., 2001; Smith et al., 2007; Pope, 2013), y su posterior depositación en regiones con poca inclinación (Burke et al., 1999; Van Oost et al., 2007). Esta relación ha sido observada en trabajos previos. La baja resolución de los modelos de elevación utilizados representan un factor que pudiera ser mejorado para revalorar las estimaciones de la influencia de la topografía sobre el CO (Schwanghart y Jarmer, 2011). Hancock (2005) demostró que una resolución de 10 m es un tamaño adecuado para análisis de este tipo. En estudios posteriores a su propuesta se ha encontrado una correlación significativa entre el CO y parámetros topográficos como la pendiente, la elevación y el largo de la ladera (Hancock et al., 2010).

4.5 Capacidad de retención de agua y almacenamiento de carbono

Para poner en perspectiva el papel del suelo como principal reservorio de carbono (C), es necesario conocer el resto de los stock globales (Paz et al., 2016). En la atmósfera se estima un contenido de 720 – 820 Pg C (Falkowski et al., 2000; Mackey et al., 2013), siendo aproximadamente la mitad del C estimado de estar presente en los primeros 30 cm de suelo (Powlson et al., 2011). En el creciente interés global sobre el cambio climático debido a las altas concentraciones de CO₂ atmosférico radica el quehacer científico por cuantificar el potencial de almacenamiento del suelo. De acuerdo al resultado obtenido de éste trabajo fue posible ver que el CO no tuvo mucha variación ni tuvo cambios por los factores analizados en este estudio, profundidad y topografía. Esto permitiría pensar en un stock semi uniforme que pudiese ser calculado a partir de un valor para toda la región y extrapolado para el área de interés. Todavía falta estimar las fracciones lábil y secuestrado del stock, desde una escala local hasta global.

Existe un gran interés en cuantificar el CO más allá del primer metro de suelo, donde existen menos trabajos para determinar si estas cantidades representan un cambio significativo en el balance global de C (Amundson, 2001). También, está la parte inorgánica del C en suelo que no suele ser cuantificada y que tiene mejores características como almacén de C al tener un periodo de residencia mucho más amplio que el CO (Kononova, 1961; Schmidt et al., 2011).

El CO mostró tener influencia sobre la capacidad de retención de agua o capacidad de campo (CC) tanto en el perfil completo como en el primer horizonte. Sin embargo, esta correlación fue mayor en el horizonte superficial, el cual se caracteriza por tener un mayor contenido de C. Esto se debe a la contribución de las plantas y, se vincula con el ampliamente reconocido papel del CO como mejorador de la capacidad de retención de agua que tiene un suelo (Franzluebbers, 2002; Hollis et al., 1977; Rawls et al., 2003; Saxton y Rawls, 2006).

De las ecuaciones para determinar la capacidad de retención de agua, obtenidas a partir de la información textural del suelo, pero una incluyendo al carbono orgánico en su estructura, por poquito que sea, hemos dado ejemplo de la baja CC estimada con solamente el material mineral, incluso en profundidad. La ecuación de Rawls et al. (2003) incluyendo el CO mostró una CC más alta que la de Middleton (1920) en todos los horizontes. Incluso en los horizontes más profundos, la materia orgánica tiene papel como promotora de una mejor estructura de suelo que facilita el movimiento e infiltración de agua a zonas más profundas (Franzluebbers, 2002; Schnitzer, 1991).

4.6 Pedometría

Siguiendo a Jenny (1941) ha habido muchos intentos de cuantificar y modelar la influencia de los factores formadores en propiedades particulares de los suelos. Mientras tanto, la clasificación multivariada pero cualitativa, la cual facilita la administración del manejo y puede concretarse en mapas, ha sido una orientación dominante en la edafología. Sin embargo, la compleja variación dentro y entre los tipos, sigue provocando investigación dirigida hacia influencias cuantitativas sobre las características del suelo (Gessler et al., 1995). Esto ha dado paso a la pedometría, la cual es definida por McBratney (en la página oficial de la Sociedad Pedométrica: www.pedometrics.org) como “la aplicación de métodos matemáticos y estadísticos para modelar cuantitativamente los suelos, con el propósito de analizar su distribución, propiedades y comportamiento”.

Aunque la pedometría va dirigida a procesos en contextos chicos y conocidos en detalle, la estadística, como en el presente trabajo exploratorio, puede tomar contextos mayores, aunque conllevan mayores interacciones e historia desconocida, además de influencias estocásticas bióticas y antrópicas.

Éste enfoque se ha ido actualizando y añadido al mapeo del suelo, buscan disminuir la incertidumbre sobre la variabilidad del suelo. Aunque haya bastante literatura acerca de ella, todavía falta organización, sistematización y síntesis. También faltan nuevas herramientas que permitan a los científicos del suelo sin conocimiento del SIG ni de teorías del caos poder llegar a tomar mejores decisiones bajo condiciones de incertidumbre (Burrough, 1993). Este campo de la ciencia por lo tanto es interdisciplinario, buscando relacionar la información científica del suelo con su localización geoespacial y su distribución a partir de métodos matemáticos.

En este trabajo se buscaron las relaciones directas entre las características del suelo e información del terreno para cuantificar la influencia de diferentes factores sobre su variabilidad. Consideramos que quedamos con bajo poder de predicción por las influencias estocásticas muy difundidas y poco documentadas en Baja California. Esto sugiere que quizás las propiedades tratadas están dadas por otros factores no considerados (o no accesibles con un MDE de 30 m), o que sean resultantes de interacciones multivariadas no analizadas (incluyendo la historia del uso del suelo), o bien, que un muestreo aleatorio a tal escala espacial requeriría de mucho mayor densidad de muestras.

Capítulo 5. Conclusiones

El conjunto de suelos muestreados por el INEGI tuvo ciertos sesgos en cuanto a topografía del terreno, y algunos tipos de litología y de suelos. Esto sugiere una falta de información específica acerca de los cambios en los tipos de suelo de la región y su relación con la fisiografía y la roca subyacente. Además, hubo una gran falta de precisión analítica sobre los tipos de roca (composicionalmente) que permitiesen analizar la influencia de sus componentes con la formación de ciertos tipos de suelos.

Los muestreos del INEGI tuvieron un alcance limitado a profundidad, dejado cerca de la mitad de los perfiles con profundidad desconocida. Esto dificulta la obtención de un resultado concluyente acerca de la relación entre los factores topográficos y la profundidad del suelo, pues implicó un sesgo sistemático en los datos analizados. La aplicación de una metodología geofísica no intrusiva, como la tomografía eléctrica, representa una alternativa factible que podría complementar, y mejorar, los análisis de este trabajo. Sin embargo, no fue posible su aplicación por cuestiones de acceso a los sitios, financiamiento y disponibilidad del instrumento.

La composición del suelo presentó muy poca relación con la fisiografía de la región obtenida de los modelos de elevación. La arcilla y el carbono orgánico mostraron estar influenciados por el TWI, parámetro vinculado a las rutas de flujo hídrico, seguramente ligado al importante papel del agua sobre la erosión, depositación y meteorización de material en la zona. La arcilla también tuvo relación con la elevación, concordando con la misma teoría acerca del movimiento de material, mayormente sedimentos finos, de zonas más altas a zonas de depositación. El CO tuvo relación con la productividad del ecosistema, relación antes vista debido al origen del CO por los residuos de las plantas. Sin embargo, Jenny (1941) resaltó que la relación suelo – vegetación es compleja, tanto de dependencia como de retroalimentación, y en la región presente se complica por la heterogeneidad del pastoreo y de los incendios.

Otra cuestión a tomar en cuenta es la resolución espacial de los modelos de elevación utilizados (30 m) y, la precisión de la georeferencia de los sitios de la primera serie, que no permitieron una alta precisión de la información del terreno donde se localizaban los puntos, cuando se ha propuesto que, para fines de estudios de propiedades del suelo, el tamaño máximo de rejilla debería de ser de 10 m. Esto pudo haber tenido repercusiones en los análisis estadísticos realizados en este estudio.

El suelo como almacén de carbono en este ecosistema no tuvo mucha variación lateral en los dos primeros horizontes (~20-30cm). En éstos se concentra alrededor del 86% del CO almacenado en el primer metro. Con ello, es posible sugerir que el CO en el noroeste de Baja California sea tratable como aleatorio con cierta variabilidad, facilitando el cálculo del almacén de carbono en una gran superficie. Por otro lado, debido a que el carbono orgánico en suelo existe en diferentes formas (sustancias), algunas tan estables que pueden llegar a permanecer hasta decenas y miles de años, sigue haciendo falta la partición de éste componente en sus diferentes formas y la cuantificación de cada una de ellas. Esto sigue siendo un reto importante para el balance global del carbono y su manejo como almacén de CO₂, principalmente por la participación de México en tratados internacionales relacionados al cambio climático y el balance global del carbono.

En consecuencia, es pertinente pensar que la interdependencia y la simultaneidad de las interacciones entre los componentes del suelo y los demás factores formadores de Jenny (1941) vuelven más complejo llegar a cuantificar los efectos de cada uno de los factores formadores de suelo de forma independiente. Queda a discusión la aplicación de otros tipos de análisis multivariados que pudieran mejorar la explicación y predicción de la variabilidad de la profundidad y composición de un suelo.

Literatura citada

- Amundson, R. 2001. The carbon budget in soils. *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*, 29(1), 535–562.
- Batjes, N. H. 1996. Total carbon and nitrogen in the soils of the world. *European Journal of Soil Science*, 47(2), 151–163.
- Beven, K. J., Kirkby, M. J. 1979. A physically based, variable contributing area model of basin hydrology. *Hydrological Sciences Bulletin*, 24(1), 43–69.
- Birkeland, P. W. 1984. *Soils and Geomorphology*. Oxford University Press: Oxford, UK.
- Bolin, B., Sukumar, R., Ciais, P. 2001. The global perspective. En R. T. Watson, I. R. Noble, & B. Bolin (Eds.), *IPCC Special Report on Land Use, Land-use Change and Forestry (15a ed.)*. Cambridge University Press: Cambridge, UK. pp. 23–51.
- Brady, N. C., Weil, R. R. 2017. *The nature and properties of soils (15a ed.)*. Pearson Education Ltd: Harlow, UK.
- Buol, S. W., Southard, R. J., Graham, R. C., McDaniel, P. A. 2011. *Soil genesis and classification (6a ed.)*. Wiley-Blackwell: Chichester, UK.
- Burke, I. C., Lauenroth, W. K., Riggle, R., Brannen, P., Madigan, B., Beard, S. 1999. Spatial variability of soil properties in the shortgrass steppe: The relative importance of topography, grazing, microsite, and plant species in controlling spatial patterns. *Ecosystems*, 5(2), 422–438.
- Burrough, P. A. 1993. Soil variability: a late 20th century view. *Soils and Fertilizers*, 56, 529–562.
- Chen, Z. S., Hsieh, C. F., Jiang, F. Y., Hsieh, T. H., Sun, I. F. 1997. Relations of soil properties to topography and vegetation in a subtropical rain forest in southern Taiwan. *Plant Ecology*, 132(2), 229–241.
- De Graaff, M., Classen, A. T., Castro, H. F., Schadt, C. W. 2010. Labile soil carbon inputs mediate the soil microbial community composition and plant residue decomposition rates. *New Phytologist*, 188(4), 1055–1064.
- Dietrich, W. E., Reiss, R., Hsu, M.-L., Montgomery, D. R. 1995. A process-based model for colluvial soil depth and shallow landsliding using digital elevation data. *Hydrological Processes*, 9(3–4), 383–400.
- Dietrich, W. E., Wilson, C. J., Reneau, S. L. 1986. Hollows, colluvium, and landslides in soil-mantled landscapes. En A. D. Abrahams (Ed.), *Hillslope Processes*. Allen and Unwin: Boston, USA. pp. 361–388.
- Dos Santos, C. H., Romano, R. A., Nicolodelli, G., Carvalho, C. M., Villas-Boas, P. R., Martin-Neto, L., Montes, C. R., Melfi, A. J., Milori, D. M. B. P. 2015. Performance evaluation of a portable laser-induced fluorescence spectroscopy system for the assessment of the humification degree of the soil organic matter. *Journal of the Brazilian Chemical Society*, 26(4), 775–783.
- Dubayah, R., Rich, P. M. 1995. Topographic solar radiation models for GIS. *International Journal of Geographical Information Systems*, 9(4), 405–419.

- Falkowski, P., Scholes, R. J., Boyle, E., Canadell, J., Canfield, D., Elser, J., Gruber, N., Hibbard, K., Hogberg, P., Linder, S., Mackenzie, F. T., Moore, B., Pedersen, T., Rosental, Y., Seitzinger, S., Smetacek, V., Steffen, W. 2000. The global carbon cycle: A test of our knowledge of earth as a system. *Science*, 290(5490), 291–296.
- Franzluebbers, A. J. 2002. Water infiltration and soil structure related to organic matter and its stratification with depth. *Soil and Tillage Research*, 66(2), 197–205.
- Gessler, P. E., Moore, I. D., McKenzie, N. J., Ryan, P. J. 1995. Soil-landscape modelling and spatial prediction of soil attributes. *International Journal of Geographical Information Systems*, 9(4), 421–432.
- Goodchild, M. F. 1992. Geographical data modeling. *Computers and Geosciences*, 18(4), 401–408.
- Gregorich, E. G., Anderson, D. W. 1985. Effects of cultivation and erosion on soils of four toposequences in the Canadian prairies. *Geoderma*, 36(3–4), 343–354.
- Grunwald, S. 2006. *Environmental soil-landscape modeling: Geographic information technologies and pedometrics (1a ed.)*. CRC Press: Boca Raton, USA.
- Gupta, Sc., Larson, W. E. 1979. Estimating soil water retention characteristics from particle size distribution, organic matter percent, and bulk density. *Water Resources Research*, 15(6), 1633–1635.
- Hancock, G. R. 2005. The use of digital elevation models in the identification and characterization of catchments over different grid scales. *Hydrological Processes*, 19(9), 1727–1749.
- Hancock, G. R., Murphy, D., Evans, K. G. 2010. Hillslope and catchment scale soil organic carbon concentration: An assessment of the role of geomorphology and soil erosion in an undisturbed environment. *Geoderma*, 155(1–2), 36–45.
- Heiri, O., Lotter, A. F., Lemcke, G. 2001. Loss on ignition as a method for estimating organic and carbonate content in sediments: Reproducibility and comparability of results. *Journal of Paleolimnology*, 25(1), 101–110.
- Hollis, J. M., Jones, R. J. A., Palmer, R. C. 1977. The effects of organic matter and particle size on the water-retention properties of some soils in the West Midlands of England. *Geoderma*, 17(3), 225–238.
- Hoover, M. D., Hursh, C. R. 1943. Influence of topography and soil-depth on runoff from forest land. *Eos, Transactions American Geophysical Union*, 24(2), 693–698.
- Huggett, R. J. 2007. *Fundamentals of Geomorphology (2a ed.)*. Routledge Taylor and Francis Group: London, UK.
- Humphreys, G. S., Wilkinson, M. T. 2007. The soil production function: A brief history and its rediscovery. *Geoderma*, 139(1–2), 73–78.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2006. *Edafología Conjunto de datos vectorial Edafológico escala 1: 250 000 Serie II (Continuo Nacional)*. INEGI: Aguascalientes, México.
- INEGI (Instituto Nacional de Estadística y Geografía). 2017. *Anuario estadístico y geográfico de Baja California*. INEGI: Aguascalientes, México.

- IUSS, W. 2007. World reference base for soil resources 2006, first update 2007. World Soil Resources Reports, (103).
- Iverson, R. M. 2000. Landslide triggering by rain infiltration. *Water Resources Research*, 36(7), 1897–1910.
- Jenny, H. 1941. Factors of soil formation: a system of quantitative pedology (1a ed.). Courier Corporation: New York, USA.
- Jobbágy, E. G., Jackson, R. B. 2000. The vertical distribution of soil organic carbon and its relation to climate and vegetation. *Ecological Applications*, 10(2), 423–436.
- Joffe, J. S. 1936. *Pedology* (Rutgers Un). Soil Science. New Brunswick, N. J., USA.
- Kearey, P., Brooks, M., Hill, I. 2013. An introduction to geophysical exploration (3a ed.). Wiley-Blackwell: Hoboken, USA.
- Kimble, J. M., Lal, R., Mausbach, M. 2001. Erosion effects on soil organic carbon pool in soils in Iowa. En D. E. Stott, R. H. Mohtar, & G. C. Steinhardt (Eds.), *Sustaining the Global Farm*. International Soil Conservation Organization in cooperation with the USDA and Purdue University: West Lafayette, USA. pp. 472–475.
- Kononova, M. M. 1961. *Soil Organic Matter: Its Nature, Its Role in Soil Formation and in Soil Fertility* (1a ed.). Pergamon Press: Oxford, UK.
- Krasilnikov, P., del Carmen Gutiérrez-Castorena, M. A., Ahrens, R. J., Cruz-Gaistardo, C. O., Sedov, S., Solleiro-Rebolledo, E. 2013. *The soils of Mexico* (1a ed.). Springer Science & Business Media: New York, USA.
- Lal, R. 2003. Soil erosion and the global carbon budget. *Environment International*, 29(4), 437–450.
- Loke, M. H., Chambers, J. E., Rucker, D. F., Kuras, O., Wilkinson, P. B. 2013. Recent developments in the direct-current geoelectrical imaging method. *Journal of Applied Geophysics*, 95, 135–156.
- Lorenz, K., Lal, R. 2005. The depth distribution of soil organic carbon in relation to land use and management and the potential of carbon sequestration in subsoil horizons. *Advances in Agronomy*, 88, 35–66.
- Mackey, B., Prentice, I. C., Steffen, W., House, J. I., Lindenmayer, D., Keith, H., Berry, S. 2013. Untangling the confusion around land carbon science and climate change mitigation policy. *Nature Climate Change*, 3(6), 552–557.
- Maya, Y., Venegas, F. R., Manríquez, F. J. 2011. Geografía de suelos regional: península de Baja California. En P. Krasilnikov, F. J. Jiménez-Nava, T. E. Reyna-Trujillo, & N. E. García-Calderón (Eds.), *Geografía de Suelos de México*. Facultad de Ciencias, UNAM: Cd. México, México. pp. 217–253.
- Meyer, G. A., Wells, S. G., Timothy Jull, A. J. 1995. Fire and alluvial chronology in Yellowstone National Park: climatic and intrinsic controls on Holocene geomorphic processes. *Geological Society of America Bulletin*, 107(10), 1211–1230.
- Middleton, H. E. 1920. The moisture equivalent in relation to the mechanical analysis of soils. *Soil Science*, 9(2), 159–167.

- Miller, M. P., Singer, M. J., Nielsen, D. R. 1988. Spatial variability of wheat yield and soil properties on complex hills. *Soil Science Society of America Journal*, 52(4), 1133–1141.
- Milne, G. 1935. Some suggested units of classification and mapping, particularly for East African soils. *Soil Research*, 4, 183–198.
- Milori, D., Avanço Galeti, H. V., Martin-Neto, L., Dieckow, J., González-Pérez, M., Bayer, C., Salton, J. 2006. Organic matter study of whole soil samples using laser-induced fluorescence spectroscopy. *Soil Science Society of America Journal*, 70(1), 57–63.
- Milori, D., Martin-Neto, L., Bayer, C., Mielniczuk, J., Bagnato, V. S. 2002. Humification degree of soil humic acids determined by fluorescence spectroscopy. *Soil Science*, 167(11), 739–749.
- Mitchell, J. K., Soga, K. 2005. *Fundamentals of soil behavior* (3a ed.). John Wiley & Sons: Hoboken, USA.
- Moore, I. D., Turner, A. K., Wilson, J. P., Jenson, S., Band, L. 1993. GIS and land-surface–subsurface process modelling. En M. F. Goodchild, B. O. Parks, & L. T. Steyaert (Eds.), *Environmental Modeling with GIS*. Oxford University Press: New York, USA. pp. 196–230.
- Nelson, D. W., Sommers, L. E. 1996. Total carbon, organic carbon, and organic matter. *Methods of soil analysis part 3—chemical methods*, 961–1010.
- Panizza, M. 1996. *Environmental geomorphology* (4a ed.). Elsevier: Amsterdam, Netherlands.
- Parry, M. L., Canziani, O. F., Palutikof, J. P., Van Der Linden, P. J., Hanson, C. E. 2007. IPCC, 2007: climate change 2007: impacts, adaptation and vulnerability. Contribution of working group II to the fourth assessment report of the intergovernmental panel on climate change. En Cambridge University Press. Cambridge, UK.
- Paton, T. R., Humphreys, G. S., Mitchell, P. B. 1995. *Soils: a new global view*. Yale University Press: New Haven, USA.
- Paz, F., Argumedo, J., Cruz-Gaistardo, C. O., Etchevers, J., De Jong, B. 2016. Distribución espacial y temporal del carbono orgánico del suelo en los ecosistemas terrestres de México. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 289–310.
- Paz, F., Etchevers, J. 2016. Distribución a profundidad del carbono orgánico en los suelos de México. *Terra Latinoamericana*, 34(3), 339–355.
- Peel, M. C., Finlayson, B. L., McMahon, T. A. 2007. Updated world map of the Köppen-Geiger climate classification. *Hydrology and Earth System Sciences*, 4(2), 439–473.
- Pingree, M. R. A., DeLuca, T. H. 2017. Function of wildfire-deposited pyrogenic carbon in terrestrial ecosystems. *Frontiers in Environmental Science*, 5, 53.
- Pope, G. A. 2013. Overview of weathering and soils geomorphology. En G. A. Pope (Ed.), *Treatise on Geomorphology* (1a ed.). Academic Press: London, UK. pp. 1–11.

- Powlson, D. S., Whitmore, A. P., Goulding, K. W. T. 2011. Soil carbon sequestration to mitigate climate change: A critical re-examination to identify the true and the false. *European Journal of Soil Science*, 62(1), 42–55.
- Press, F., Siever, R. 1994. *Understanding Earth*. W.H. Freeman: New York, USA.
- Qualls, R. G. 2004. Biodegradability of humic substances and other fractions of decomposing leaf litter. *Soil Science Society of America Journal*, 68(5), 1705–1712.
- Raich, J. W., Potter, C. S., Bhagawati, D. 2002. Interannual variability in global soil respiration, 1980–94. *Global Change Biology*, 8(8), 800–812.
- Rawls, W. J., Pachepsky, Y. A., Ritchie, J. . C., Sobecki, T. M., Bloodworth, H. 2003. Effect of soil organic carbon on soil water retention. *Geoderma*, 116(1–2), 61–76.
- Ritchie, J. C., McCarty, G. W. 2003. ¹³⁷Cesium and soil carbon in a small agricultural watershed. *Soil and Tillage Research*, 69(1–2), 45–51.
- Rodriguez-Iturbe, I. 2000. Ecohydrology: A hydrologic perspective of climate-soil-vegetation dynamics. *Water Resources Research*, 36(1), 3–9.
- Running, S. W., Zhao, M. 2015. User's guide daily GPP and annual NPP (MOD17A2/A3) products NASA earth observing system MODIS land algorithm. Version, 3, 1–28. de http://ntsg.umd.edu/sites/ntsg.umd.edu/files/modis/MOD17UsersGuide2015_v3.pdf
- Saco, P. M., Willgoose, G. R., Hancock, G. R. 2006. Spatial organization of soil depths using a landform evolution model. *Journal of Geophysical Research: Earth Surface*, 111(F02016).
- Samouëlian, A., Cousin, I., Tabbagh, A., Bruand, A., Richard, G. 2005. Electrical resistivity survey in soil science: a review. *Soil and Tillage research*, 83(2), 173–193.
- Saxton, K. E., Rawls, W. J. 2006. Soil water characteristic estimates by texture and organic matter for hydrologic solutions. *Soil Science Society of America Journal*, 70(5), 1569–1578.
- Schaetzl, R. J. 2013. Catenas and Soils. En G. A. Pope (Ed.), *Treatise on Geomorphology* (1a ed.). Academic Press: London, UK. pp. 145-158 (online).
- Schaetzl, R. J., Anderson, S. 2005. *Soils: Genesis and Geomorphology*. Cambridge University Press: New York, USA.
- Schenk, H. J., Jackson, R. B. 2002. The global biogeography of roots. *Ecological Monographs*, 72(3), 311–328.
- Schlesinger, W. H., Andrews, J. A. 2000. Soil respiration and the global carbon cycle. *Biogeochemistry*, 48(1), 7–20.
- Schlesinger, W. H., Bernhardt, E. S. 1997. *Biogeochemistry: an analysis of global change* (3a ed.). Elsevier: Oxford, UK.
- Schmidt, M. W. I., Torn, M. S., Abiven, S., Dittmar, T., Guggenberger, G., Janssens, I. A., Kleber, M., Kögel-Knabner, I., Lehmann, J., Manning, D. A. C., Nannipieri, P., Rasse, D. P., Weiner, S., Trumbore, S. E. 2011. Persistence of soil organic matter as an ecosystem property. *Nature*, 478(7367), 49.

- Schnitzer, M. 1991. Soil organic matter—the next 75 years. *Soil Science*, 151(1), 41–58.
- Schwanghart, W., Jarmer, T. 2011. Linking spatial patterns of soil organic carbon to topography - A case study from south-eastern Spain. *Geomorphology*, 126(1–2), 252–263.
- Scull, P., Franklin, J., Chadwick, O. A., McArthur, D. 2003. Predictive soil mapping: A review. *Progress in Physical Geography*, 27(2), 171–197.
- Segura-Castruita, M. A., Sánchez-Guzmán, P., Ortiz-Solorio, C. A., del Carmen Gutiérrez-Castorena, M. 2005. Carbono orgánico de los suelos de México. *Terra Latinoamericana*, 23(1), 21–28.
- Seibert, J., Stendahl, J., Sørensen, R. 2007. Topographical influences on soil properties in boreal forests. *Geoderma*, 141(1–2), 139–148.
- Seyfried, M. S., Schwinning, S., Walvoord, M. A., Pockman, W. T., Newman, B. D., Jackson, R. B., Phillips, F. M. 2005. Ecohydrological control of deep drainage in arid and semiarid regions. *Ecology*, 86(2), 277–287.
- Shreve, F. 1924. Soil temperature as influenced by altitude and slope exposure. *Ecology*, 5(2), 128–136.
- Smith, S. V., Bullock, S. H., Hinojosa-Corona, A., Franco-Vizcaíno, E., Escoto-Rodríguez, M., Kretschmar, T. G., Farfán, L. M., Salazar-Ceseña, J. M. 2007. Soil erosion and significance for carbon fluxes in a mountainous Mediterranean-climate watershed. *Ecological Applications*, 17(5), 1379–1387.
- Sørensen, R., Zinko, U., Seibert, J. 2006. On the calculation of the topographic wetness index: Evaluation of different methods based on field observations. *Hydrology and Earth System Sciences*, 10(1), 101–112.
- Tarbut, E. J., Lutgens, F. K. 2005. *Ciencias de la Tierra* (8a ed.). Pearson: Madrid, España.
- Van Oost, K., Quine, T. A., Govers, G., De Gryze, S., Six, J., Harden, J. W., Ritchie, J. C., McCarty, G. W., Heckrath, G., Kosmas, C., Giraldez, J. V., Marques Da Silva, J. R., Merckx, R. 2007. The impact of agricultural soil erosion on the global carbon cycle. *Science*, 318(5850), 626–629.
- Velde, P., Barré, P. 2010. *Soils, Plants and Clay Minerals*. Springer: Berlin, Germany.
- Weaver, C. E. 1989. *Clays, Muds, and Shales*. En *Development on sedimentology*, Vol. 44. Elsevier: New York, USA.
- Wei, J., Xiao, D., Zhang, X., Li, X. 2008. Topography and land use effects on the spatial variation of soil organic carbon: A case study in a typical small watershed of the black soil region in northeast China. *Eurasian Soil Science*, 41(1), 39–47.
- Wilcox, B. P., Breshears, D. D., Allen, C. D. 2003. Ecohydrology of a resource-conserving semiarid woodland: Effects of scale and disturbance. *Ecological Monographs*, 73(2), 223–239.
- Yetemen, O., Istanbuluoglu, E., Flores-Cervantes, J. H., Vivoni, E. R., Bras, R. L. 2015. Ecohydrologic role of solar radiation on landscape evolution. *Water Resources Research*, 51(2), 1127–1157.
- Yimer, F., Ledin, S., Abdelkadir, A. 2006. Soil property variations in relation to topographic aspect and vegetation community in the south-eastern highlands of Ethiopia. *Forest Ecology and Management*, 232(1–3), 90–99.

- Yoo, K., Amundson, R., Heimsath, A. M., Dietrich, W. E. 2005. Erosion of upland hillslope soil organic carbon: Coupling field measurements with a sediment transport model. *Global Biogeochemical Cycles*, 19, GB3003.
- Zsolnay, A., Baigar, E., Jimenez, M., Steinweg, B., Saccomandi, F. 1999. Differentiating with fluorescence spectroscopy the sources of dissolved organic matter in soils subjected to drying. *Chemosphere*, 38(1), 45–50.

Anexo 1

Tabla 13. Grupos de suelos de Referencia de la FAO (2014).

Resumen de la clave de los Grupos de Suelos de Referencia

Histosols	Solonchaks	Planosols	Gypsisols	Cambisols
Anthrosols	Gleysols	Stagnosols	Calcisols	Arenosols
Technosols	Andosols	Chernozems	Retisols	Fluvisols
Cryosols	Podzols	Kastanozems	Acrisols	Regosols
Leptosols	Plinthosols	Phaeozems	Lixisols	
Solonetz	Nitisols	Umbrisols	Alisols	
Vertisol	Ferralsols	Durisols	Luvissols	

Anexo 2

Ejemplo de una catena (Tomado de Pope, 2013).

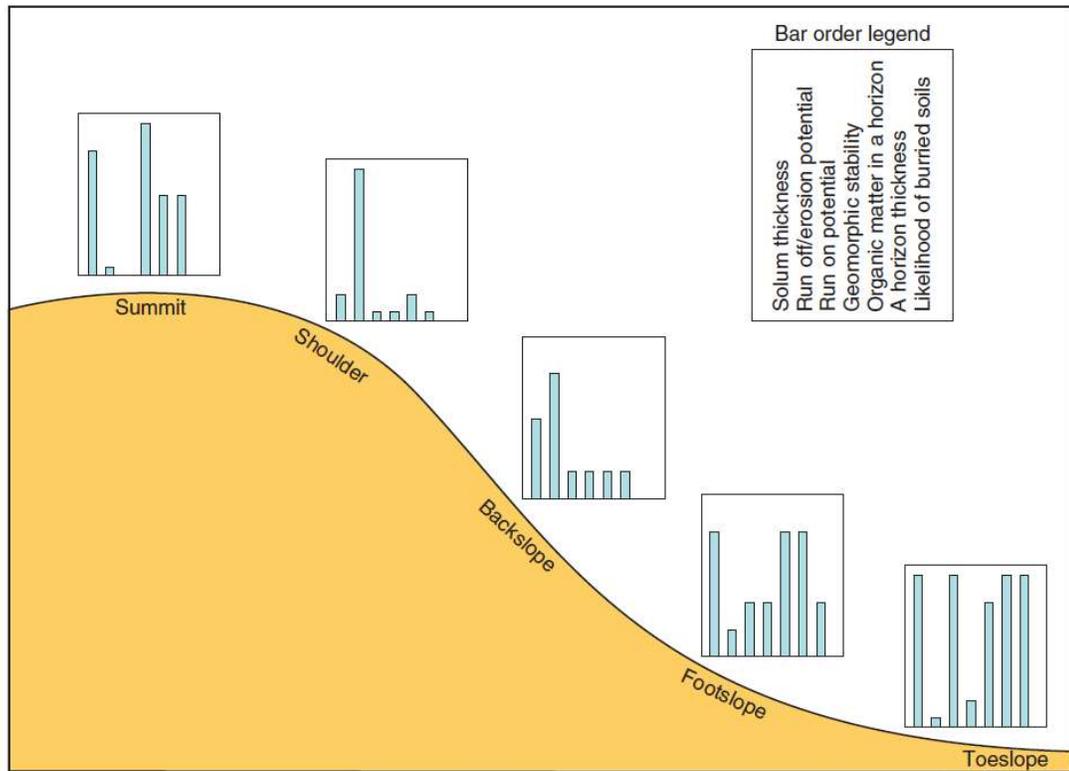


Figura 17. Variación relativa de las características del suelo y la intensidad de los procesos topográficos a lo largo de una catena típica en un clima húmedo (Pope, 2013).

Anexo 3

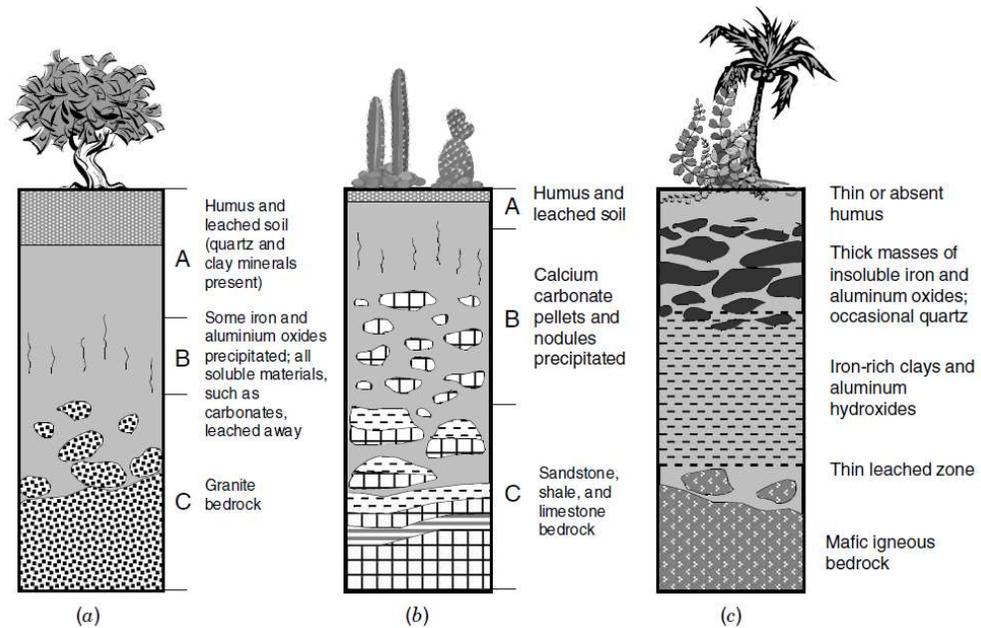


Figura 18. Principales tipos de suelo: (a) Perfil de suelo desarrollado en granito, (b) perfil de suelo desarrollado en roca sedimentaria, y (c) perfil de suelo desarrollado sobre una roca ígnea máfica (tomado de Press y Siever, 1994).

Anexo 4

Espectrometría de fluorescencia

Un sistema para cuantificar la humificación o estado de la materia orgánica que indicaría su resistencia a la descomposición, fue implementado en forma comparable al de Dos Santos et al. (2015). Se prepararon pastillas lisas con una prensa hidráulica a 10 ton de presión por 2 minutos (Carver Laboratory Press, Modelo C, Fred Carver Inc., EUA) con un molde de acero de 3 cm de diámetro (fabricado en CICESE; Figura 19a) y se envolvieron en papel aluminio (Figura 19b). El sistema óptico (Figura 6) consistió en un espectrómetro (Ocean 4000, Ocean Optics, Largo), láser 405 nm (Lilly Electronics, Wuhan), fibras ópticas con un rango de longitud de onda de 350 – 900 nm (Ocean Optics, Largo), marco de retención de las fibras y filtro (diseño propio realizado por impresión 3D), mesada experimental (diseño propio, fabricación en el CICESE) y una caja para oscurecer el área experimental.

Para muestras de ensayo, tomamos núcleos de seis puntos en la vegetación nativa de chaparral en el Rancho El Mogor, Valle de Guadalupe, sacados en secciones de 20 cm (sin diferenciar por horizonte) con un barreno, llegando a profundidad máxima de ~80 cm, se obtuvieron 20 muestras de suelo que fueron tamizadas posteriormente.

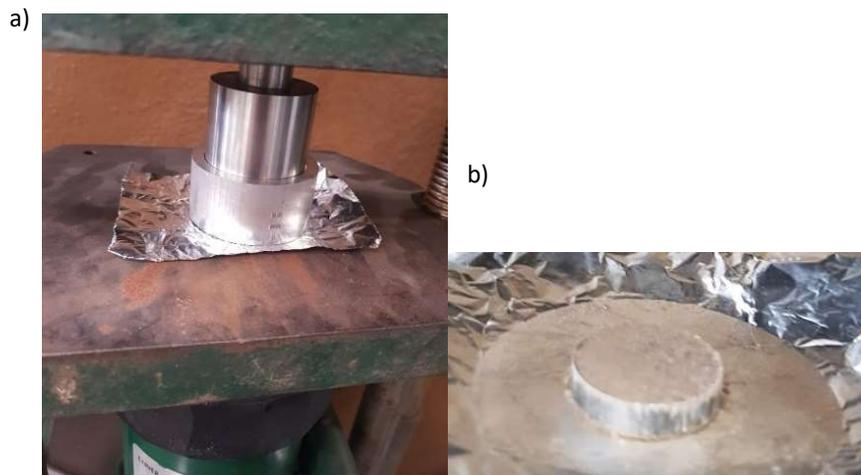


Figura 19. Prensa hidráulica y molde utilizados para la formación de las pastillas (a), y pastilla o *pellet*, obtenido de 3 g de suelo sometida a 10 toneladas de presión alrededor de 2 minutos (b).

A éstas muestras se les calculó el carbono orgánico (CO) por medio de pérdida por ignición (Heiri et al., 2001). Se colocaron 5 g de muestra en crisoles; se secaron a 105° por 24 horas para obtener el peso en seco; y finalmente fueron calcinadas a 360° por 2 horas para obtener el peso sin materia orgánica. A partir de las diferencias de peso se determinó el CO de cada muestra de suelo.

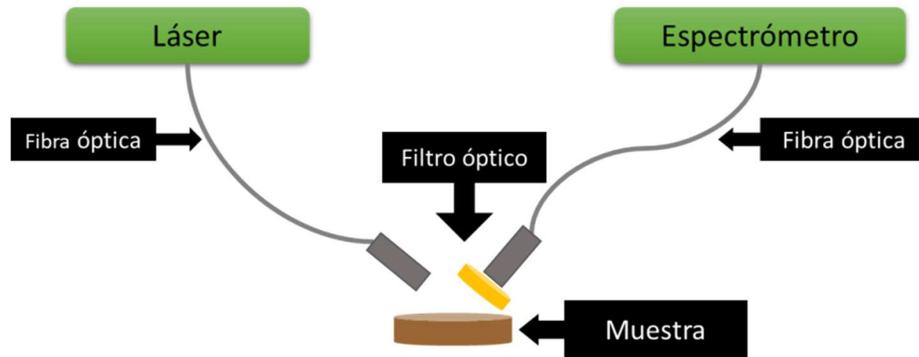


Figura 20. Esquema del sistema de espectrometría de fluorescencia.

En el sistema óptico (Figura 20) se midió la intensidad de la fluorescencia entre 475 y 800 nm a una resolución de 0.14 nm, con un tiempo de integración de 1,500 ms. Medimos cada pastilla 10 veces en serie sobre el mismo punto, llegando a un total de 30 perfiles ópticos por sección de núcleo. Calculamos el promedio por banda para representar la submuestra.

La señal llevó un proceso de suavizado para reducir picos de excitación, a través del promediado de 20 datos adyacentes. Con la nueva señal, se calculó el área bajo la curva por medio de integración, en el rango de 475 a 800 nm de acuerdo a lo propuesto en la literatura (Dos Santos et al., 2015). Este proceso se llevó a cabo en el paquete OriginPro 8 (OriginLab Corp., Northampton).

El índice de humificación se calculó como el promedio de las bandas de la fluorescencia a 465 nm en unidades arbitrarias (el área debajo de la curva de fluorescencia, normalizado), dividido por el porcentaje de CO determinado por calcinación.

La normalización de la señal fue necesaria para poder comparar los resultados tomados con diferentes espectrómetros (de diferentes grupos de investigación), dado que las unidades de medición son arbitrarias. Sistemas anteriores de otros autores han sido comparados con espectrometría tradicional

obteniendo muy buen resultado (Dos Santos et al., 2015) a pesar de las diferencias entre las bandas de excitación y medición. Todavía no se ha propuesto algún material estándar independiente para comparar e intercalibrar diferentes sistemas.

Debido al tiempo de trámite y envío de las muestras brindadas por el INEGI, este sistema no se llegó a implementar en las muestras del INEGI.

Anexo 5

Tabla 14. Clasificación climática del mundo de acuerdo a Köppen – Geiger (Peel et al., 2007).

1ro	2do	3ro	Descripción
A			Tropical
	f		- Selva
	m		- Monzón
	w		- Sabana
B			Árido
	W		- Desierto
	S		- Estepa
		h	- Caliente
		k	- Frío
C			Templado
	s		- Verano seco
	w		- Invierno seco
	f		- Sin temporada seca
		a	- Verano caliente
		b	- Verano cálido
		c	- Verano frío
D			Frío
	s		- Verano seco
	w		- Invierno seco
	f		- Sin temporada seca
		a	- Verano caliente
		b	- Verano cálido
		c	- Verano frío
		d	- Invierno muy frío
E			Polar
	T		- Tundra
	F		- Frost

Anexo 6

Metodología geofísica de exploración: tomografía eléctrica, técnica y aplicación en el Valle de Guadalupe, Rancho El Mogor

La mayor dificultad de intentar conocer la profundidad real de un suelo es tener que excavar hasta dar con el material parental, lo cual podría llegar a ser varios metros de profundidad. A pesar de que existen métodos alternativos, siguen teniendo sus obstáculos para su aplicación. Un ejemplo de esto es el método eléctrico 2D de resistividad, mejor conocido como “*tomografía eléctrica*”.

Esta metodología consiste básicamente en introducir una corriente eléctrica generada artificialmente al suelo, y medir las diferencias en el potencial. Como resultado se observarán patrones de diferentes potenciales eléctricos relacionados a la heterogeneidad de los materiales y sus propiedades eléctricas (figura 21) (Kearey et al., 2013; Samouëlian et al., 2005).

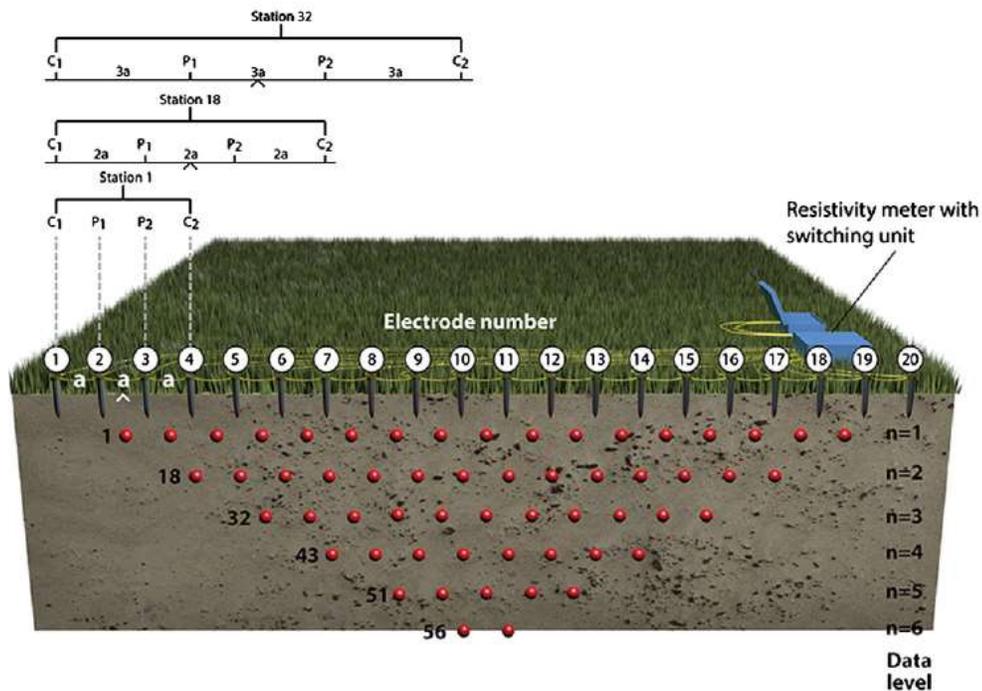


Figura 21. Esquema de una sección del sistema de tomografía eléctrica (Loke et al., 2013).

La forma de medición puede ser uno de tres arreglos de emisión y medición de la señal, dependiendo del objetivo del estudio y del acomodo de los electrodos en la superficie. Las más comunes son Wenner,

Schlumberger y dipolo – dipolo (Samouëlian et al., 2005). También es crítica la distancia entre electrodos, para el grado de resolución de anomalías en el perfil y para la profundidad máxima alcanzada.

Se realizó una prueba de la metodología en el rancho “El Mogor” en el Valle de Guadalupe. Para ello se clavaron 28 electrodos en una línea a intervalos de 1 m, y se conectaron los cables a cada uno de ellos (figura 21). Esto permitió interpolar una estructura de resistividad hasta los 6 m, dada en ohm (figura 22).



Figura 22. Fotografías de la salida a campo como práctica de tomografía eléctrica en el rancho “El Mogor” en el Valle de Guadalupe.

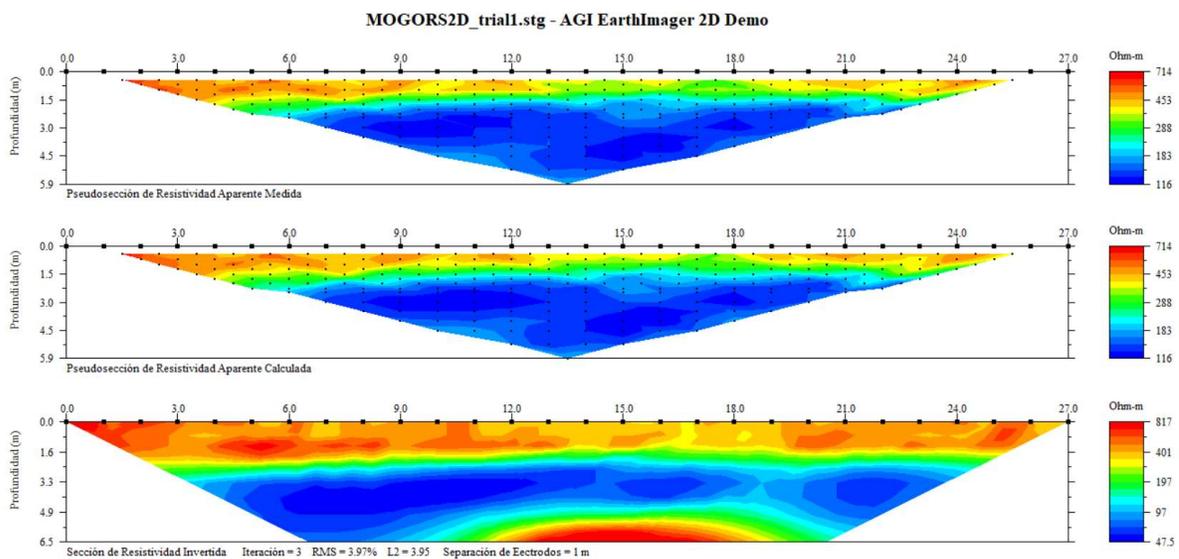


Figura 23. Sección de la tomografía eléctrica tomada en el rancho El Mogor, Valle de Guadalupe.

Como resultado de éste estudio se obtuvieron las secciones de la figura 23. La profundidad máxima alcanzada por el análisis fue de casi 6 m en el centro de la sección, y un rango de resistividad eléctrica de

116 – 714 ohm. Los datos crudos fueron introducidos en un software de procesamiento (AGI Earth Imager 2D), el cual somete los datos a un programa de inversión para obtener una nueva visualización de los datos.

De acuerdo a la sección resultante, es posible ver que los horizontes superficiales estaban secos, hasta >2 m, siendo común en zonas áridas y semi áridas donde la radiación provoca la evaporación del agua acumulada en los poros del suelo. Más profundamente siguió una sección húmeda entre los 3.4 y los 5 m, la cual pareció estar más húmeda que el suelo drenado, tal que representaría una ruta de flujo debido a las características topográficas del terreno. También se alcanzó a visualizar lo que podría ser roca, en la parte más profunda, pudiendo ser el término del suelo y el comienzo de la roca madre. Esto es posible inferirlo debido a las propiedades de los materiales, en éste caso a la baja resistividad del agua para conducir la electricidad, y la alta resistividad de la roca.

Entonces, en ésta sección estudiada, la profundidad del suelo sería de alrededor de 6 metros, con una ruta de flujo de agua entre la superficie y la roca madre, debajo de niveles normales de monitoreo del suelo.

Anexo 7

Tabla 15. Relaciones entre productividad primaria neta (NPP, promedio de 7 años) y bruta (GPP) de meses en temporada seca (marzo) y húmeda (agosto) con factores topográficos y el contenido del suelo de arcillas y CO.

	Elevación		Pendiente		TWI		Arcilla		CO	
	r	p	r	p	r	p	r	p	r	p
Todos los perfiles										
<i>NPP</i>	-0.285	< 0.001	0.40	< 0.001	-0.30	< 0.001	0.405	< 0.001	0.183	0.035
<i>GPP Marzo</i>	0.187	0.031	0.252	0.003	-0.242	0.005	0.18	0.0380	0.251	0.004
<i>GPP Agosto</i>	-0.017	0.842	0.36	< 0.001	-0.273	0.001	0.281	0.001	0.216	0.012
Orientación Norte										
<i>NPP</i>	-0.407	0.003	0.515	< 0.001	-0.405	0.003	0.414	0.003	0.220	0.121
<i>GPP Marzo</i>	-0.049	0.730	0.456	< 0.001	-0.315	0.024	0.304	0.029	0.269	0.057
<i>GPP Agosto</i>	-0.179	0.208	0.467	< 0.001	-0.450	< 0.001	0.39	0.004	0.227	0.109
Orientación Sur										
<i>NPP (47)</i>	-0.514	< 0.001	0.289	0.049	-0.338	0.02	0.009	0.375	-0.018	0.904
<i>GPP Marzo</i>	0.150	0.313	0.074	0.623	-0.245	0.097	-0.059	0.692	0.202	0.173
<i>GPP Agosto</i>	-0.370	0.010	0.259	0.078	-0.228	0.124	0.308	0.035	0.138	0.353
Primer horizonte en suelos someros										
<i>NPP (68)</i>	-0.469	< 0.001	0.446	< 0.001	-0.37	0.002	0.432	< 0.001	0.205	0.093
<i>GPP Marzo (68)</i>	0.072	0.560	0.213	0.081	-0.234	0.054	0.225	0.065	0.365	0.002
<i>GPP Agosto (68)</i>	-0.207	0.091	0.339	0.005	0.323	0.002	0.33	0.006	0.226	0.063
Primer horizonte en suelos profundos										
<i>NPP (65)</i>	-0.132	0.296	0.305	0.013	-0.245	0.050	0.412	< 0.001	0.152	0.266
<i>GPP Marzo (65)</i>	0.269	0.030	0.315	0.011	-0.230	0.065	0.169	0.178	0.136	0.280
<i>GPP Agosto (65)</i>	0.135	0.282	0.417	< 0.001	-0.213	0.009	0.271	0.029	0.230	0.065

Anexo 8

Tabla 16. Comparación de las capacidades de campo entre perfiles con diferentes números de horizontes. Se analizan por separado los resultados de dos ecuaciones para capacidad de campo (prueba de Mann – Whitney).

	Horizontes por perfil	U	Z	Prob > U
Rawls et al. (2003)	1 y 2	1039.5	-1.419	0.156
	1 y 3	1344	-0.993	0.321
	1 y 4	1226	0.431	0.667
	1 y 5	1170	2.336	0.019
	1 y 6	1459.5	4.531	< 0.001
	2 y 3	1365	0.163	0.087
	2 y 4	1206	1.362	0.173
	2 y 5	1124	3.105	0.002
	2 y 6	1366.5	5.095	< 0.001
	3 y 4	1407.5	1.048	0.295
	3 y 5	1288	2.613	0.009
	3 y 6	1560.5	4.524	< 0.001
	4 y 5	884	1.365	0.172
	4 y 6	1067	2.926	0.003
	5 y 6	719	1.482	0.138
Middleton (1920)	1 y 2	1304.5	0.404	0.686
	1 y 3	1268.5	-1.444	0.148
	1 y 4	1154	-0.083	0.933
	1 y 5	868.5	-0.278	0.781
	1 y 6	1138	1.790	0.073
	2 y 3	1040	-1.953	0.051
	2 y 4	950.5	-0.659	0.510
	2 y 5	745	-0.512	0.609
	2 y 6	920.5	0.914	0.361
	3 y 4	1350.5	0.657	0.511
	3 y 5	1127.5	1.296	0.195
	3 y 6	1371	3.000	0.003
	4 y 5	754.5	0.060	0.952
	4 y 6	949	1.762	0.078
	5 y 6	744	1.783	0.075