



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

**FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES
ZARAGOZA**

CUANTIFICACIÓN DE ALUMINIO Y HIERRO EN SUELOS DE
ORIGEN VOLCÁNICO EN UN GRADIENTE ALTITUDINAL EN
EL PARQUE NACIONAL IZTA-POPO

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

B I Ó L O G O

P R E S E N T A:

CARLOS ALBERTO CORNEJO CRUZ

DIRECTOR DE TESIS:
Dr. Gerardo Cruz Flores

ASESOR INTERNO:
M. en C. Alma Bella López López



Proyecto PAPIME PE215016

Cd. Mx., 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE ESTUDIOS SUPERIORES

“ZARAGOZA”

DIRECCIÓN

**JEFE DE LA UNIDAD DE ADMINISTRACIÓN ESCOLAR
P R E S E N T E.**

Comunico a usted que el alumno **CORNEJO CRUZ CARLOS ALBERTO**, con número de cuenta **309071482**, de la carrera de Biología, se le ha fijado el día **12 de febrero de 2019** a las **09:00 hrs.**, para presentar examen profesional, el cual tendrá lugar en esta Facultad con el siguiente jurado:

PRESIDENTE M. en C. GERMÁN CALVA VÁSQUEZ

VOCAL Dr. GERARDO CRUZ FLORES

SECRETARIO Biól. ELVIA GARCÍA SANTOS

SUPLENTE M. en C. JUAN MANUEL VALDERRÁBANO GÓMEZ

SUPLENTE M. en C. ALMA BELLA LÓPEZ LÓPEZ

El título de la tesis que presenta es: **Cuantificación de aluminio y hierro en suelos de origen volcánico en un gradiente altitudinal en el Parque Nacional Izta-Popo.**

Opción de titulación: Tesis.

Agradeceré por anticipado su aceptación y hago propia la ocasión para saludarle.

A T E N T A M E N T E
“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”
Ciudad de México, a 04 de diciembre de 2018

DR. VICENTE JESÚS HERNÁNDEZ ABAD
DIRECTOR



RECIBÍ
OFICINA DE EXÁMENES
PROFESIONALES Y DE GRADO

VO. BO.
M. en C. ARMANDO CERVANTES SANDOVAL
JEFE DE CARRERA

*“Un pesimista ve la dificultad en cada oportunidad,
un optimista ve la oportunidad en cada dificultad.”*

- Winston Churchill

A mis padres Alberto Cornejo y Sandra Cruz
por su incondicional apoyo.

AGRADECIMIENTOS



A la máxima casa de estudios, la Universidad Nacional Autónoma de México, por todo lo que ofrece a sus estudiantes. Llevaré siempre con orgullo sus enseñanzas e identidades universitarias.



A la Facultad de Estudios Superiores Zaragoza, mi *alma mater*, que me formó profesionalmente como biólogo.

A la Dirección General de Asuntos del Personal Académico por el apoyo otorgado para la realización de esta investigación a través del Proyecto PAPIIME PE215016.

Al Dr. Gerardo Cruz Flores por sus consejos, asesoría y calidez humana.

A la M. en C. Alma Bella López López por guiarme, apoyarme y brindarme la oportunidad de desarrollar este trabajo.

A la Mtra. Kumiko Shimada Miyasaka por su apoyo en la cuantificación de los elementos por espectroscopia de absorción atómica.

A los miembros del jurado: M. en C. Germán Calva Vásquez, Biól. Elvia García Santos y M. en C. Juan Manuel Valderrábano Gómez por las valiosas observaciones, comentarios y aportaciones que han enriquecido el contenido del trabajo.

A mis padres por haberme forjado como la persona que soy hoy en día.

A mi familia por el importante apoyo que me ha dado a lo largo de mi formación académica.

A Karen Sandoval Licea, mi Karenini, mi peguito, mi compañera. Por todo el amor, apoyo y alegría que me has entregado. Has sido mi más hermosa causalidad; coincidimos en el momento y tiempo adecuado.

TABLA DE CONTENIDO

ÍNDICE DE CUADROS	IX
ÍNDICE DE FIGURAS	IX
RESUMEN	XII
ABSTRACT	XIII
I. INTRODUCCIÓN	1
II. MARCO TEÓRICO	3
2.1 SUELOS DE CENIZA VOLCÁNICA	3
2.2 GÉNESIS DE SUELOS VOLCÁNICOS	4
2.2.1 FACTORES FORMADORES DEL SUELO EN ZONAS VOLCÁNICAS	4
2.2.1.1 Ceniza volcánica como material parental	5
2.2.1.2 Clima	6
2.2.1.3 Organismos	6
2.2.1.4 Topografía	7
2.2.1.5 Tiempo	8
2.2.2 INTEMPERISMO DE LAS CENIZAS VOLCÁNICAS	8
2.3 CONSTITUYENTES COLOIDALES COMUNES	11
2.3.1 ALÓFANO	11
2.3.2 IMOGOLITA	12
2.3.3 FERRIHIDRITA	12
2.3.4 COMPLEJOS ORGANOMETÁLICOS DE ALUMINIO Y HIERRO	13
2.4 EXTRACCIONES QUÍMICAS SELECTIVAS	14
2.4.1 OXALATO ÁCIDO DE AMONIO	14
2.4.2 PIROFOSFATO DE SODIO	14
2.4.3 DITIONITO DE SODIO	14
2.4.4 DIVERSAS FRACCIONES DE ALUMINIO, HIERRO Y SÍLICE	15
2.5 CLASIFICACIÓN	15
2.5.1 ANDOSOLES	15
2.5.1.1 Propiedades ándicas	16
2.5.1.2 Propiedades silándicas y aluándicas	17
III. ÁREA DE ESTUDIO	20
3.1 DESCRIPCIÓN GENERAL DEL PARQUE NACIONAL IZTA-POPO	20
3.1.1 PISOS CLIMÁTICOS Y VEGETACIÓN	21
3.1.2 GEOLOGÍA Y ESTRATIGRAFÍA	23
3.1.3 SUELOS	24





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

3.1.4 TOPOGRAFÍA	25
3.2 ALCALICA	26
IV. JUSTIFICACIÓN	28
V. HIPÓTESIS	28
VI. OBJETIVOS	29
6.1 GENERAL	29
6.2 PARTICULARES	29
VII. MATERIALES Y MÉTODOS	30
7.1 GABINETE	30
7.2 CAMPO	31
7.3 LABORATORIO	32
7.3.1 EXTRACCIONES QUÍMICAS SELECTIVAS	34
7.4 ANÁLISIS ESTADÍSTICO	36
VIII. RESULTADOS Y DISCUSIÓN	37
8.1 CARACTERIZACIÓN EDAFOECOLÓGICA	37
8.2 VARIACIÓN DE ALUMINIO, HIERRO, SÍLICE, CO₂ Y PH EN EL GRADIENTE ALTUDINAL	46
8.2.1 PORTILLO (4,400 M SNM)	52
8.2.2 LA JOYA (4,000 M SNM)	57
8.2.3 CENTINELAS (3,800 M SNM)	60
8.2.4 TOMACOCO (3,300 M SNM)	67
8.2.5 TOMACOCO II (3,000 M SNM)	70
8.3 INFLUENCIA DE LA ORIENTACIÓN DE LADERA EN EL DESARROLLO PEDOGENÉTICO	73
8.4 PROPIEDADES ÁNDICAS Y CLASIFICACIÓN	78
IX. CONCLUSIONES	86
X. REFERENCIAS	87
XI. ANEXO	95
11.1 MATRIZ DE CORRELACIONES SIMPLES DE PEARSON	95



ÍNDICE DE CUADROS

Cuadro 1. Principales formas de Al, Fe y Si obtenidas a partir de extracciones químicas selectivas.	15
Cuadro 2. Definición de las propiedades ándicas del suelo de acuerdo a la Soil Taxonomy y WRB.	17
Cuadro 3. Comparación de propiedades entre Andosoles no alofánicos y alofánicos.	18
Cuadro 4. Regiones climáticas de la Sierra Nevada.	23
Cuadro 5. Espesor promedio de los depósitos de caída del Popocatepetl.	24
Cuadro 6. Ubicación de los sitios de estudio.	30
Cuadro 7. Parámetros y métodos evaluados en laboratorio.	32
Cuadro 8. Coeficiente de correlación de Pearson de las principales relaciones entre Al, Si y COs.	47
Cuadro 9. Principales diferencias en la fracción coloidal de los suelos en orientación contrastante.	74
Cuadro 10. Clima e intervalo de pH y carbono orgánico correspondiente a la fracción coloidal dominante, no alofánico o alofánico, en suelos de orientación contrastante.	78

ÍNDICE DE FIGURAS

Figura 1. Cenizas volcánicas.	5
Figura 2. Proceso de Andosolización en depósitos de cenizas volcánicas.	10
Figura 3. Relación entre Regosoles y tres subtipos de Andosoles en la clasificación de la WRB.	19
Figura 4. Uso de suelo y vegetación presente en el Parque Nacional Izta-Popo Zoquiapan.	20
Figura 5. Distribución de la vegetación por piso altitudinal en la Sierra Nevada.	21
Figura 6. Edad de los depósitos de ceniza de acuerdo a la altitud en los volcanes Iztaccíhuatl y Popocatepetl.	24
Figura 7: Perfil de suelo característico del Parque Nacional Izta-Popo.	25
Figura 8. Afectación de las propiedades del suelo, composición de la vegetación y microclima por exposición de ladera.	26
Figura 9. Ubicación de la microcuenca de Alcalica.	27
Figura 10. Fotos del trabajo realizado en campo.	31
Figura 11. Fotos del trabajo realizado en laboratorio.	33
Figura 12. Fotos correspondientes a la extracción de Al, Fe y Si.	35
Figura 13. Mapa de sombras en la zona de estudio.	37
Figura 14. Sitios de muestreo a los 4,400 m snm.	39
Figura 15. Características edafocológicas del perfil 4400 m, umbría.	39



Figura 16. Características edafocológicas del perfil 4400 m, solana.	40
Figura 17. Sitios de muestreo a los 4,000 m snm.	40
Figura 18. Características edafocológicas del perfil 4000 m, umbría.	41
Figura 19. Características edafocológicas del perfil 4000 m, solana.	41
Figura 20. Sitios de muestreo a los 3,800 m snm.	42
Figura 21. Características edafocológicas del perfil 3800 m, umbría.	42
Figura 22. Características edafocológicas del perfil 3800 m, solana.	43
Figura 23. Sitios de muestreo a los 3,300 m snm.	43
Figura 24. Características edafocológicas del perfil 3300 m, umbría.	44
Figura 25. Características edafocológicas del perfil 3300 m, solana.	44
Figura 26. Sitios de muestreo a los 3,000 m snm.	45
Figura 27. Características edafocológicas del perfil 3000 m, umbría.	45
Figura 28. Características edafocológicas del perfil 3000 m, solana.	46
Figura 29. Variación de pH en el gradiente altitudinal, de mayor a menor altitud.	47
Figura 30. Valores de pH evaluado en NaF 1N respecto a la profundidad.	48
Figura 31. Relación entre el alófono estimado y la sílice extraído en oxalato de amonio.	49
Figura 32. Comparativa entre métodos para estimar el contenido de alófono.	50
Figura 33. Variación del porcentaje $AlO + \frac{1}{2} FeO$ en el gradiente altitudinal.	51
Figura 34. Contenido porcentual de las fracciones de Al en los perfiles de suelo 4400 m, umbría y 4400 m, solana.	53
Figura 35. Relación entre sílice extraído en oxalato de amonio y la profundidad del suelo.	54
Figura 36. Contenido porcentual de las fracciones de Fe en los perfiles de suelo 4400 m, umbría y 4400 m, solana.	55
Figura 37. Proporción entre el aluminio y hierro extraídos en pirofosfato de sodio.	56
Figura 38. Contenido porcentual de las fracciones de Al en los perfiles de suelo 4000 m, umbría y 4000 m, solana.	58
Figura 39. Contenido porcentual de las fracciones de Fe en los perfiles de suelo 4000 m, umbría y 4000 m, solana.	59
Figura 40. Variación del carbono orgánico del suelo en el gradiente altitudinal.	60
Figura 41. Contenido porcentual de las fracciones de Al en los perfiles de suelo 4000 m, umbría y 4000 m, solana.	61
Figura 42. Relación entre la cantidad de carbono orgánico evaluado en cada horizonte y el aluminio extraído en pirofosfato.	62
Figura 43. Contenido de alófono en horizontes superficiales a lo largo del gradiente altitudinal.	63
Figura 44. Contenido porcentual de las fracciones de Fe en los perfiles de suelo 3800 m, umbría y 3800 m, solana.	64
Figura 45. Variación del hierro extraído en pirofosfato a lo largo del gradiente altitudinal.	65
Figura 46. Relación entre el alófono y el hierro extraído en oxalato ácido de amonio.	66
Figura 47. Contenido porcentual de las fracciones de Al en los perfiles de suelo 3300 m, umbría y 3300 m, solana.	68



Figura 48. Contenido porcentual de las fracciones de Fe en los perfiles de suelo 3300 m, umbría y 3300 m, solana.	69
Figura 49. Contenido porcentual de las fracciones de Al en los perfiles de suelo 3000 m, umbría y 3000 m, solana.	71
Figura 50. Contenido porcentual de las fracciones de Fe en los perfiles de suelo 3000 m, umbría y 3000 m, solana.	72
Figura 51. Comparación del pH (H ₂ O) en horizontes superficiales en orientación contrastante.	75
Figura 52. Comparación del carbono orgánico del suelo en horizontes superficiales en orientación contrastante.	76
Figura 53. Comparación del contenido de alófano en horizontes superficiales en orientación contrastante.	76
Figura 54. Relación molar entre el aluminio extraído con pirofosfato de sodio y el aluminio extraído con oxalato de amonio (Alp/Alo) en orientación contrastante.	77
Figura 55. Diferenciación de los horizontes superficiales a partir de la relación Alp/Alo. Respecto a las regiones climáticas propuestas por Miehlich (1991).	78
Figura 56. Desarrollo pedogenético de los suelos de ceniza volcánica en relación a la edad del material parental y la precipitación.	79
Figura 57. Comportamiento de los criterios de clasificación de los Andosoles con respecto a la profundidad (cm).	81
Figura 58. Clasificación de los suelos de acuerdo al grado de intemperismo de la ceniza volcánica (Alo + ½ Feo) y su fracción coloidal dominante (Alp/Alo).	85



Resumen

Los suelos derivados de material piroclástico, se caracterizan por presentar poca resistencia al intemperismo químico, su rápida alteración promueve la formación antagónica de minerales de bajo orden estructural (alófano e imogolita) o de complejos organometálicos (Al-humus, Fe-humus) en función del clima, contenido y tipo de materia orgánica y pH, los cuales, influyen directamente en el desarrollo de estos suelos. Varios estudios de suelos realizados a lo largo de secuencias climáticas han mejorado la comprensión del efecto climático durante el desarrollo de los suelos volcánicos, no obstante, se ha prestado poca o nula atención a la influencia de la exposición de ladera sobre la génesis de Andosoles, por lo que, en este trabajo se evaluó en un gradiente altitudinal el desarrollo pedogenético así como la posible influencia de la exposición de ladera en sitios homólogos en altitud, pero con orientación contrastante (umbría y solana) desarrollados sobre depósitos piroclásticos. Se realizaron extracciones selectivas de aluminio, hierro y sílice, y se cuantificó carbono orgánico del suelo según el método de Walkley & Black. Al analizar los resultados con una prueba multivariada de Distribución T^2 de Hotelling se encontraron diferencias estadísticamente significativas ($p < 0.05$) respecto a la composición coloidal de los suelos desarrollados en orientación contrastante. Las cantidades y concentraciones de alófano y complejos organometálicos alcanzaron su óptimo en sitios con mayor precipitación. Posteriormente, se clasificó a los suelos utilizando indicadores pedogénicos ($A_{lo} + \frac{1}{2} Fe_o$ y A_{lp}/A_{lo}) para diferenciar los suelos de acuerdo a su grado de intemperismo y fracción coloidal dominante. Las diferencias en el desarrollo de los suelos volcánicos son evidentes a lo largo del gradiente altitudinal, asimismo, las condiciones climáticas locales que produce la exposición de ladera resulta ser un factor diferencial en la génesis de suelos de ceniza volcánica. Los datos obtenidos muestran diferencias dadas por la exposición; los constituyentes coloidales dominantes en ladera umbría son de complejos orgánicos, mientras que, los minerales de rango corto tipo alófano dominan en ladera solana. Las diferencias observadas en cuanto al tipo de suelo deben ser consideradas para fines de restauración, conservación, pago por servicios ambientales, entre otros usos.





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Abstract

Soils derived from pyroclastic material are characterized by a low resistance to chemical weathering, its quick alteration promotes the antagonistic formation of short-range-order minerals (allophane and imogolite) or of organometallic complexes (Al-humus, Fe-humus) depending on climate, pH value and organic matter content and type; factors that directly influence the development of these soils. Several soil studies conducted along climatic sequences have enhanced the understanding of the climate effect during volcanic soils development, however, there has been little or no attention paid to the influence of hillside exposure on the Andosols genesis, therefore, in this work the pedogenetic development was evaluated in an altitudinal gradient as well as the possible influence of hillside exposure in homologous sites at altitude but with contrasting orientation (sunny and shady) developed on pyroclastic deposits. Selective extractions of aluminium, iron and silica were carried out, and organic carbon from the soil was quantified using the Walkley & Black method. When analyzing the results with a multivariate Hotelling's T-squared distribution test were found statistically significant differences ($p < 0.05$) concerning to the colloidal composition of soils developed in contrasting orientation. The quantities and concentrations of allophane and organometallic complexes reached their best in sites with greater precipitation. Later, the soils were classified using pedogenic indicators such as $A_{lo} + \frac{1}{2} Fe_o$ and A_{lp}/A_{lo} to differentiate soils according to their degree of weathering and dominant colloidal fraction. Differences in the development of volcanic soils are evident along the altitudinal gradient, furthermore, the local climatic conditions produced by hillside exposure is a differential factor in the genesis of volcanic ash soils. The data obtained show differences given by the exposure; the dominant colloidal constituents on shady slopes are organic complexes, while short range allophan minerals dominate on sunny slopes. The observed differences in soil type should be considered for restoration, conservation, payment for environmental services, among others land uses.





I. Introducción

Los suelos derivados de ceniza volcánica - Andosoles -, poseen una serie de propiedades particulares que los diferencian ampliamente de los suelos provenientes de otros materiales parentales; tienen una distribución geográfica específica, poseen un origen común y exhiben propiedades características que se asocian, principalmente, a una gran reserva de carbono, elevada capacidad de almacenamiento de agua, así como una alta productividad agrícola y forestal (Besoain, 1985). Estas propiedades características se deben a la naturaleza de su fracción coloidal, la cual, está dominada por complejos organometálicos o minerales alofánicos.

Dependiendo de las condiciones bioclimáticas, la composición mineralógica varía ampliamente. Diversos estudios a escala global (p. ej. Shoji & Ono, 1978; Shoji *et al.*, 1993; Jahn & Stahr, 1996; Besoain *et al.*, 1999; Campos *et al.*, 2001; Dahlgreen *et al.*, 2004; Broquen *et al.*, 2013; Peña-Ramírez *et al.*, 2013) han establecido que la formación de los suelos volcánicos está controlada por factores climáticos, como precipitación, temperatura, humedad relativa, régimen de lixiviación, así como de la cantidad y composición de la materia orgánica; la integración de estos factores determina el desarrollo y propiedades del suelo.

A efectos de manejo del suelo, los Andosoles se dividen en dos grupos en función del constituyente coloidal dominante: uno en el cual predomina el alófono y minerales similares (el tipo silándico); y otro en el cual predomina el Al formando complejos con ácidos orgánicos – Al-humus - (el tipo aluándico) (Shoji *et al.*, 1996). Ambos constituyentes tienen una relación antagónica en el suelo debido a que las condiciones de formación de cada uno son opuestas.

El aluminio, hierro y sílice son los principales elementos que conforman los constituyentes coloidales de los suelos de ceniza volcánica, estos elementos, determinados por métodos químicos extractivos definen las diferentes formas de Al, Fe y Si presentes en minerales tipo alófono, cristalinos, y en complejos orgánicos. A partir de la interpretación de las relaciones y proporciones existentes entre estos elementos se puede diferenciar el tipo de Andosol de acuerdo a su fracción coloidal dominante.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



De acuerdo con Duchaufour (1984): *“los Andosoles constituyen, para los investigadores de suelos, un material de estudio de considerable interés, ya que representa un verdadero laboratorio natural donde la interacción de complejos orgánicos y minerales tipo alófono alcanza una amplitud excepcional que permite seguir fácilmente la evolución de sus constituyentes”*. Asimismo, algunos estudios de suelos realizados a lo largo de secuencias bioclimáticas han mejorado la comprensión del efecto climático durante el desarrollo de los suelos volcánicos, no obstante, pese a que la orientación de ladera modifica las condiciones microclimáticas de los sitios, se ha prestado poca o nula atención a la influencia de este factor en la génesis de Andosoles.

Con base en lo anterior, surge el objetivo de la presente investigación: cuantificar aluminio, hierro y sílice mediante extracciones químicas selectivas e inferir su relación con el proceso de andosolización sobre un gradiente altitudinal, en laderas de orientación contrastante (umbría y solana) con suelos desarrollados sobre cenizas volcánicas en una cuenca geomorfológicamente representativa de las barrancas del occidente del Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl.

El estudio puede aportar nueva información respecto a la influencia de la orientación de ladera en la génesis de Andosoles, asimismo, sería posible inferir ciertas tendencias que podrían extrapolarse a nivel regional debido a la representatividad geográfica del área de estudio. De la misma manera, *a posteriori*, haciendo uso de otras herramientas analíticas como Espectrofotometría Infrarroja (FTIR), Resonancia Magnética Nuclear (RMN) y Difracción de Rayos X, se podría caracterizar con mayor precisión la composición coloidal de estos suelos.

Los resultados obtenidos en esta investigación pueden proporcionar las bases para: **a)** ampliar el conocimiento que se tiene acerca de los mecanismos de formación de complejos organometálicos y minerales tipo alófono; **b)** implementar planes y programas de manejo del suelo en función de las condiciones microclimáticas definidas por la orientación de la ladera.



II. Marco teórico

2.1 Suelos de ceniza volcánica

El vulcanismo desempeña una importante función en el mantenimiento de la productividad de los ecosistemas terrestres a través del rejuvenecimiento del suelo. El vulcanismo es probablemente el mecanismo más obvio de reciclaje de grandes cantidades de material geológico y gases (p. ej. CO₂, SO₂) en el planeta Tierra. Por lo tanto, la actividad volcánica juega un papel importante en el ciclo global del carbono, representando una fuente primaria y un sumidero de carbono (Dahlgren *et al.*, 2004).

El término "*suelos de cenizas volcánicas*" se utiliza comúnmente para denotar "*Kurobokudo*", vocablo japonés que significa *suelo negro esponjoso*, "Andosoles" en la Base Mundial de Referencia para los Recursos del Suelo (Clasificación WRB) (FAO *et al.*, 1998) y "Andisoles" en US Soil Taxonomy (Soil Survey Staff, 1999). Los últimos dos términos también derivan de vocablos japoneses: *an*=oscuro y *do*=suelo cuyo significado es *suelo oscuro* (Takahashi *et al.*, 2002).

De acuerdo con Shoji *et al.* (1993) los suelos derivados de ceniza volcánica tienen rasgos morfológicos, físicos y propiedades químicas que raramente se encuentran en suelos derivados de otros materiales (elevada capacidad de retención de humedad, baja densidad aparente, alta retención de fósforo, alto contenido de carbono orgánico). El concepto central de los Andosoles es el de un suelo que se desarrolla sobre material de eyección volcánica y/o volcanoclástico, estas eyecciones o tefras contienen varios silicatos y otros minerales de diferentes tamaños como vidrio volcánico, feldespatos, cuarzo, hornblenda, augita, magnetitas, biotitas y apatitas; el material más abundante en cenizas volcánicas es el vidrio volcánico (Takahashi *et al.*, 2002). Después de la deposición de las tefras comienza la formación del suelo, la composición elemental y mineralógica de las tefras cambian y se forman suelos de cenizas volcánicas o Andosoles con propiedades únicas que se deben principalmente a su fracción coloidal



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



dominada por minerales secundarios no cristalinos y complejos organometálicos. Al proceso de desarrollo de características propias de estos suelos se le denomina "*andosolización*" (Duchafour, 1984; Nanzyo, 2002). De esta manera, cuando nos referimos a un Andosol estamos hablando de suelos con una derivación genética común y que se identifica con las cenizas volcánicas como material parental a través de propiedades características y diagnósticas.

El conjunto coloidal dominante de suelos formados en materiales volcánicos varía ampliamente dependiendo de factores tales como la composición del material parental, la etapa de formación del suelo (es decir, el grado de intemperismo), el pH, la temperatura del suelo, los regímenes de humedad, y la acumulación de materia orgánica (Wada, 1980; Shoji *et al.*, 1993; Nanzyo *et al.*, 1993).

2.2 Génesis de suelos volcánicos

2.2.1 Factores formadores del suelo en zonas volcánicas

El suelo es un cuerpo natural que se desarrolla en función de factores formadores (Jenny, 1941): El material parental (precursores orgánicos o geológicos del suelo), el clima (precipitación y temperatura), la biota (organismos vivos en los que destaca la vegetación y la actividad microbiana, los animales del suelo, e incluso los seres humanos), la topografía (la geoforma del terreno y su posición en el paisaje), y el tiempo (el lapso que los materiales parentales han sido expuestos a los factores formadores). El clima, junto con su influencia sobre la vegetación y el tiempo de exposición a la intemperie son los dos factores principales que regulan las vías de desarrollo del suelo en los materiales volcánicos (Peña-Ramírez, 2013). A partir de cenizas volcánicas se forma una amplia variedad de suelos como Regosoles, Leptosoles, Andosoles, Cambisoles, Spodzoles, Luvisoles, Oxisoles, entre otros, dependiendo de las distintas combinaciones de los factores formadores (Besoin, 1985; Jahn & Starn, 1994).

2.2.1.1 Ceniza volcánica como material parental

Los suelos volcánicos se desarrollan a partir de materiales piroclásticos de caída, tales como pómez, ceniza volcánica o *tefra* y lapilli. Las cenizas volcánicas (**Figura 1**) son relevantes como material parental debido a consecuencia de su condición fragmentaria, es decir, su alta porosidad, y permeabilidad, superficie específica elevada, la homogeneidad de las partículas y la labilidad química de los vidrios hacen de éste un material muy susceptible a la alteración (Besoin, 1985). Están conformadas en una proporción grande por vidrio, por lo que presentan poca resistencia al intemperismo químico (Takehashi *et al.*, 2002).

La rápida intemperización de los materiales volcánicos a menudo conduce a una fracción coloidal dominada por materiales no cristalinos o poco cristalinos (Shoji & Ono, 1978). La rápida cinética de nucleación para materiales no cristalinos favorece una mayor formación de estas fases sólidas meta estables en relación con sus equivalentes minerales cristalinos más estables termodinámicamente (Schwertmann, 1985). Las condiciones climáticas desempeñan un papel importante en la formación de minerales cristalinos a medida que se promueve la cristalización por acción de la alternancia de humedad en el suelo (Stumm, 1992). Los materiales no cristalinos son más persistentes en condiciones de clima frío debido a que la cristalización se ve obstaculizada por el bajo aporte de energía térmica (Dahlgren *et al.*, 2004).

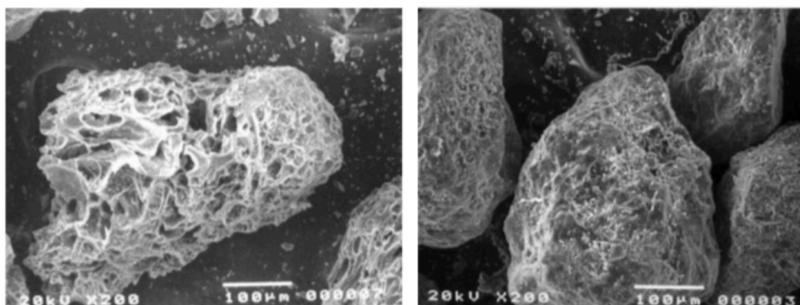


Figura 1. Cenizas volcánicas. Tomado de: Dahlgren *et al.*, 2004.

Las cenizas pueden ser transportadas por el viento hasta cientos o miles de kilómetros, dependiendo de su tamaño y composición mineralógica, favoreciendo que sea suministrada en las zonas volcánicas del mundo ocasionando que el tiempo de formación del suelo superficial



reinicie cuando un nuevo depósito de ceniza volcánica es provisto (Shoji *et al.*, 1993; Nakagawa & Ohba, 2002). La acumulación intermitente de ceniza volcánica y otros materiales piroclásticos tiene un considerable impacto en la génesis y morfología de los Andosoles (Leamy *et al.*, 1988). En las regiones volcánicas activas, es común encontrar suelos que tengan depósitos de materiales piroclásticos y suelos sepultados (Shoji & Ono, 1978; Hernández-Jiménez, 2006).

2.2.1.2 Clima

La formación de los suelos volcánicos está fuertemente controlada por los factores climáticos, como temperatura, precipitación, evapotranspiración, humedad relativa, estacionalidad, etc. Su efecto en la formación y propiedades del suelo es generalmente la integración de todos estos componentes; sin embargo, la temperatura y la precipitación tienen un papel primordial (Peña-Ramírez, 2013).

La tasa de intemperismo químico en el suelo decrece notoriamente conforme disminuye la humedad. Cuando las cenizas volcánicas se ven expuestas a una precipitación promedio anual igual o mayor a los 1,000 mm, los horizontes superficiales son fuertemente ácidos ($\text{pH} < 5$), reflejando la alta lixiviación de bases del suelo. Estos horizontes se caracterizan por contener arcillas minerales no alofánicas, una intensa formación de complejos organominerales de Al y Fe, y alta acumulación de materia orgánica. En contraste, los suelos que reciben una precipitación anual baja ($< 1,000$ mm) tienen un $\text{pH} > 5$, se caracterizan por poseer arcillas de tipo alófano y una menor cantidad de complejos organominerales de Al y Fe (Mizota & Reeuwijk, 1989; Shoji *et al.*, 1993; Nanzyo, 2002). De acuerdo con Jahn & Starn (1994) el límite inferior de precipitación para que se desarrollen los Andosoles es de aproximadamente 200 mm.

2.2.1.3 Organismos

Los organismos que afectan la formación del suelo se dividen en tres grupos: la vegetación, la fauna y los microorganismos (Arias, 2001). Los organismos vivos y particularmente las plantas contribuyen en la formación y en las propiedades de los suelos volcánicos (Nanzyo, 2002). Poco



tiempo después de que las tefras son depositadas, la vegetación rápidamente cubre los depósitos debido a que las propiedades físicas y químicas son favorables para el crecimiento de las plantas, las cuales facilitan el desarrollo de los suelos (Duchafour, 1984). Coberturas de bosque y pastizal contribuyen con gran cantidad de biomasa para la formación de epipedones muy oscuros, ricos en humus (Percival *et al.*, 2000).

La acción de este factor sobre el suelo involucra acciones como la translación mecánica de partículas, la transformación y producción de síntesis de sustancias, la estructura, la producción y el consumo de nutrimentos, intervención directa sobre el pH y potencial de óxido reducción del medio; todas estas acciones repercuten a su vez sobre la biología del suelo (Sandoval-Aparicio, 2016).

2.2.1.4 Topografía

La relación entre la topografía y la depositación de tefras, erosión y redistribución de materiales de acuerdo a la pendiente, exposición, y la distribución de humedad en el paisaje son factores que especialmente afectan la génesis y las propiedades de los suelos volcánicos (Miehlich, 1991; López-López, 2014; Peña-Ramírez, 2013).

El relieve afecta la formación de suelos al modificar las relaciones de humedad dentro del suelo, controla el grado de escurrimiento, la remoción de suelo, el grado de erosión, así como la incidencia de los rayos solares sobre la superficie según la posición del relieve con respecto al Sol. Existe siempre una relación entre el relieve y las propiedades de los suelos, las más comunes asociadas con la pendiente son: profundidad del horizonte A, espesor y contenido de materia orgánica, humedad del perfil del suelo, grado de desarrollo del perfil, contenido de sales solubles, temperatura del suelos y carácter de material parental parental (Arias, 2001).

En México la influencia del factor topográfico en la formación del suelo es marcada, pues casi todos los cambios en las unidades de suelo, que tienen lugar en distancias cortas, están relacionadas con el factor topográfico (Gama *et al.*, 1999).



2.2.1.5 Tiempo

El tiempo es un proceso pedogenético que se refiere a un periodo en el que se alcanza un estado estático o de casi equilibrio con el ambiente de tal forma que produce propiedades pedogenéticas perdurables con el tiempo (Jiménez, 2013).

Los efectos del proceso de formación de suelos son evidentes cuando pasa cierto tiempo. En los paisajes volcánicos es frecuente encontrar suelos que están cubiertos por depósitos de cenizas recientes (sepultados) que fueron emitidas por conos volcánicos activos. El espesor de estos nuevos depósitos es muy variable, dependiendo de la intensidad de la erupción, la distancia a la que se encuentre el cono volcánico emisor y el tipo de ceniza volcánica (las cenizas basálticas se desplazan más que las andesíticas). Cuando los depósitos de cenizas ocurren constantemente, aunque sea en pequeñas cantidades, contribuyen a rejuvenecer los suelos, dado que éstas se intemperizan en relativamente poco tiempo aportando nuevos nutrientes que quedan disponibles para las plantas (Peña-Ramírez, 2013).

2.2.2 Intemperismo de las cenizas volcánicas

De acuerdo con Duchaufour (1984), la génesis de los Andosoles ocurre de manera general en tres etapas (Figura 2):

1. Primera etapa: pre-edáfica.

Se trata de la primera alteración de los piroclastos en general, que tiene lugar antes de la colonización por la vegetación y de la incorporación de la materia orgánica. Este proceso se ve favorecido por un clima cálido y húmedo. En esta etapa los vidrios se hidratan y se originan esferas amorfas que evolucionan por cristalización progresiva, dando arcillas tipo montmorillonita neoformadas en un medio generalmente rico en sílice y cationes alcalinotérreos. Posteriormente bases y sílice son eliminadas rápidamente, los iones hidratados de Si y Al se combinan débilmente al comienzo, pero al final, y gradualmente, se forman, de acuerdo a las



condiciones ambientales: materiales amorfos dominados por alófono y similares o por complejos organometálicos.

La alteración rápida y masiva de los vidrios volcánicos y minerales primarios, determina la existencia de nutrimentos, las bases intercambiables (Ca, Mg y K) son abundantes (Crews *et al.*, 1995). Dado que las cenizas volcánicas poseen vidrio y otros minerales (piroxenos, hornblendas y plagioclasas) que al hidratarse se intemperizan rápidamente, liberando paulatinamente estos elementos los cuales permiten el desarrollo muy rápido de una cubierta vegetal en condiciones adecuadas de humedad. Los restos vegetales usados por los organismos del suelo, descompuestos y mezclados con sustancias coprogénicas, se asocian estrechamente con las capas superiores de un suelo oscuro, humífero, fuertemente orgánico sobre una capa de ceniza poco intemperizada. Los tiempos de formación de estos suelos son sólo decenas de años (Peña-Ramírez, 2013).

2. Segunda etapa: edáfica (acción de la materia orgánica)

Esta es la fase de edafogénesis durante la cual la alteración se acelera y toma el carácter de una acidólisis. En esta etapa los componentes húmicos preservan la condición amorfa de los geles minerales impidiendo la neoformación de arcillas cristalinas, y, aunque los hidróxidos de hierro y aluminio están inmovilizados, no ocurre lo mismo con la sílice y las bases, las cuales son eliminadas progresivamente en estado soluble. En contrapartida, los compuestos minerales no cristalinos ejercen a su vez, principalmente a través del aluminio, un efecto importante sobre la evolución de la materia orgánica. Estos compuestos mantienen una humedad constante y, por lo tanto, aceleran la descomposición de la materia orgánica fresca, pero a su vez estabilizan y protegen los compuestos humificados contra la biodegradación microbiana, de tal forma que estos se acumulan en cantidad considerable en el perfil de suelo. Conforme avanza el desarrollo de los suelos se forman Andosoles alofánicos o no alofánicos.



3. Tercera etapa: maduración (evolución por envejecimiento de los geles mixtos).

Una doble poli-condensación afecta de una parte a la fracción orgánica y de otra a la fracción mineral de los complejos; se trata de la evolución normal de los complejos órgano-minerales, relacionada con las alternancias estacionales de humectación y desecación. Los ciclos de humectación y secado, junto con los regímenes de temperatura del suelo, también tienen una gran influencia en la fracción coloidal a través de su influencia en la cristalización. Conforme los componentes no cristalinos de la fracción coloidal del suelo comienzan a cristalizar las propiedades características de los Andosoles desaparecen.

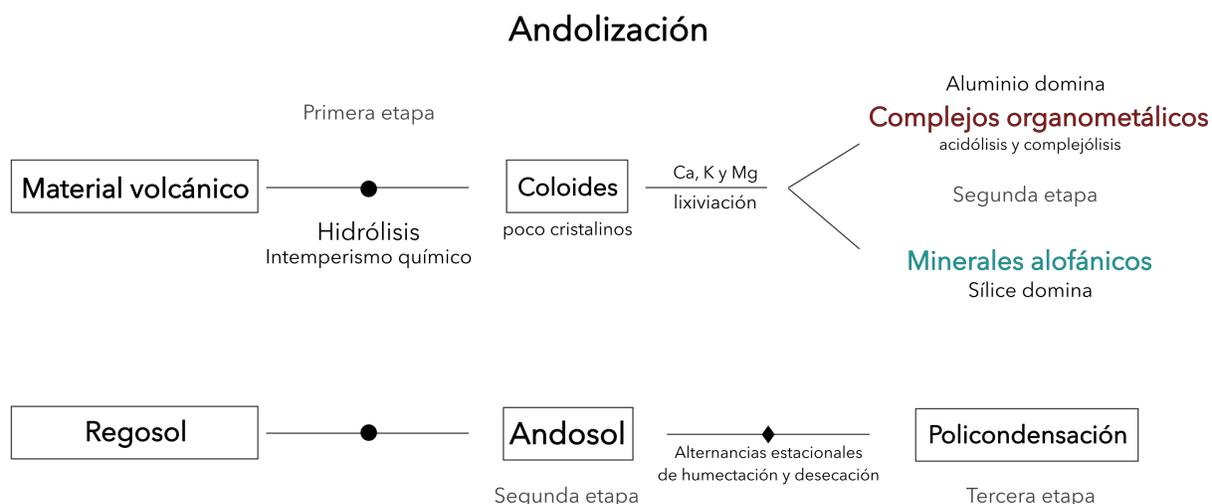


Figura 2. Proceso de Andosolización en depósitos de cenizas volcánicas. De acuerdo con Duchaufour, 1984.

Besoain (1985) concluye que la formación de los Andosoles es favorecida por todos los factores que aceleran la alteración de los minerales y el vidrio volcánico y permiten la síntesis rápida de los materiales no cristalinos, destaca también que en este evento pedogenético, la naturaleza del material parental piroclástico y un clima constantemente húmedos son requisitos óptimos para su desarrollo; por lo tanto el proceso de andolización se ve favorecido en áreas donde la precipitación excede a la evapotranspiración y la temperatura no sea mayor a 25°C. Complementando, Jahn & Starn (1996) y Jaramillo (2006) enfatizan en qué el proceso de



andolización depende estrechamente del edafoclima; cuando el suelo no se deseca nunca, la tercera etapa de la evolución apenas se produce y los procesos de formación de las arcillas y de mineralización de los componentes orgánicos más evolucionados son muy lentos al máximo y el suelo se mantiene como un Andosol.

2.3 Constituyentes coloidales comunes

2.3.1 Alófono

El alófono es un nombre de grupo que se le da a una serie de aluminosilicatos hidrolizados no cristalinos de origen natural con una composición química variable que incluye en su composición química silicio, aluminio y agua ($\text{Al}_2\text{SiO}_5 \cdot n\text{H}_2\text{O}$) (van Olphen, 1971). No tiene una composición química definida, pero presenta una relación atómica Al:Si entre 1 y 2. Con base en esto, en la naturaleza existen alófonos ricos en aluminio (Al:Si = 2:1) y ricos en silicio (Al:Si = 1:1). Los que muestran abundante aluminio están ligados a la imogolita por tener el mismo arreglo atómico y composición química pero diferente morfología. El alófono rico en aluminio es el más abundante, el alófono rico en sílice generalmente no se encuentra en Andosoles ni en sitios con climas údicos (Wada, 1989; Shoji *et al.*, 1993).

La génesis de los materiales no cristalinos es muy afectada por el clima, especialmente el régimen de lixiviación, y por el tiempo de exposición a la intemperie (Dahlgren & Saigusa, 1994). Se señala que el alófono y la imogolita se forman en ambientes edáficos que presentan pH (H_2O) entre 4.9 y 7.0 (Quantin, 1986; Parfitt & Kimble, 1989; Ugolini & Dahlgren, 1991).

El alófono tiene carga variable, la cual depende fuertemente del pH. Cuando el pH es ácido (<4.5) el alófono adquiere carga neta positiva mientras que a pH alcalino (>8.5) desarrolla carga neta negativa, es decir, se comporta anfotéricamente (Besoain, 1985; Tan, 1994). Presenta una selectividad alta por cationes multivalentes y reacciona fuertemente con los fosfatos (Wada, 1989; Nanzyo *et al.*, 2009).



El alófono se puede estimar cualitativamente por medio de una valoración potenciométrica con NaF 1N con una relación 1:50, valores superiores a 9.4 indica la presencia de arcillas alofánicas y/o complejos organometálicos de aluminio. También se puede estimar cuantitativamente por una disolución selectiva como el oxalato ácido de amonio que es un reactivo eficaz en la disolución del alófono y la imogolita, este reactivo puede utilizarse para hacer una estimación cuantitativa del contenido de alófono en el suelo, al cual, se le considera muy alto cuando los porcentajes son mayores de 8% (Parfit & Clayden, 1991).

2.3.2 Imogolita

La imogolita debe su nombre a un suelo local japonés llamado "*Imogo*" en donde se encontró por primera vez este mineral. Tiene una composición química fija $(OH)_3Al_2O_3SiOH$ con relación atómica de Al:Si de 2:1 y una estructura tubular con un diámetro interior de 1 nm y un diámetro exterior de 2 nm. En su mayoría, se encuentra en suelos de ceniza volcánica en forma combinada con alófono. Este componente no cristalino es menos reactivo con los fosfatos que el alófono (Shoji *et al.*, 1993; Dahlgren *et al.*, 2004).

2.3.3 Ferrihidrita

De poco cristalina a virtualmente no cristalina, es un importante mineral de hierro secundario en Andosoles. Es el óxihidróxido de hierro dominante. La ferrihidrita ($5Fe_2O_3 \cdot 9H_2O$) es un mineral altamente reactivo debido a los radicales hidroxílicos y su alta superficie específica. Se convierte en óxidos de hierro estables, usualmente a goetita, cuando el clima es templado o húmedo frío, y en hematita cuando el clima es más seco o cálido, la presencia de estos minerales cristalinos es evidencia de la maduración de los suelos volcánicos, la absorción de silicatos, fosfatos o material orgánico por ferrihidrita retarda la cristalización a goetita o hematita (Bigham *et al.*, 2002; Nanzyo, 2002). La ferrihidrita pobremente cristalina tiene una gran superficie y una alta capacidad de retención de fosfatos (Peña-Ramírez, 2013).



Los óxidos amorfos de hierro frecuentemente se forman en las primeras etapas de alteración a partir de vidrio y minerales básicos pero su permanencia no es usualmente larga. La concentración de ferrihidrita puede calcularse multiplicando la concentración de hierro extraído en oxalato ácido (Feo) por un factor de 1.7 (Childs *et al.*, 1991).

2.3.4 Complejos organometálicos de aluminio y hierro

El carbono orgánico contenido en los complejos organometálicos constituye una reserva de C muy estable. Éste está protegido de la biodegradación y de la mineralización debido al efecto tóxico que tiene el Al. El C continúa acumulándose conforme el intemperismo libera Al para formar complejos orgánicos resistentes (Tokashiki & Wada, 1975; Higashi, 1983; Nanzyo *et al.*, 1993; Barral *et al.*, 1997; Percival *et al.*, 2000; Basile-Doelsch *et al.*, 2007). Los complejos Al-humus, son la forma dominante del llamado Al activo en los horizontes A de los Andosoles, por el contrario, los complejos de Fe se presentan en escasa cantidad (Mizota & Van Reeuvijk, 1989; Shoji *et al.*, 1993; Campos *et al.*, 2001; García-Rodeja *et al.*, 2004; Matus *et al.*, 2008; Broquen *et al.*, 2013). Las acomplejaciones de Al-humus se forman principalmente en ambientes ricos en carbono orgánico y que presentan un pH igual o menor a 5 (Shoji & Fujiwara, 1984).

La materia orgánica, así como los materiales arcillosos no cristalinos, influye en muchas propiedades químicas y físicas del suelo, y mejora la actividad biológica, así como la productividad del suelo dependiendo del grado o intensidad del desarrollo pedogenético. El color oscuro de los horizontes húmicos es una de las características más importantes del concepto central de un Andosol (Nanzyo *et al.*, 1993). Cuando el agua es suficientemente abundante los minerales primarios se intemperizan rápidamente. El intemperismo de materiales piroclásticos promueve la presencia de Si, Al y Fe, además de Ca y Mg en la solución del suelo. Mientras grandes cantidades de estos últimos son lixiviados, los iones de Al y Fe se asocian con la materia orgánica para formar complejos organominerales estables (Matus *et al.*, 2008; Peña-Ramírez *et al.*, 2009).



2.4 Extracciones químicas selectivas

Para identificar las diferentes formas de Al, Fe y Si en suelos de ceniza volcánica se utilizan métodos de disolución química selectiva, entre las que se utilizan principalmente tres:

2.4.1 Oxalato ácido de amonio

La extracción con oxalato de amonio/ ácido oxálico ($C_2H_8N_2O_4/H_2C_2O_4$) a pH 3.25 en oscuridad para aluminio, hierro y sílice (Al_o - Fe_o - Si_o) extrae de acuerdo con el procedimiento de Tamm (1922) y Blakemore *et al.* (1987): **I)** Al en alófono verdadero y constituyentes similares a éste, **II)** Al en imogolita, **III)** Al en complejos orgánicos, **IV)** Al en óxidos-hidróxidos no cristalinos, **V)** óxidos amorfos y óxidos hidratados de Al, **VI)** Al en minerales intercalados, **VII)** Fe presente en complejos orgánicos, **VIII)** Fe en óxidos-hidróxidos no cristalinos (incluida la ferrihidrita), y **IX)** sílice en alófono verdadero e imogolita (Blume & Schwertman; 1969; Shoji *et al.*, 1993; van Reeuwijk, 2002; Jansen *et al.*, 2011).

2.4.2 Pirofosfato de sodio

La extracción con pirofosfato de sodio/sulfato de sodio ($Na_4P_2O_7/Na_2SO_4$) a pH 10 para aluminio y hierro en productos orgánicos (Al_p, Fe_p) se obtienen siguiendo el procedimiento de Blakemore *et al.* (1987). Las fracciones coloidales obtenidos por este método indican la presencia de Al, Fe en complejos orgánicos con aportes menores de alófono, imogolita y constituyentes similares al alófono, así como los óxidos hidróxidos no cristalinos de aluminio (Wada, 1989; Jansen *et al.*, 2011).

2.4.3 Ditionito de sodio

Mediante la extracción con ditionito citrato/bicarbonato de sodio ($Na_2S_2O_4/Na_3C_6H_5O_7$) para aluminio y hierro (Al_d, Fe_d) de acuerdo al procedimiento de Mehra & Jackson (1960) se obtienen fracciones de: **I)** Al en constituyentes alofano-similares e hidróxidos no cristalinos, **II)** Al, Fe en complejos orgánicos, y **III)** Al, Fe en óxidos hidróxidos cristalinos. La extracción también incluye



la sustitución del Al en óxidos de hierro (McKeague & Day, 1966; Wada, 1989; Jansen et al., 2011).

2.4.4 Diversas fracciones de aluminio, hierro y sílice

Variable	Estimador
Al activo total	Alo (Blakemore et al., 1987).
Al-humus puro	Alp (Blakemore et al., 1987).
Al-humus y Al en óxidos cristalinos	Ald (Jansen et al., 2011).
Al en alófono e imogolita	Alo - Alp (Shoji & Ono, 1978).
Al cristalino	Ald - Alp (Jansen et al., 2011).
Fe activo total	Feo (Blakemore et al., 1987).
Fe-humus puro	Fep (Blakemore et al., 1987)
Fe-humus y óxidos libres y cristalinos de Fe	Fed (Parfitt & Childs, 1988).
Fe no cristalino	Feo - Fep (Smith, 1994).
Fe cristalino	Fed - Fep (Jansen et al., 2011).
Sílice en alófono e imogolita	Sio (Blakemore et al., 1987).
Relación Al:Si	(Alo-Alp) /Sio (Wada, 1989).
Alófono	{100/[-5(Alo-Alp) /Sio]}*Sio (Parfitt & Wilson, 1985).
Alófono e imogolita	Sio*7.1 (Nanzyo et al., 1993).

Cuadro 1. Principales formas de Al, Fe y Si obtenidas a partir de extracciones químicas selectivas.

2.5 Clasificación

2.5.1 Andosoles

En general, el conocimiento acerca de los suelos de ceniza volcánica ha incrementado notablemente en las últimas décadas. El desarrollo de una clasificación para estos suelos tuvo su origen en la propuesta de Andisoles presentada por Smith (1978) y se desarrolló a través de la experiencia colectiva y los esfuerzos de los miembros del Comité Internacional de Clasificación de Andisoles (ICOMAND) durante diez años desde 1978 a 1988. Sobre la base del informe final del ICOMAND (Leamy et al., 1988). Su propuesta condujo al desarrollo y establecimiento de la clasificación internacional actual de Andisoles (Soil Survey Staff, 1999). Los Andosoles actualmente se encuentran dentro de uno de los 32 grupos de referencia de la Base Referencial



Mundial del Recurso Suelo (WRB; IUSS, 2007), dentro del conjunto de suelos de referencia en los cuales la química del hierro y aluminio son protagonistas en su formación.

Las propiedades químicas únicas de los Andosoles, propiedades ándicas, se deben a la naturaleza altamente reactiva de sus fracciones coloidales y su alta superficie específica (Nanzyo, 2002). Los componentes reactivos son el alófono, imogolita, ferrihidrita y los complejos órgano-minerales (Leamy *et al.*, 1988; Shoji *et al.*, 1993; Dahlgren *et al.*, 2004).

2.5.1.1 Propiedades ándicas

Uno de los procesos edafogenéticos más importantes en los Andosoles es la dinámica a la que son sometidos muchos de los compuestos químicos provenientes de los minerales primarios, sobre todo del vidrio volcánico. Estos procesos consisten en la pérdida de bases y sílice, y en una acumulación de minerales de neoformación de aluminio y hierro (Hernández, 2006). La andosolización de materiales parentales volcánicos involucra la rápida intemperización de la ceniza volcánica y la formación de alófono, ferrihidrita e imogolita, así como la acumulación de materia orgánica formando complejos con Al y Fe siendo éstos los procesos pedogenéticos dominantes (Duchafour 1984; Besoain, 1985; Shoji *et al.* 1993; Ugolini & Dalhgren, 2002). Los cuales otorgan al suelo propiedades características, las llamadas *propiedades ándicas*.

Los Andosoles presentan propiedades vítricas o ándicas, las primeras se distinguen porque presentan un menor grado de intemperización, estas propiedades pueden encontrarse en la superficie del suelo o en la capa subsuperficial, comúnmente apareciendo como capas (IUSS, 2007). Las propiedades ándicas resultan de la intemperización moderada principalmente de depósitos piroclásticos. La presencia de minerales de bajo grado de ordenamiento, como el alófono y la imogolita, o bien con abundantes complejos organometálicos característica de las propiedades ándicas (Mizota & van Reeuvijk, 1989; Shoji *et al.*, 1993). Estos minerales y complejos son comúnmente parte de la secuencia de intemperización en depósitos piroclásticos: **material de suelo tétrico > propiedades vítricas > propiedades ándicas**.



En la definición de propiedades ándicas del suelo para clasificar a los Andosoles se utilizan dos criterios: I) El primer criterio para definir las propiedades ándicas aplica para los suelos formados bajo régimen de humedad údico, con una alta alteración inferida del $Al_2O_3 + 1/2FeO$ ($> 2\%$ ó 20 g Kg), alta retención de fosfato ($> 85\%$) y baja densidad aparente ($< 0,9 \text{ Mg m}^{-3}$). II) El segundo criterio es utilizado para suelos menos alterados, vítricos, con valores de retención de fosfato ($> 25\%$) requiriendo un porcentaje mínimo de vidrio volcánico ($>15\%$) lo que se refleja en el alto contenido de lapilli en todo el perfil del suelo (Takahashi *et al.*, 2002) (Cuadro 2).

Para que se reconozca que el suelo tiene propiedades ándicas, los materiales del suelo deben contener menos del 25% (en peso) de carbono orgánico y cumplir uno o ambos de los siguientes requisitos:

Criterio 1. En la fracción de tierra fina, todo lo siguiente:

- a. Porcentaje de aluminio más $1/2$ hierro (por oxalato de amonio) totalizando 2.0% o más,
- b. Una densidad aparente de 0.90 g / cm^3 o menos
- c. Una retención de fosfatos del 85% o más; ó

Criterio 2. en la fracción de tierra fina, una retención de fosfato de 25% o más, 30% o más partículas de 0.02 a 2.0 mm en el interior, y una de las siguientes:

- a. Porcentaje de aluminio más $1/2$ de hierro (por oxalato de amonio) por un total de 0,40, o
- b. Porcentaje de aluminio más $1/2$ hierro (por oxalato de amonio) por un total de 2.0, o
- c. Porcentaje de aluminio más $1/2$ de hierro (por oxalato de amonio) que suman entre 0.40 y 2.0

Cuadro 2. Definición de las propiedades ándicas del suelo de acuerdo a la Soil Taxonomy y WRB (Soil Survey Staff, 1999; IUSS, 1999).

2.5.1.2 Propiedades silándicas y aluándicas

A efectos del manejo del suelo, los Andosoles se dividen a menudo en dos grupos en función de la composición mineralógica de los horizontes superficiales. Se reconocen dos subtipos de horizontes con propiedades ándicas, uno en el cual el alófanos y minerales similares son dominantes (**tipo silándico**) y otros en el cual prevalece el aluminio acomplejado a ácidos orgánicos (**tipo aluándico**) (Cuadro 3). La disponibilidad de Al^{3+} parece ser el factor crítico que



regula la formación de Andosoles no alofánicos vs. alofánicos (Shoji & Fujiwara, 1984). Shoji et al. (1996) propusieron un modelo de clasificación preliminar para Regosoles y tres subtipos de Andosoles de acuerdo a dos indicadores pedogénicos $Alp + \frac{1}{2} Feo$ y Alp/Alo (Figura 3).

Propiedades	Aluándico	Silándico
Tipo de arcilla dominante	Complejo orgánico	Alófano
Valor crítico de pH	< 5	> 5
Reacción del suelo	Muy ácida a ácida	Ligeramente ácida a neutra
Color	Obscuro	Ligeramente claro
Toxicidad por Aluminio	Común	Rara
Saturación de Aluminio	Alta	Escaza a nada
Retención de agua	Muy elevada	Elevada
Carga negativa constante	Significativa	Nada
Retención de fosfatos	Elevada a moderada	Muy elevada

Cuadro 3. Comparación de propiedades entre Andosoles no alofánicos y alofánicos (Shoji & Ono, 1978; Wada, 1980; Shoji & Fujiwara, 1984; Leamy et al., 1988; Shoji et al., 1993; Nanzyo et al., 1993; Takehashi et al., 2002; Dahlgren et al., 2004; Alcalá et al., 2009; Nanzyo et al., 2009; Jansen et al., 2011).

La relación molar que existe entre el aluminio extraído en oxalato y aluminio extraído en pirofosfato (Alp/Alo) y el contenido de sílice extraído en oxalato funcionan como un indicador del tipo de suelo que se está formando; haciendo uso estos valores, las propiedades ándicas pueden dividirse en propiedades silándicas y aluándicas. Las propiedades silándicas muestran un contenido de Sio de $\geq 0.6\%$ o un Alp/Alo de < 0.5 ; las propiedades aluándicas muestran un contenido de Sio de $< 0.6\%$ y un Alp/Alo de ≥ 0.5 . Las propiedades transicionales alusilándicas muestran un contenido de Sio entre ≥ 0.6 y $< 0.9\%$ y un Alp/Alo entre ≥ 0.3 y < 0.5 y son considerados como un caso especial de propiedades silándicas (Shoji et al., 1996; Takehashi et al., 2002; IUSS, 2007).

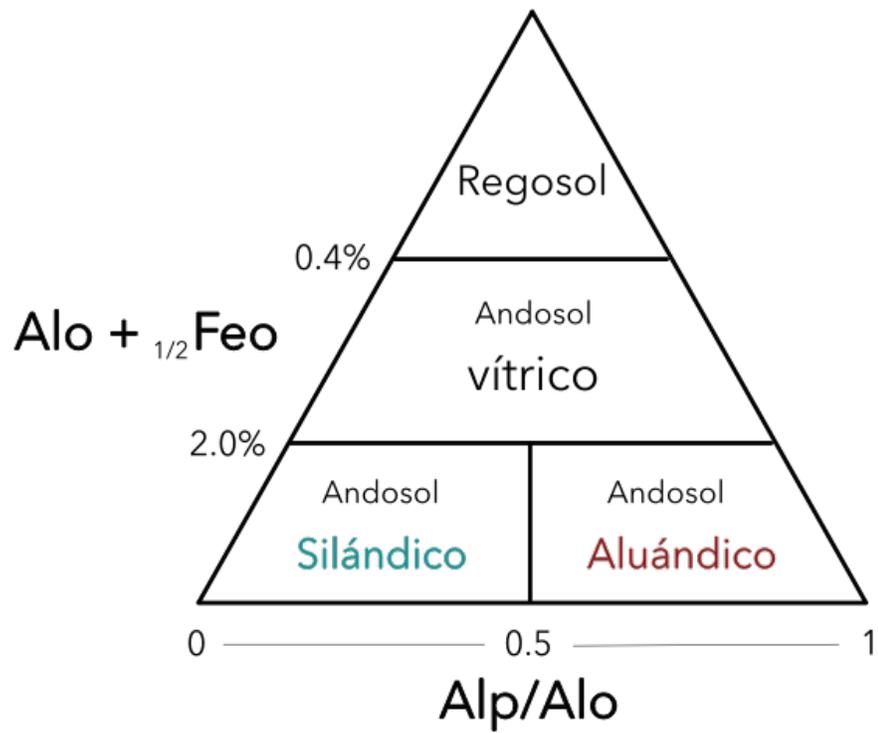


Figura 3. Relación entre Regosoles y tres subtipos de Andosoles en la clasificación de la WRB (Shoji et al., 1996). Tomado y modificado de Takehashi et al., 2001.

III. Área de estudio

3.1 Descripción general del Parque Nacional Izta-Popo

Dentro del Parque Nacional Izta-Popo (PNIP) se delimitó la microcuenca de Alcalica como unidad de estudio (Figura 4). Las regiones climáticas, la vegetación, la topografía y geología, así como los tipos de suelos que se encuentran en el PNIP representan, en general, las propiedades geomorfológicas y bioclimáticas del área de estudio. Este Parque se localiza en la parte centro-oriental del *Eje Volcánico Transversal*, ocupa parte de la Sierra Nevada en su porción sur y la Sierra de Rio Frio en la parte norte. Comprende los límites de los estados México, Puebla y Morelos. En este Parque Nacional, el Popocatepetl (5,450 msnm) e Iztaccíhuatl (5,280 msnm) son la segunda y tercera cumbres más altas de México.

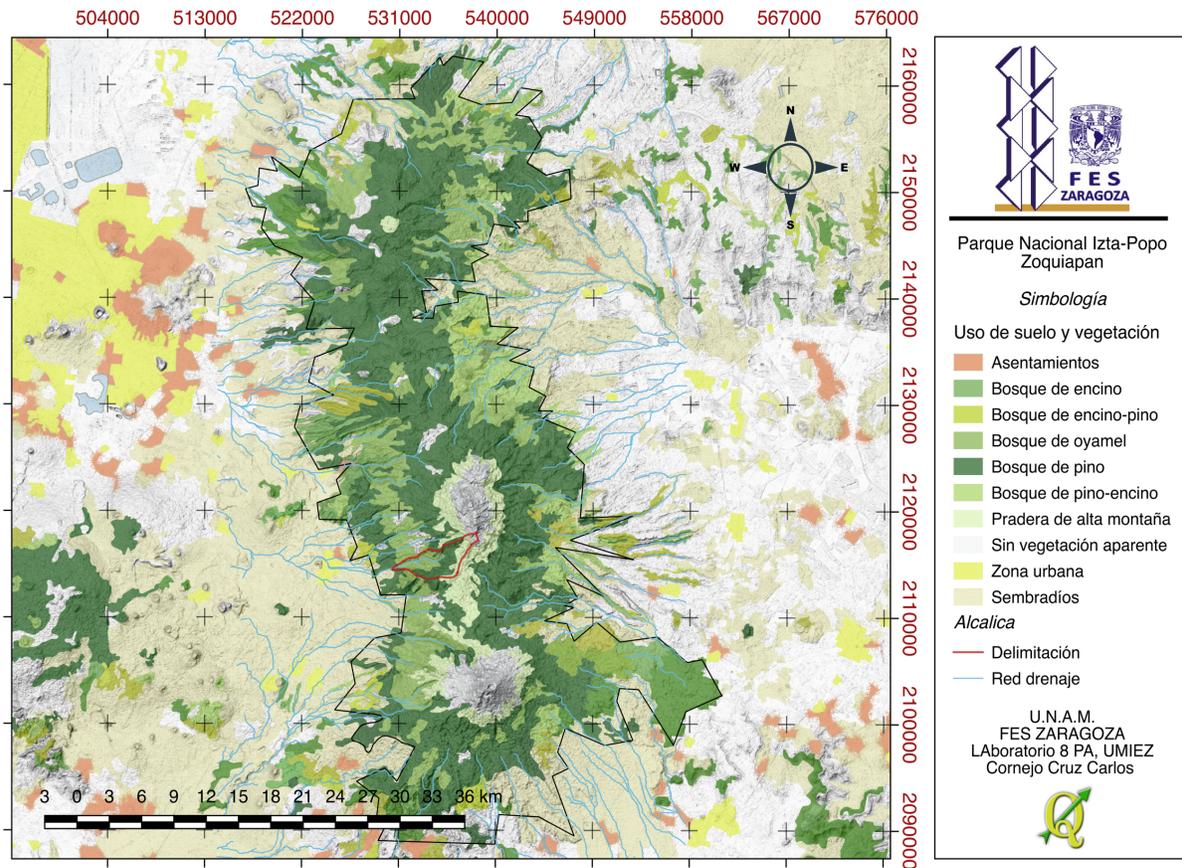


Figura 4. Uso de suelo y vegetación presente en el Parque Nacional Izta-Popo Zoquiapan. Datos vectoriales de INEGI. Elaborado en QGIS 1.8



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Al encontrarse dentro de un Área Natural Protegida, tiene un papel estratégico como un área de conservación de recursos ya que es una importante reserva hidrológica y forestal, que juega un papel clave en la captación de dióxido de carbono, la producción de oxígeno y la regulación climática y está catalogada como un área de conservación de flora y fauna por la riqueza de sus ecosistemas (CONANP, 2015).

3.1.1 Pisos climáticos y vegetación

En las zonas de las altas montañas los factores que determinan la distribución de la vegetación y sus tipos son la altitud, el régimen de lluvias estacional, la notable oscilación diaria de las temperaturas diurnas y nocturnas, las heladas constantes, así como la radiación ultravioleta incidente (Almeida-Leñero *et al.*, 2016). Debido a su topografía y su ubicación, la zona de estudio tiene una variedad de climas que van del templado húmedo a los climas frío y muy frío.

A lo largo de un gradiente altitudinal (Figura 5) en la Sierra Nevada se pueden identificar las siguientes comunidades vegetales:

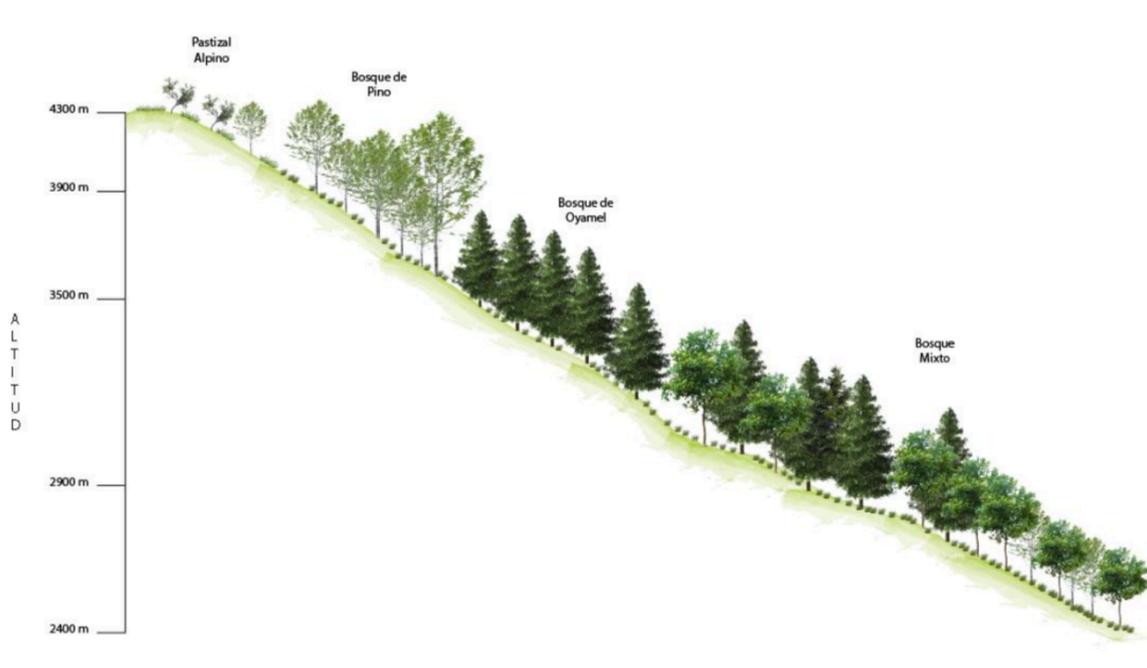


Figura 5. Distribución de la vegetación por piso altitudinal en la Sierra Nevada. Tomada de: Franco Corona, 2018.



La vegetación de zacatonal montano se encuentra entre el límite superior actual del bosque y el límite inferior de la nieve y el hielo, que va de los 4,000 a los 5,000 m snm, dominado fisonómicamente por zacatonales que incluye al zacatal montano relativamente seco (Giménez-Azcárate *et al.*, 2009; Almeida-Leñero *et al.*, 2016)

En la Sierra Nevada, el límite potencial de crecimiento de los árboles asociados al abrigo y protección de afloramientos rocosos se da a los 4,250 m, en donde se presenta vegetación de especies leñosas como *Juniperus monticola* (Almeida-Leñero *et al.*, 2016).

Entre los 3,500 y 4,000 m snm se encuentra el bosque de pino caracterizado por dos especies, *Pinus montezumae* y *Pinus ayacahuite*, pero la especie más importante de este estrato arbóreo es *Pinus hartwegii* misma que compone el límite de la vegetación arbórea en México (Franco-Corona, 2018).

A partir de los 2,800 m hasta los 3,400 m snm predominan los bosques de oyamel (*Abies religiosa*) que crecen principalmente en las cañadas y bosques mixtos de pino-encino (Franco-Corona, 2018).

El clima va de templado húmedo a frío y muy frío dado que la temperatura disminuye con la altura a razón de 0.68 °C por cada 100 m (CONANP, 2015), provocando que a mayor elevación el aumento de días con heladas sea de 66 a más de 240 por año, por lo que el periodo de meses húmedos dura un mes más en la parte media de la Sierra que en las cumbres y en los valles (Miehlich, 1991).

La zona posee un régimen típico de alta montaña tropical, con oscilaciones térmicas entre día y noche durante todo el año, en contraste con las temperaturas medias mensuales situadas de 3 a 4°C. La isoterma de 5 °C se ubica a los 4000 m de altitud; el mes más frío es febrero y el más caliente es abril (CONANP, 2015).

La relación entre la precipitación y la altitud se refleja en el ecotono de los pisos altitudinales de la Sierra Nevada. Miehlich (1991), reconoce en la región tres escalas climáticas (Cuadro 4): La



zona A (fresco-seco con temperatura de 11 a 14 °C y precipitación de 1000 a 1200 mm) ubicada a menos de 2,750 y hasta 3,100 m snm (zona inferior), la B (frío-húmedo con temperatura de 5 a 10 °C y precipitación de entre 800 a 1400 mm) localizada entre 3,100 y 4,000 msnm (parte media de la ladera) y la C (helado-seco con temperatura menor de 5 °C y menos de 800 mm de precipitación) establecida a más de 4000 m (cumbres de los volcanes). El periodo de meses húmedos dura un mes más en la parte media de la sierra que en las cumbres de los valles.

Región climática	Altitud msnm	Precipitación media anual mm	Temperatura media anual °C	Meses húmedos
C	> 4 000	< 800	< 5.5	< 8
B	4 000 - 3 000	1 400 - 800	5.5 - 14	8
A	3 000 - 2 500	1 200 - 1000	14 - 11	< 8

Cuadro 4. Regiones climáticas de la Sierra Nevada propuestas por Miehlich (1991).

La precipitación alcanza su valor máximo (1200 mm) alrededor de la cota de 3,600 msnm, a partir de la cual, tiende a decrecer, fenómeno conocido como: *techo de nubosidad* situado alrededor de los 3,600 msnm en montañas mayores a 4,000 m (Escamilla, 2007). Se ha observado que un incremento en el régimen pluviométrico conforme aumenta la altitud no es una característica de las altas montañas de México, es decir, a partir de cierto nivel altitudinal la precipitación disminuye (García-Romero, 1998) marcando una estacionalidad en la precipitación, típica de las zonas tropicales del hemisferio norte (Giménez- Azcárate et al., 2009).

3.1.2 Geología y estratigrafía

Las últimas erupciones del Popocatepetl ocurridas en los últimos 25 mil años cubren la mayor parte de la Sierra Nevada (Miehlich, 1991; Macías, 2005) (Figura 6). Miehlich (1991) indica que las capas de ceniza 1C, 1P, 2C, 2P y 3C cubren por lo menos el 75% de la superficie de la Sierra Nevada. En el Cuadro 5 se muestra la edad y espesor de cada depósito de ceniza mencionado.

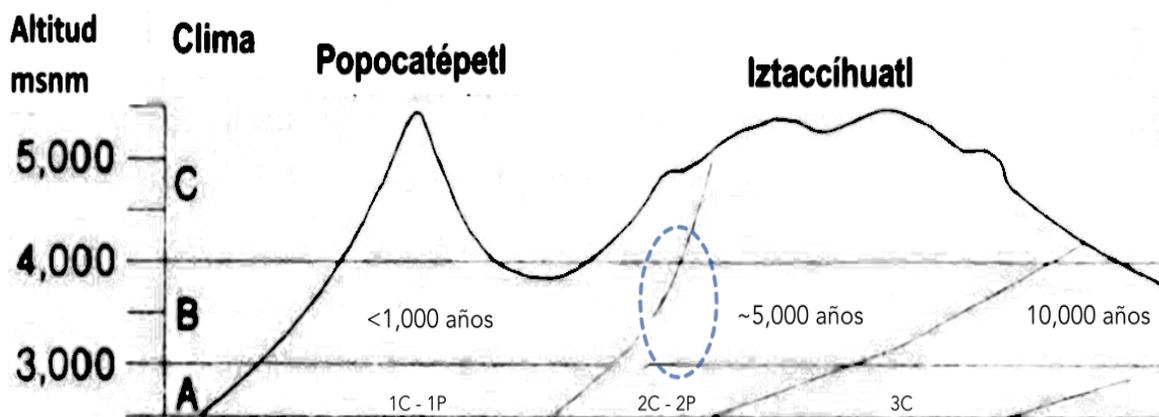


Figura 6. Edad de los depósitos de ceniza de acuerdo a la altitud en los volcanes Iztaccihuatl y Popocatepetl, así como las regiones climáticas del Cuadro 4, el óvalo en azul representa la ubicación aproximada de la microcuenca delimitada (Tomado y modificado de Miehllich, 1991).

Cuadro 5. Espesor promedio de los depósitos de caída del Popocatepetl (Miehllich, 1991).

Ceniza	Edad años	Popocatepetl Iztaccihuatl	
		cm	
1C	<1000	50	40
1P	<1000	30	10
2C	4000-5000	45	55
2P	3500-5000	65	20
3C	>10000	110	120

C= ceniza, P= pómez

3.1.3 Suelos

El material parental de los suelos está formado por cenizas volcánicas recientes y pómez (tefras) de diferente edad (Figura 7). La múltiple superposición de capas de tefras y cenizas, además de los efectos del intemperismo hídrico y eólico y del clima, ejercen *efectos diferenciales* sobre los procesos de formación de los suelos característicos de esta región que son los Andosoles, los cuales debido a su composición y a la acción combinada de estos factores pueden ser vítricos, ándicos, silándicos y aluándicos; en general los suelos más jóvenes (1,000 años) se localizan cerca del Popocatepetl y los de mayor antigüedad al norte del Iztaccihuatl (Miehllich, 1991).



Figura 7: Perfil de suelo característico del Parque Nacional Izta-Popo, en donde se pueden apreciar los diversos depósitos volcánicos provenientes del Popocatepetl. Sitio cercano al albergue de Paso de Cortés.

Numerosos estudios edafológicos de las zonas volcánicas de México muestran que la distribución de los suelos se relaciona estrechamente con el tipo y edad del material parental, el clima, la vegetación, diferencias debidas a la erosión (grado y tipo de erosión, y el tiempo de desarrollo) (Miehlich, 1991; Aguilera, 1969; Peña-Ramírez, 2013).

3.1.4 Topografía

La topografía modifica el clima local y regional e influye en la precipitación, la temperatura, la radiación solar y la humedad relativa; en consecuencia, influye para alterar la pedogénesis, composición, estructura y distribución de la vegetación (Schoeneberger & Wysocki, 2005). La exposición de ladera es un factor potencialmente significativo en generar características diferentes en el ecosistema (Yimer *et al.*, 2006); ya que indica la dirección e incidencia del sol, alterando principalmente el contenido de humedad atmosférico y edáfico (López-López, 2014).

En el hemisferio norte los terrenos expuestos hacia el norte (laderas umbrías), la cantidad de calor generada por el sol y la recibida por la superficie del suelo son menores; como

consecuencia, los ciclos de humedad y secado en el perfil son más largos que en terrenos expuestos hacia el sur (laderas de solana) (Figura 8). En concordancia, la composición de especies vegetales en suelos expuestos hacia el norte produce mayor acumulación de materia orgánica humificada que en los suelos expuestos al sur (Chun-Chih et al., 2004).

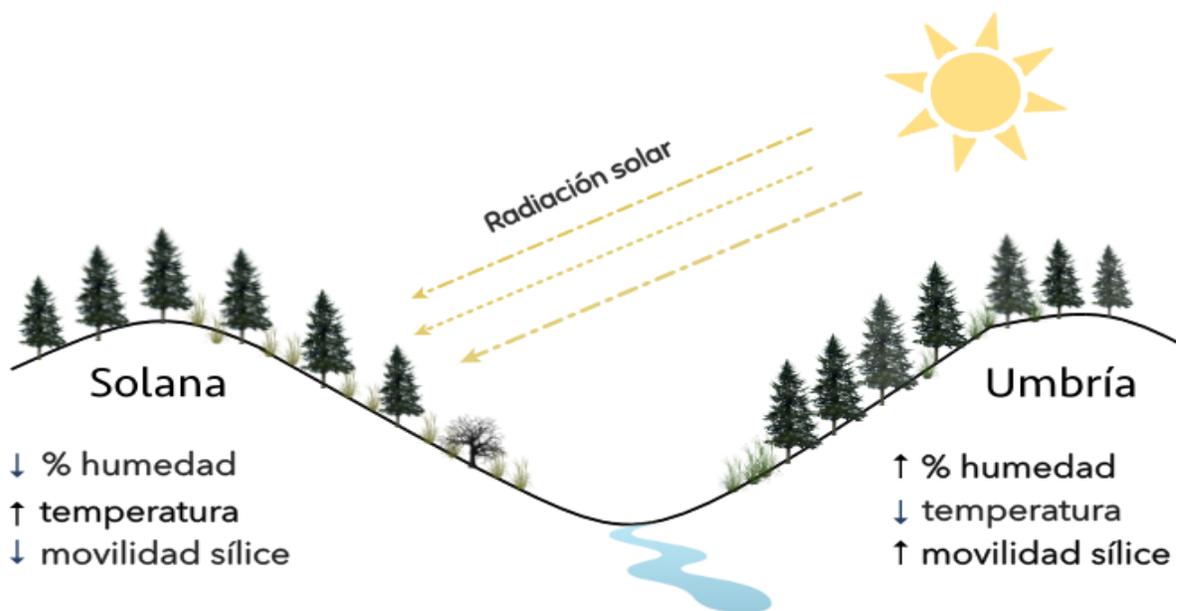


Figura 8. Afectación de las propiedades del suelo, composición de la vegetación y microclima por exposición de ladera. Tomado y modificado López-López, 2014.

3.2 Alcalica

Alcalica es una microcuenca tipo de la Sierra Nevada. Su nombre se debe a una corriente de agua superficial perenne que corre de este a oeste en el occidente del Parque Nacional Izta-Popo y representa el 0.2% de la Cuenca del Valle de México. Políticamente se encuentra en el Estado de México. No obstante, a su extensión, esta cuenca geomorfológicamente es representativa de las barrancas del occidente del Parque Nacional Izta-Popo. Alcalica se origina en la parte suroeste del Iztaccíhuatl a 4,650 m (López-López, 2014). En esta cañada tipo se presentan distintas condiciones climáticas en las cuales se desarrollan suelos provenientes de ceniza volcánica con una distribución homogénea que permite estudiar el efecto climático sobre el desarrollo y las propiedades del suelo a lo largo de un gradiente de pisos altitudinales con exposición contrastante.

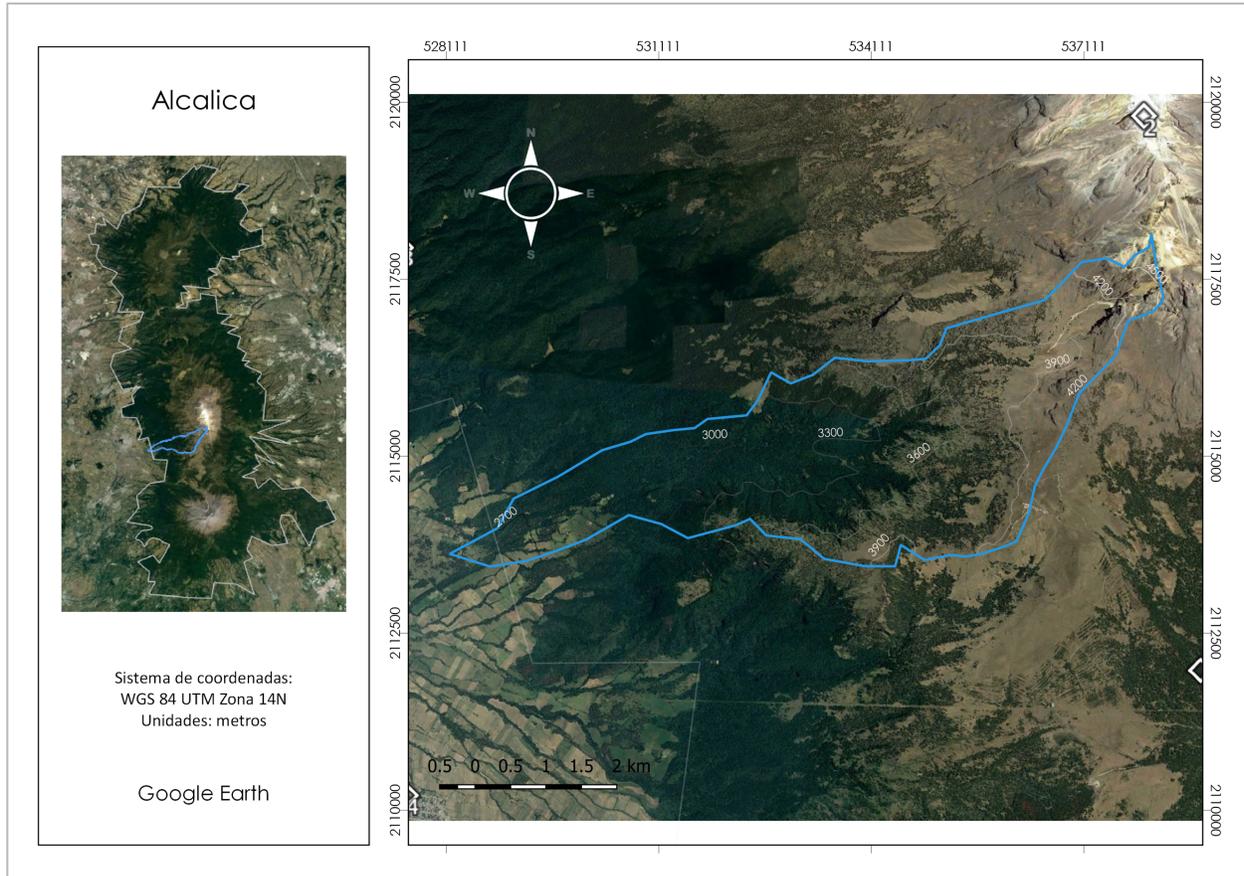


Figura 9. Ubicación de la microcuenca de Alcalica. Imágenes satelitales obtenidos del programa informático *Google Earth*. Polígono elaborado a partir del Continuo de Elevaciones Mexicano (CEM 3.0) de INEGI.



IV. Justificación

Los suelos derivados de ceniza volcánica cubren más de 124 millones de hectáreas, aproximadamente el 0.84 % de la superficie de la Tierra (Leamy, 1988), no obstante, a pesar de que totalizan una extensión relativamente pequeña de la superficie terrestre, estos suelos tienen un alto potencial para la producción agrícola y forestal debido a que muchas de las regiones más productivas del mundo se encuentran localizadas cerca de volcanes activos o inactivos, asimismo, las regiones más densamente pobladas del mundo están ubicadas cerca de volcanes (Takahashi, *et al.*, 2002). Debido a la importancia de este recurso, los suelos volcánicos han sido ampliamente estudiados; se sabe que factores climáticos como precipitación y temperatura definen el desarrollo y propiedades características de estos suelos, sin embargo, la influencia de las condiciones topográficas del sitio, como la orientación de la ladera, no han sido objeto de estudio en numerosas investigaciones. Por lo anterior, se pretende enriquecer la comprensión del efecto microclimático en el proceso de andosolización.

V. Hipótesis

Durante el desarrollo de suelos de ceniza volcánica, en climas templados, existe un vínculo antagónico entre complejos orgánicos y formación de minerales alofánicos. Las condiciones topográficas que definen el clima local serán determinantes para que el desarrollo del suelo sea diferente entre laderas contrastantes; por tanto, se espera que en los suelos de ladera umbría exista mayor protagonismo de complejos orgánicos, mientras que en suelos de ladera solana los componentes dominantes serán los minerales tipo alófano.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



VI. Objetivos

6.1 General

- Cuantificar aluminio, hierro y sílice por medio de extracciones químicas selectivas, e inferir su relación en el proceso de andosolización sobre un gradiente altitudinal, en laderas de orientación contrastante en suelos desarrollados sobre cenizas volcánicas en el Parque Nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl.

6.2 Particulares

- Describir morfológicamente los perfiles de suelo y elaborar una caracterización física y química.
- Evaluar el avance del intemperismo a partir de la cuantificación y relación de Al, Fe y Si.
- Determinar el tipo de constituyentes coloidales dominantes en los suelos analizados a partir de las proporciones de Al, Fe y Si.
- Elaborar una clasificación *preliminar* de los suelos de acuerdo con Shoji *et al.* (1996).



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



VII. Materiales y métodos

7.1 Gabinete

La metodología utilizada para seleccionar los sitios de muestreo consistió en recopilar información cartográfica con ayuda de fotografías satelitales obtenidas con el programa informático *Google Earth*, así como las cartas (E14B41, E14B42) topográficas, edafológicas y de uso de suelo y vegetación en el sitio web del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). A toda la información digital disponible se le dio un tratamiento selectivo de información e integración a una base de datos por medio de un Sistema de Información Geográfica (*QGIS* versión 3.2 “Bonn”) de tal manera que se generaron mapas vectoriales que permitieron ubicar los posibles puntos de muestreo de acuerdo con su posición altitudinal, exposición, pendiente, vegetación y vías de acceso. La zona de estudio fue delimitada por el partaguas de la microcuenca del río Alcalica. Los puntos de muestreo se propusieron de acuerdo con los mapas generados en el SIG y de la información bibliográfica consultada. El **Cuadro 6** muestra los sitios seleccionados los cuales representan sitios homólogos en altitud con diferencia en su exposición y distribuidos desde los 3,000 hasta los 4,400 m en la vertiente occidente del Iztaccíhuatl.

Perfil	Localidad	Altitud	Longitud	Latitud	Exposición
			m		
4400 m, s	Portillo	4386	537495	2116352	Solana
4400 m, u	Portillo	4385	537579	2116759	Umbría
4000 m, u	La Joya	4008	537138	2116365	Umbría
4000 m, s	La Joya	3999	536807	2116907	Solana
3800 m, u	Centinelas	3834	535866	2116294	Umbría
3800 m, s	Centinelas	3830	535758	2116618	Solana
3000 m, s	Tomacoco	3021	532087	2115283	Solana
3000 m, u	Tomacoco	2991	531856	2115979	Umbría
3300 m, s	Tomacoco	3289	533939	2115585	Solana
3300 m, u	Tomacoco	3280	533828	2115278	Umbría

Cuadro 6. Ubicación de los sitios de estudio. Longitud y latitud corresponden a las coordenadas UTM X y Y respectivamente. u= umbría; s=solana.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

7.2 Campo

Se registraron las coordenadas de los sitios propuestos, se introdujeron en un GPS (*Garmin eTrex 30*) y se les asignó una clave. Al llegar al punto marcado se hizo una valoración visual del sitio para definir si cumplía con las características; a continuación se realizó la caracterización ecológica de acuerdo con el procedimiento descrito por Siebe *et al.*, (2006). Se registró para cada sitio, la fecha, nombre de la localidad, coordenadas geográficas (UTM; WGS 84), altitud, pendiente, orientación, exposición, posición en el relieve, uso de suelo y vegetación, material parental, y forma de ladera. Posteriormente se excavó una calicata, una vez realizada la excavación se delimitaron los horizontes y se elaboró la descripción edafocológica de cada uno de ellos con la siguiente información: profundidad, color, textura al tacto, pedregocidad, estructura, pH en CaCl_2 , densidad de raíces y reacción al NaF. Después se procedió a tomar las muestras por cada horizonte identificado.

Las muestras recolectadas fueron colocadas en bolsas de plástico y etiquetadas para su posterior tratamiento en laboratorio. Finalmente se rellenó nuevamente la calicata. Como se ha indicado, a cada sitio le correspondió su homólogo en altitud pero con similar posición de ladera y orientación contrastante. Todo esto se hizo en cada sitio seleccionado (**Figura 10**).

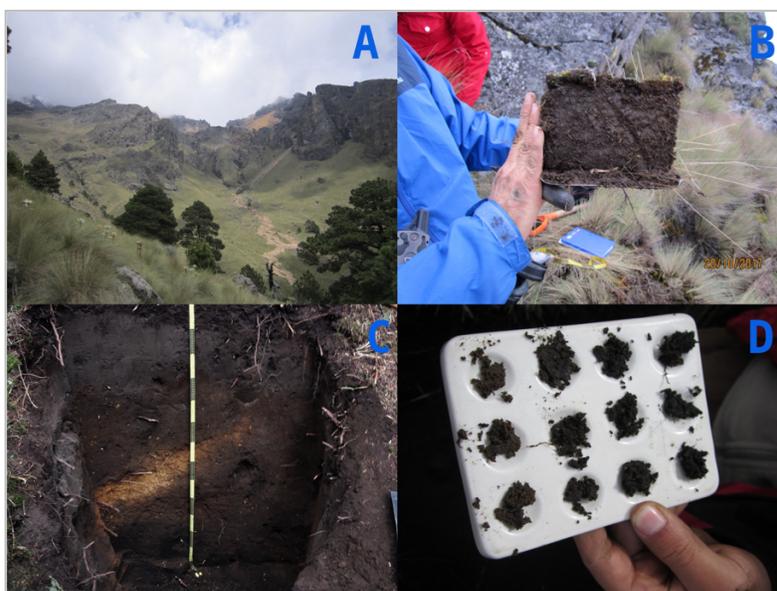


Figura 10. Fotos del trabajo realizado en campo. A: reconocimiento de la zona de estudio; B: toma de muestra; C: descripción de un perfil de suelo; D: prueba del NaF.



7.3 Laboratorio

Las muestras de suelo se secaron a temperatura ambiente, se tamizaron con una malla de 2 mm de abertura y se almacenaron en frascos de plástico previamente etiquetados con sus datos correspondientes de campo. Todos los análisis químicos y físicos de las muestras se trabajaron en el Laboratorio de Edafología y Nutrición Vegetal de la Facultad de Estudios Superiores Zaragoza (Cuadro 7, Figura 11).

Parámetro	Método
pH activo	Potenciométrico (relación 1:2.5) (van Reeuwijk, 1992)
pH en NaF	Potenciométrico (relación 1:50 en NaF 1 N) (Fieldes & Perrott, 1996).
Densidad aparente	Del cilindro (van Reeuwijk, 1992)
Carbono orgánico	Combustión húmeda (Walkley & Black, 1934)
Al, Fe libre (d)	Ditionito-citrato-bicarbonato (Mehra & Jackson, 1960)
Al, Fe y Si activo (o)	Oxalato ácido de amonio (Blakemore <i>et al.</i> 1987)
Al, Fe en complejo orgánico (p)	Pirofosfato de sodio (Blakemore <i>et al.</i> 1987)
Alófano	$\{100/[-5(\text{Alo}-\text{Alp})/\text{Sio}]\} * \text{Sio}$ (Parfitt & Wilson, 1985).
Al alofánico	Alo – Alp (Shoji <i>et al.</i> , 1993)
Fe cristalino	Fed – Fep (Childs <i>et al.</i> , 1991)

Cuadro 7. Parámetros y métodos evaluados en laboratorio.

El pH activo en agua se evaluó colocando 10 gramos de suelo seco por cada 25 mL de agua destilada. Las muestras se colocaron en un agitador orbital (*Thermo Scientific MaxQ 2506*) por 10 minutos y se dejaron reposar por 30 minutos, todo esto por triplicado para cada muestra. Las lecturas de pH se realizaron con un multiparámetro (*Conductronic pH 120*).

Para determinar el pH en fluoruro de sodio 1N se mezclaron 0.5 gramos de suelo seco en 25 mL de solución de NaF (1:50), la agitación fue manual con un agitador de vidrio durante 60 segundos, se hizo la lectura de pH en agitación con el potenciómetro a los 60 minutos hasta llegar a una lectura estable.

La densidad aparente se evaluó con muestras tomadas por horizonte con un cilindro de cobre, una vez en laboratorio se pesaron en húmedo y posteriormente se colocaron en una estufa a 105°C. Cada tubo fue pesado periódicamente hasta obtener un peso constante. Con el dato del peso seco del suelo y con el volumen del cilindro se hicieron los cálculos correspondientes. Por la diferencia de pesos húmedo y seco se estimó el porcentaje de humedad.

La materia orgánica del suelo (MOS) se determinó a partir del método propuesto por Walkley & Black y con ello se estimó el carbono orgánico del suelo (COS) mediante el factor de Van Bremen (1.724). Cada muestra se evaluó por triplicado, usando para todas las repeticiones 0.25 gramos de suelo y 5 mL de dicromato de potasio 1N.

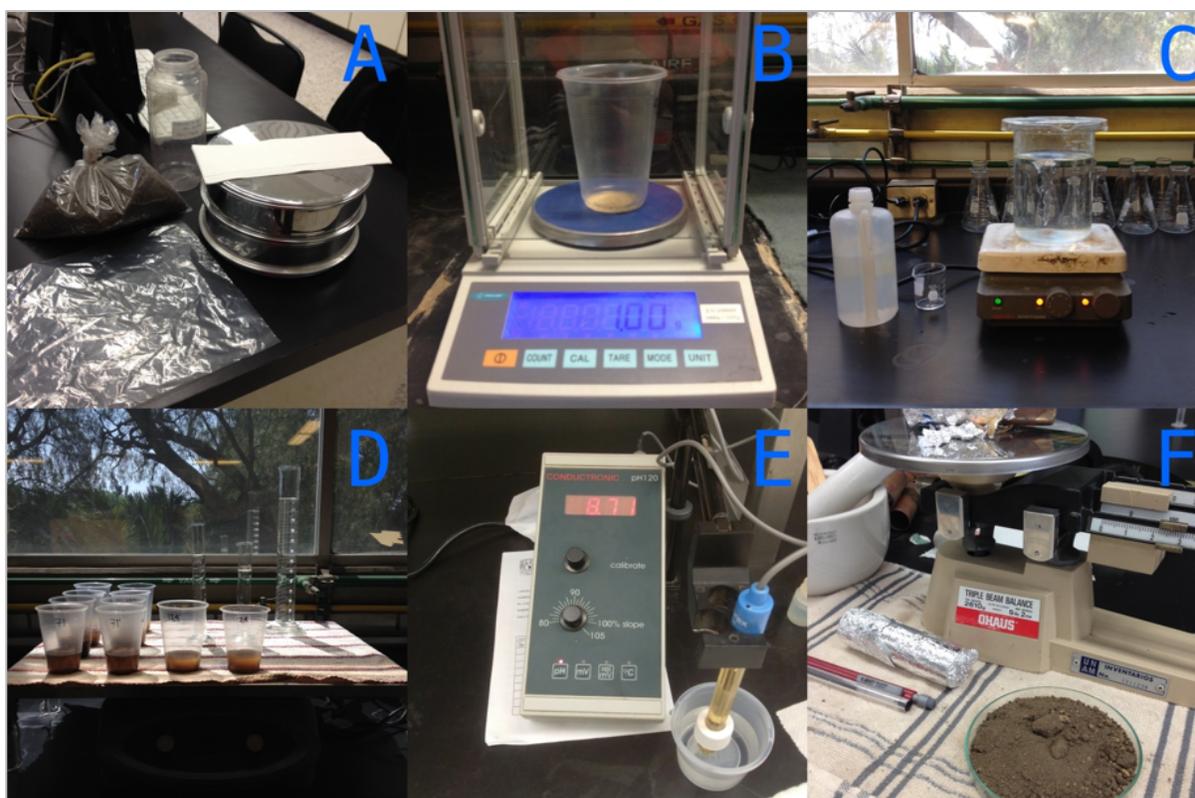


Figura 11. Fotos del trabajo realizado en laboratorio. A: tamizado del suelo; B: pesado de muestra; C: preparación de reactivos; D: procesamiento de muestras; E: lectura de pH; F: cálculo de densidad aparente.



7.3.1 Extracciones químicas selectivas

El Al, Fe y Si, fueron extraídos por disoluciones selectivas de acuerdo con los métodos estandarizados del Laboratorio de Edafología Experimental del Instituto de Geología. Para aluminio y hierro se utilizaron tres métodos: oxalato, pirofosfato y ditionito, para sílice únicamente se extrajo con oxalato. Las muestras fueron cuantificadas por espectrofotometría de absorción atómica en el Instituto de Geología (Figura 12).

Todas las extracciones se hicieron por duplicado, en cada uno de los horizontes genéticos descritos. Para el procesamiento de muestras se utilizó suelo molido.

Para el oxalato ácido de amonio (ácido oxálico/ oxalato diamónico; 0.15 M/0.2 M) a pH 3.25, se pesó 1 g de suelo en un recipiente de polietileno y se le agregaron 50 mL de solución extractora, inmediatamente se colocaron en un agitador orbital (*Thermo Scientific MaxQ 2506*) para agitar durante 4 horas (a 110 rpm) dentro de una campana de extracción a oscuras debido a que la disolución es muy reactiva a la luz. Al cabo del tiempo necesario, las muestras se centrifugaron por 5 minutos a 3,000 rpm con doble intención; evitar la pronta peptización de la muestra y coprecipitar impurezas, para finalmente filtrarlas con algodón y almacenarlas en contenedores de polietileno. Debido a que el silicio precipita muy rápido se hicieron estas extracciones un día antes de cuantificar.

Para las extracciones de minerales lábiles se utilizó ditionito-citrato-bicarbonato y para ello se pesó 1 g de suelo, se agregaron 20 mL de solución de citrato-bicarbonato de sodio (citrato de sodio/bicarbonato de sodio; 0.24 M/0.2 M), se pasaron a baño María (70°C), se agregaron 0.4 g de ditionito de sodio, se movió la solución periódicamente hasta ya no percibir reacción de los componentes, posteriormente se centrifugó por 5 minutos a 3,000 rpm, se decantó a un recipiente limpio y al precipitado se le volvió a hacer el mismo procedimiento desde que se le agregó la solución A, posteriormente, al sobrenadante se le agregó sulfato de magnesio (0.1 M), se centrifugó, el sobrenadante se vació sobre el mismo recipiente, se aforó a 100 mL y finalmente se filtró. Los extractos se almacenaron en un cuarto frío a 4°C.

Para extraer el aluminio y hierro presente en complejos orgánicos se utilizó pirofosfato de sodio como solución extractora. Se pesó, también, un 1 g de suelo, se le agregaron 50 mL de solución extractora de pirofosfato-sulfato de sodio (0.1 M - 0.5 M) a pH 10. La mezcla se tapó y se agitaron a 80 rpm aproximadamente durante 16 horas. Finalmente se centrifugó, filtró y almacenó de la misma manera las extracciones de ditionito y oxalato.

Para poder cuantificar se hicieron diluciones de los extractos. Para aluminio fueron diluciones 1:10 – 1:5 (con KCl al 1%), para sílice 1:5 y para hierro 1:10 y 1:50.

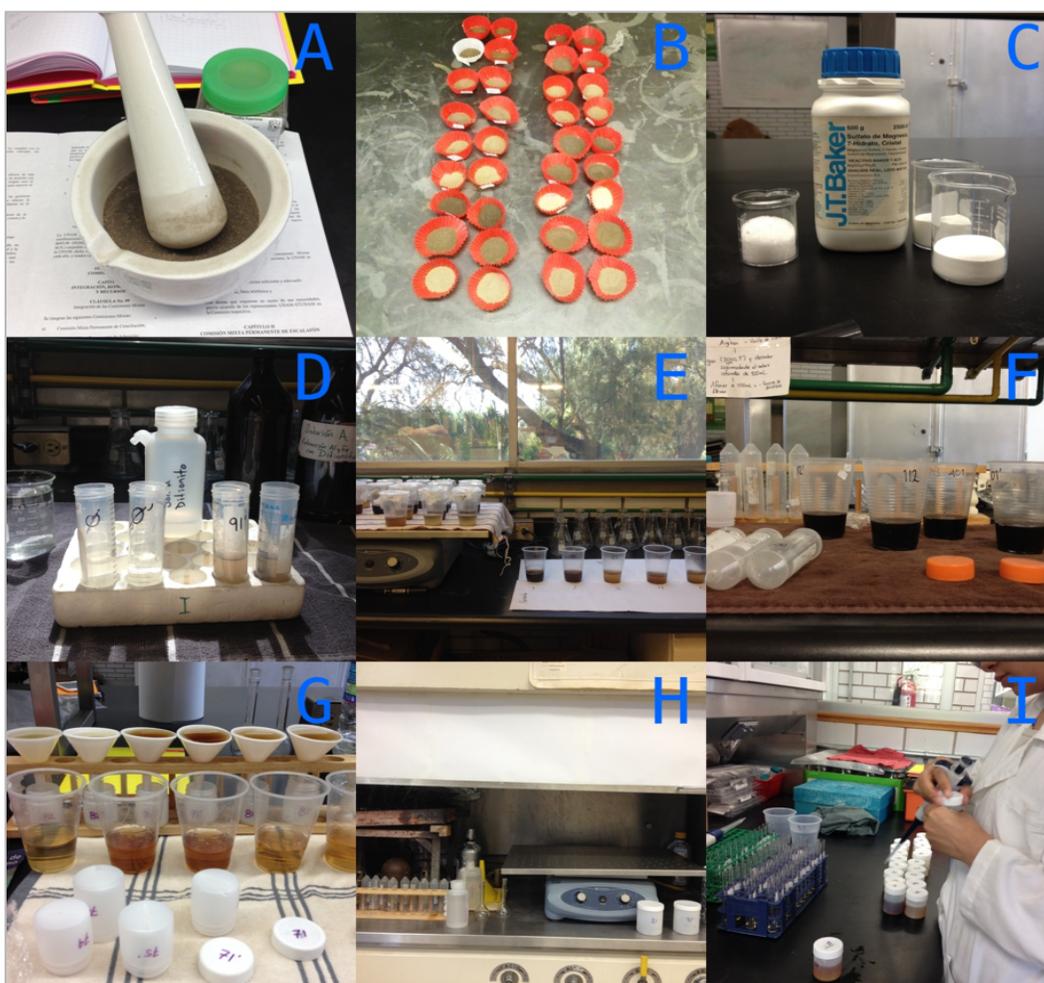


Figura 12. Fotos correspondientes a la extracción de Al, Fe y Si; **A:** suelo molido; **B:** pesado de suelo; **C:** preparación de soluciones extractoras; **D:** procesamiento de muestras; **E:** preparación y agitación; **F:** muestras centrifugadas y decantadas; **G:** filtración y almacenamiento; **H:** agitación en campana de extracción (oxalato); **I:** dilución de extractos.



7.4 Análisis estadístico

Se utilizó el paquete de software estadístico *Stata 13.0* para la realización de las pruebas estadísticas del presente trabajo.

Para describir las posibles relaciones entre las variables físicas y químicas evaluadas en el suelo, se usó una correlación simple de Pearson.

También, se hizo una prueba multivariada de Distribución T^2 de Hotelling para identificar diferencias significativas entre laderas (solana y umbría) en los horizontes superficiales. Al utilizar los datos de las extracciones selectivas se encontró una diferencia significativa ($p < 0.05$).

VIII. Resultados y discusión

8.1 Caracterización edafocológica

A lo largo de un gradiente altitudinal de 3,000 a 4,400 m snm, en la barranca de Alcalica, se seleccionaron cinco pisos altitudinales con diferente tipo de vegetación en los que se describieron perfiles de suelo en sitios homólogos en altitud, pero con exposición opuesta (ladera umbría y ladera solana). Se elaboró una representación espacial y georreferenciada de los perfiles descritos en función de la radiación solar de la región (Figura 13). En el Cuadro 6 se presentan las coordenadas correspondientes a cada perfil de suelo.

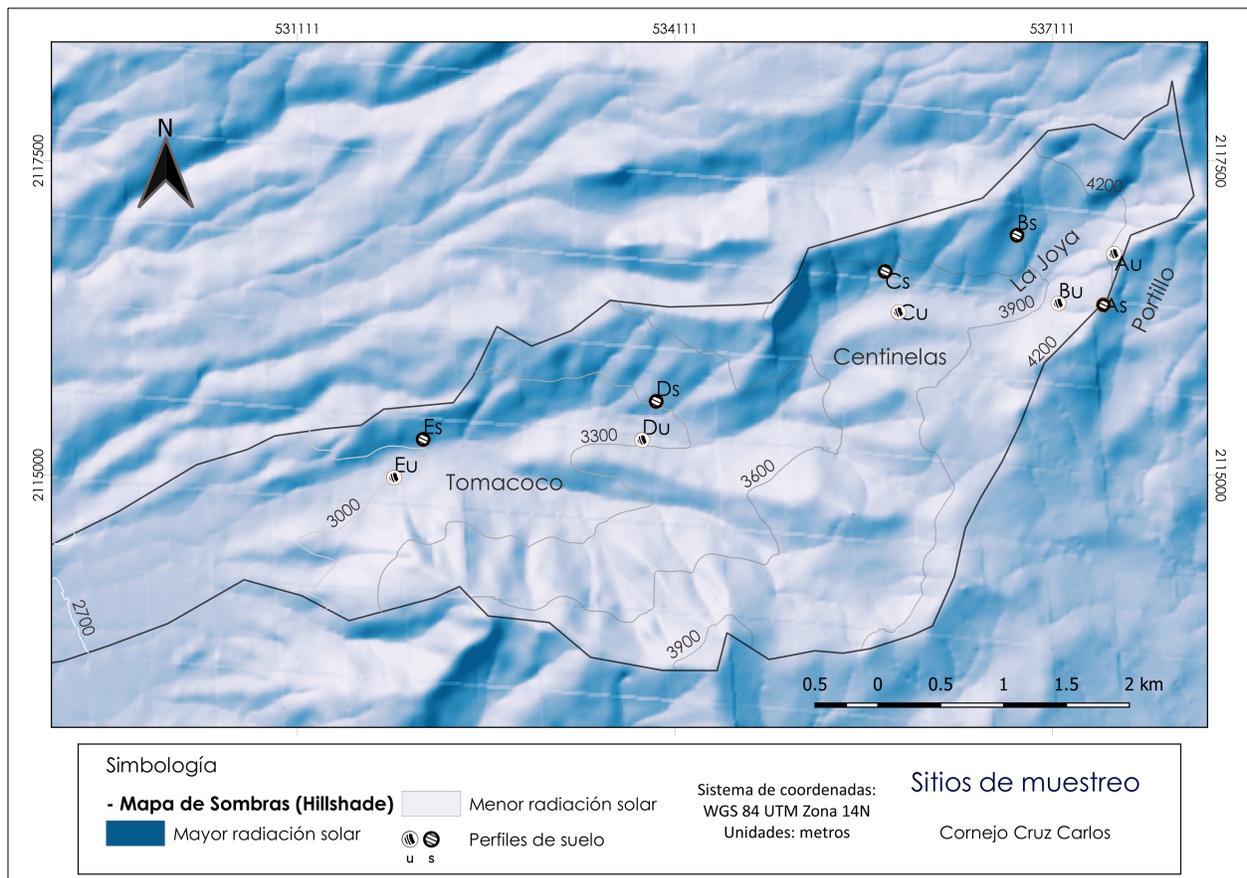


Figura 13. Mapa de sombras en la zona de estudio. Las regiones con tono oscuro representan una mayor incidencia de radiación solar a lo largo del día, contrario a las regiones claras. A: 4400 m, B: 4000 m, C: 3800 m, D: 3300, E: 3000; u: umbría, s: solana.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.



Por el amplio intervalo altitudinal que consideró la investigación, se encontraron sitios con diferentes tipos de régimen climático, microclimas y tipo de vegetación. La relación entre la altitud y la precipitación se vio reflejada en el ecotono de los pisos altitudinales de la zona de estudio. De acuerdo con Almeida-Leñero (2016) en las zonas de las altas montañas los factores que determinan la distribución de la vegetación son la altitud, el régimen de lluvias estacional, la oscilación diaria de la temperatura diurna y nocturna, las heladas, así como la radiación ultravioleta incidente, en cuanto al desarrollo del suelo, Miehllich (1991) y Peña-Ramírez (2013), mencionan que la formación de suelos de ceniza volcánica del Popocatepetl está determinada principalmente por dos factores: la edad de los piroclastos y el clima.

El suelo de todos los perfiles es joven y se ha formado a partir de depósitos de vidrio volcánico de aproximadamente 1,000 y 5,000 años, lo que se deduce del mapa de distribución de ceniza y pómez propuesto por Miehllich (1991) (Figura 6 y Cuadro 5). El desarrollo de cada uno varía de acuerdo a las condiciones climáticas a lo largo del gradiente altitudinal. En un análisis altitudinal descendente, se observaron primero perfiles de suelo jóvenes con poco a medio desarrollo y otros más evolucionados en zonas medias dadas las condiciones climáticas prevalecientes en la región, estos resultados coinciden con lo reportado por Miehllich (1991) en la Sierra Nevada, Campos *et al.* (2001) en el Volcán Cofre de Perote en Veracruz y Broquen *et al.* (2013) en Neuquén, Argentina al evaluar el desarrollo de suelos volcánicos bajo diferentes regímenes de humedad del suelo en bosques templados.

A continuación, se muestra el resumen de la caracterización edafocológica de cada perfil de suelo durante el estudio, de mayor a menor altitud.

8.2.1 Portillo (4,400 m snm)

Clima frío con poca precipitación son factores que caracterizan a este piso altitudinal. La neblina y el aporte de agua proveniente del deshielo de la cumbre del Iztaccíhuatl mantienen el sitio húmedo, sin embargo, debido a las bajas temperaturas que prevalecen, la tasa de

intemperismo del material volcánico es lenta pero aún así con elevada acumulación de materia orgánica en la capa de fermentación del suelo.



Figura 14. Sitios de muestreo a los 4,400 m snm.

Perfil: 4400 m, u	Exposición: umbría	Localidad: La Joya
	Vegetación dominante: Pastizal montano	
	Precipitación media anual (mm): <800	
	Régimen de humedad del suelo: ústico isofrígido	
	pH _{H₂O} : 4.7	COs (%): 2.8
Fecha de muestreo: 10/2017	Orientación: W	Pendiente (°): 49

Figura 15. Características edafocológicas del perfil 4400 m, umbría.

Perfil: 4400 m, s	Exposición: solana	Localidad: La Joya
	Vegetación dominante: Pastizal montano	
	Precipitación media anual (mm): <800	
	Régimen de humedad del suelo: ústico isofrígido	
	pH _{H₂O} : 5.6 COs (%): 2	
Fecha de muestreo: 10/2017	Orientación: SW	Pendiente (°): 17

Figura 16. Características edafocológicas del perfil 4400 m, solana.

8.1.2 La Joya (4,000 m snm)

Clima frío con escasa precipitación pero expuesto a una alternancia frecuente de neblinas, se asume que las bajas temperaturas y humedad inciden en lentas tasas de intemperismo así como una baja tasa de mineralización. Se describieron los perfiles en los linderos del límite de la vegetación arbórea (*Pinus hartwegii*) con una mayor proximidad a éste en ladera solana.



Figura 17. Sitios de muestreo a los 4,000 m snm.



Perfil: 4000 m, u	Exposición: umbría	Localidad: La Joya
	Vegetación dominante: Pastizal montano	
	Precipitación media anual (mm): <800	
	Régimen de humedad del suelo: ústico isofrígido	
	pH _{H₂O} : 5.1 COs (%): 2.1	
Fecha de muestreo: 09/2017	Orientación: W	Pendiente (°): 28

Figura 18. Características edafocológicas del perfil 4000 m, umbría.

Perfil: 4000 m, s	Exposición: solana	Localidad: La Joya
	Vegetación dominante: Pastizal montano, <i>Eryngium</i> sp.	
	Precipitación media anual (mm): <800	
	Régimen de humedad del suelo: ústico isofrígido	
	pH _{H₂O} : 4.6 COs (%): 2.4	
Fecha de muestreo: 09/2017	Orientación: SE	Pendiente (°): 27

Figura 19. Características edafocológicas del perfil 4000 m, solana.

8.1.3 Centinelas (3, 800 m snm)

Elevada precipitación con abundante vegetación son elementos representativos de esta altitud en el Occidente del Parque Nacional Izta-Popo. De acuerdo con Miehlich (1991) el régimen de humedad del suelo para esta región corresponde al údico, no obstante, por el porcentaje de humedad registrado en las muestras, se consideró un régimen perúdic. En estos sitios se encontró la diferencia más evidente en el desarrollo del suelo de una ladera a otra.



Figura 20. Sitios de muestreo a los 3,800 m snm.

Perfil: 3800 m, u	Exposición: umbría	Localidad: Centinelas
	Vegetación dominante: <i>Abies religiosa</i> , <i>Pinus sp.</i> , zacatonal (<i>Festuca sp.</i> y <i>Muhlenbergia sp.</i>)	
	Precipitación media anual (mm): ~1200	
	Régimen de humedad del suelo: perúdic	
	pH _{H₂O} : 5 COs (%): 6.3	
Fecha de muestreo: 10/2017	Orientación: NW	Pendiente (°): 24

Figura 21. Características edafocológicas del perfil 3800 m, umbría.

Perfil: 3800 m, s	Exposición: solana	Localidad: Centinelas
	Vegetación dominante: <i>Pinus sp.</i> , Pastizal.	
	Precipitación media anual (mm): ~1200	
	Régimen de humedad del suelo: perúdico	
	pH _{H₂O} : 5.5	COs (%): 3.5
Fecha de muestreo: 10/2017	Orientación: S	Pendiente (°): 34

Figura 22. Características edafocológicas del perfil 3800 m, solana.

8.1.4 Tomacoco (3, 300 m snm)

Se observó una mayor actividad forestal en los alrededores de los sitios seleccionados. La vegetación herbácea es más abundante y diversa en comparación de los pisos altitudinales superiores. Se encontraron considerables cambios de vegetación de una ladera a otra, lo cual se refleja con un desarrollo diferente del suelo entre exposiciones. La cubierta forestal en umbría está dominada por oyamel y encino junto con un abundante estrato arbustivo y herbáceo que tiende hacia un bosque mixto contrario a ladera solana.



Figura 23. Sitios de muestreo a los 3,300 m snm.



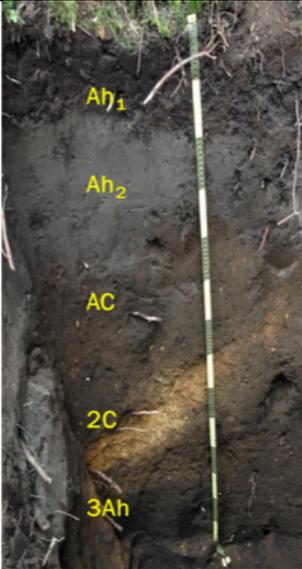
Perfil: 3300 m, u	Exposición: umbría	Localidad: Tomacoco
	Vegetación dominante: <i>Abies religiosa</i> , <i>Quercus sp.</i> <i>Alnus acuminata</i> , <i>Senecio angulifolius</i> .	
	Precipitación media anual (mm): >800	
	Régimen de humedad del suelo: údico isomésico	
	pH _{H₂O} : 5.1 COs (%): 2.7	
Fecha de muestreo: 02/2018	Orientación: N	Pendiente (°): 33

Figura 24. Características edafocológicas del perfil 3300 m, umbría.

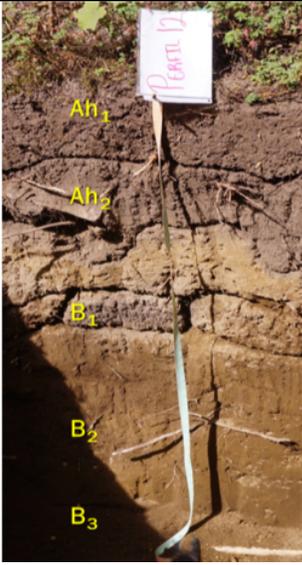
Perfil: 3300 m, s	Exposición: solana	Localidad: Tomacoco
	Vegetación dominante: <i>Pinus patula</i> , <i>Cupressus sp.</i> , <i>Quercus sp.</i>	
	Precipitación media anual (mm): >800	
	Régimen de humedad del suelo: údico isomésico	
	pH _{H₂O} : 5.4 COs (%): 2.6	
Fecha de muestreo: 02/2018	Orientación: S	Pendiente (°): 30

Figura 25. Características edafocológicas del perfil 3300 m, solana.



8.1.5 Tomacoco (3,000 m snm)

Las actividades antrópicas y el comportamiento de la vegetación que se registraron a los 3,300 m snm fueron similares a lo descrito en esta región. Se encontró un mayor intemperismo del material parental, en consecuencia, un mayor avance pedogénico a esta altitud.



Figura 26. Sitios de muestreo a los 3,000 m snm.

Perfil: 3000 m, u	Exposición: umbría	Localidad: Tomacoco
	Vegetación dominante: <i>Abies religiosa</i> , <i>Pinus montezumae</i> , <i>Quercus</i> sp.	
	Precipitación media anual (mm): <800	
	Régimen de humedad del suelo: ústico isomésico	
	pH _{H₂O} : 5.7 COs (%): 3	
Fecha de muestreo: 12/2017	Orientación: W	Pendiente (°): 8

Figura 27. Características edafocológicas del perfil 3000 m, umbría.



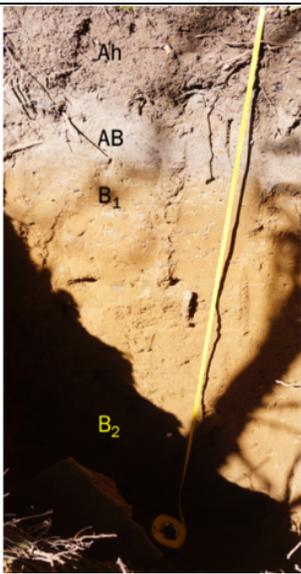
Perfil: 3000 m, s	Exposición: solana	Localidad: Tomacoco
	Tipo de vegetación: Pinus sp., Cupressus sp., Quercus sp.	
	Precipitación media anual (mm): <800	
	Régimen de humedad del suelo: ústico isomésico	
	pH _{H₂O} : 5.9 COs (%): 2	
Fecha de muestreo: 12/2017	Orientación: S	Pendiente (°): 39

Figura 28. Características edafocológicas del perfil 3000 m, solana.

8.2 Variación de aluminio, hierro, sílice, COs y pH en el gradiente altitudinal

A partir de los datos obtenidos de las extracciones selectivas, de la cuantificación de COs y la determinación de pH se evaluaron las posibles relaciones entre variables a través de la medición de las correlaciones de Pearson (**Cuadro 8; Anexo 1**) y regresión simple. Todas las formas extractables de Al y Fe presentan elevadas y significativas correlaciones entre sí debido a que no hay grandes diferencias en las extracciones selectivas (Barral *et al.*, 1997), es por ello que se utilizaron las relaciones molares entre los elementos extraídos para estimar el contenido de las diversas formas de Al, Fe y Si de acuerdo con varios autores como se muestra en el **Cuadro 1**. El valor obtenido (*r*) en la relación Alp con COs es una constante en este tipo de suelos (Nanzyo *et al.*, 1993; García-Rodeja *et al.*, 2004; Matus *et al.*, 2008; Broquen *et al.*, 2013). En climas húmedos es donde se ha reportado la mayor cantidad de carbono orgánico en suelos ándicos (Percival *et al.*, 2000; Basile-Doelsch *et al.*, 2007; Peña-Ramírez *et al.*, 2009), esto coincide con la relación obtenida del valor de Al-humus con el porcentaje de humedad del suelo.



Cuadro 8. Coeficiente de correlación de Pearson (r) de las principales relaciones entre Al, Si y COs.

	Alp	Alo	Sio	Alófano	COs	Humedad
Alo	0.339*					
Sio	0.009	0.838*				
Alófano	-0.000	0.901*	0.977*			
COs	0.8309*	0.208	-0.094	0.435		
Humedad	0.7562*	0.567*	0.230	0.274	0.536*	

*p<0.05

En general el pH activo de los suelos estudiados es ácido en todos los perfiles, estos valores tienden a incrementar con la profundidad del suelo, lo cual, se debe a los procesos de intemperismo y lixiviación de cationes básicos de acuerdo con Quantin (1986). En un análisis altitudinal descendente, los valores abarcaron un intervalo desde fuertemente ácido (4.2 – 5.5) a moderadamente ácido (5.6 – 6) con evidencias de un patrón claro de comportamiento a partir de los 4,000 m snm ($r=-0.65$) como se muestra en la **Figura 29**. Los valores de pH evaluados en NaF 1N superiores a 9.4 advierten la presencia de alófano y de complejos de sustancias orgánicas con aluminio (Spaargaren, 1994; Fieldes & Perrot, 1996). Prácticamente en todos los perfiles y horizontes descritos se registraron valores superiores a 9.4.

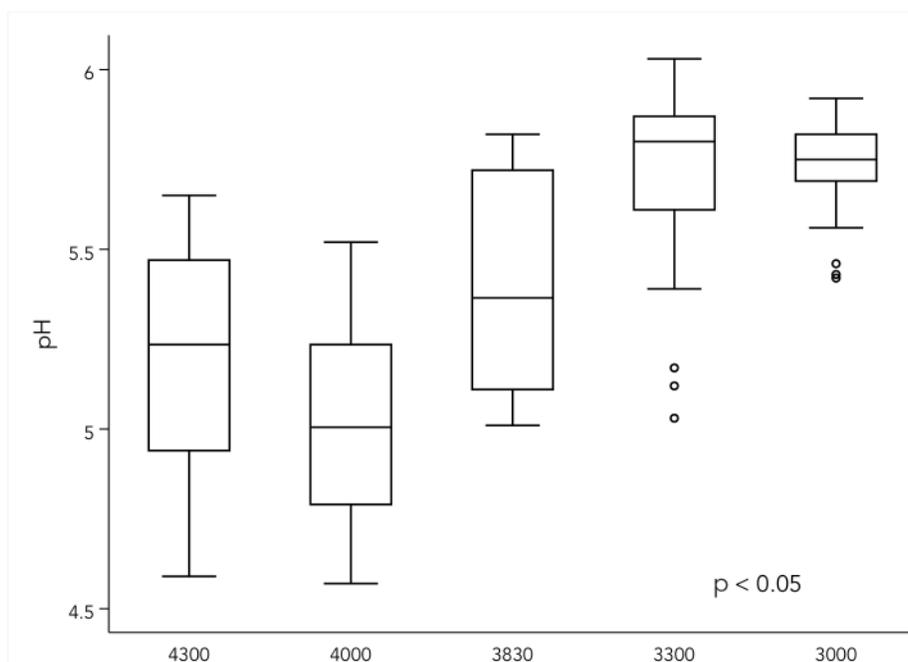


Figura 29. Variación de pH en el gradiente altitudinal, de mayor a menor altitud.



La **Figura 30** muestra el comportamiento en general del pH_{NaF} en los perfiles de suelo. Con el aumento de la profundidad los valores son mayores al igual que la cantidad de sílice extraído en oxalato (**Figura 35**). Campos *et al.* (2001) en su trabajo *Estimación de alófono y su relación con otros parámetros químicos en Andisoles* concluyen que el pH valorado con NaF es un buen estimador cualitativo para el alófono en suelos al obtener una fuerte relación ($r=0.92$) entre el pH_{NaF} y alófono en horizontes superficiales. En este trabajo se obtuvo un valor inferior ($r=0.32$) debido a que en la mayoría de los horizontes Ah's de los perfiles descritos el contenido de Si es menor y el Si explica el 95.5% de la variabilidad del alófono en todos los horizontes (**Figura 31**). Los valores más bajos del alófono estimado se encontraron en aquellos suelos con mayor contenido de COS. Estos resultados coinciden con la hipótesis *antialofánica* presentada por Shoji *et al.* (1993) que aplicaría en estos suelos. En concordancia con la WRB (IUSS, 2015), la prueba del pH_{NaF} es indicativa para la mayoría de los horizontes ándicos, excepto para aquellos muy ricos en materia orgánica, al representar especialmente la presencia de alófono.

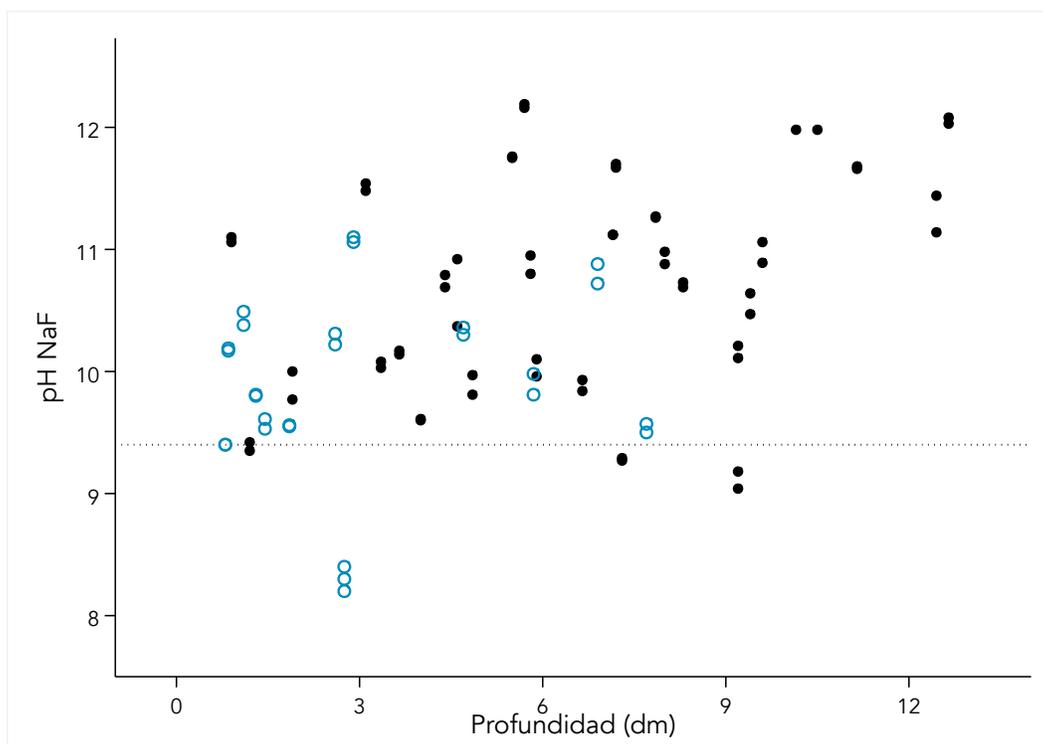


Figura 30. Valores de pH evaluado en NaF 1N respecto a la profundidad. Los puntos huecos señalan horizontes donde dominan los complejos orgánicos ($\text{Alp}/\text{Alo} > 0.5$), en negro los horizontes de carácter alofánico ($\text{Alp}/\text{Alo} < 0.5$). La línea punteada indica el valor (9.4) que identifica la presencia de Al activo.



El contenido de alófono se calcula de dos maneras. Parfitt & Wilson (1985) proporcionan un método para estimar el contenido de alófono en los suelos considerando que la contribución de imogolita a la cantidad de aluminio en minerales de bajo orden estructural (inicialmente llamados *amorfos*) es relativamente pequeña, de modo que el contenido de alófono estimado representaría las cantidades tanto de alófono como de imogolita. Estos autores utilizaron la relación entre el radio molar Al/Si y el contenido de Sio del alófono utilizando la ecuación simplificada: $\{100[-5(\text{Al}_o-\text{Al}_p) \div \text{Sio}]\} \times \text{Sio}$. El contenido de alófono e imogolita también se estima de otra manera, usando la ecuación $7.1 \times \text{Sio}$ propuesta por Nanzyo *et al.* (1993).

La Figura 32 ejemplifica, para las muestras utilizadas en este estudio, la relación entre las dos formas en que se calcula el contenido de alófono. Los contenidos de alófono calculados de acuerdo con Parfitt & Wilson son menores que los contenidos de alófono calculados de acuerdo con Nanzyo *et al.* Al contar con los datos de Al_p , Al_o y Sio se decidió utilizar el primer método, Plantinga (1997) y Garrido & Matus (2012) asumen que este método da la mejor aproximación del contenido de alófono.

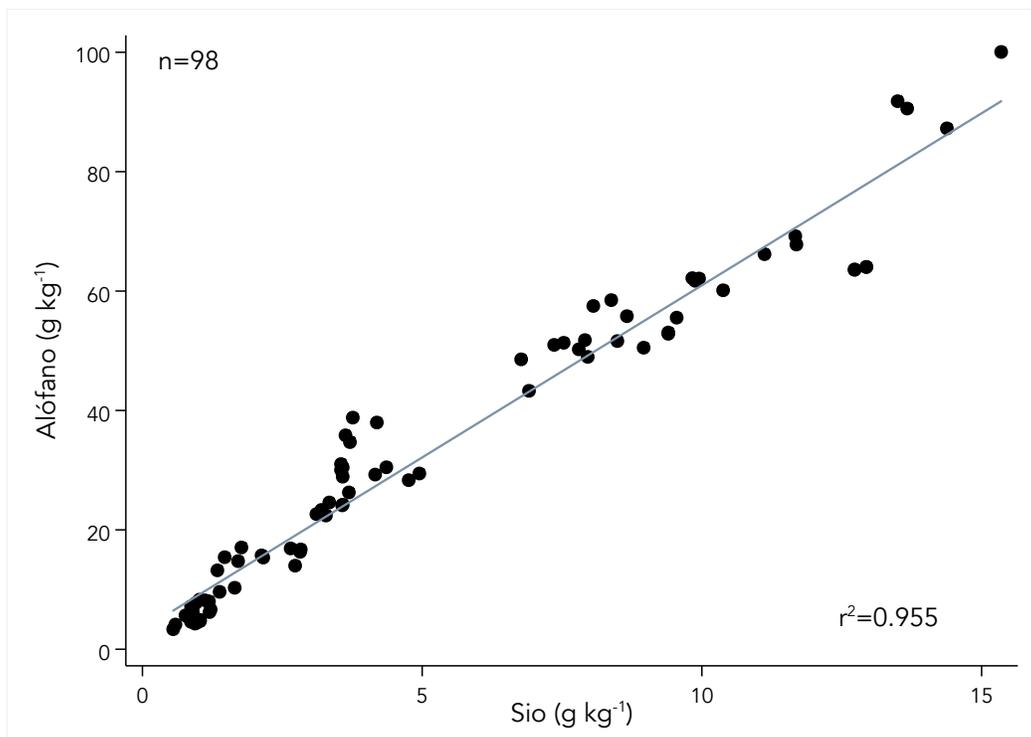


Figura 31. Relación entre el alófono estimado y la sílice extraído en oxalato de amonio.

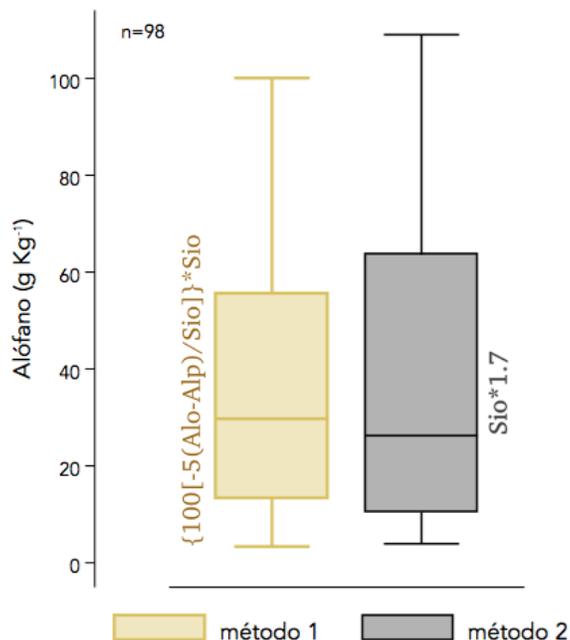


Figura 32. Contenido de alúfano calculado de acuerdo a Parfitt & Wilson (1985) (método 1), comparado con el contenido calculado de alúfano propuesto por Nanzyo et al. (1993) (método 2).

En México han sido documentados los diferentes contenidos de sílice y óxidos de hierro y aluminio que presentan los Andosoles de diferentes regiones en un gradiente climático mostrando sus componentes minerales y relaciones con las propiedades del suelo (Aguilera, 1965, 1969; Miehllich, 1991; Campos et al., 2001; Acevedo Sandoval et al. 2009, Peña-Ramírez, 2009, 2013).

Muchos de los resultados obtenidos en este trabajo coinciden con lo que muestran las investigaciones mencionadas anteriormente, otros difieren posiblemente por el muestreo realizado en esta investigación, no obstante, existe una tendencia general en un análisis altitudinal descendente; se observan primero perfiles de suelo jóvenes con poco a medio desarrollo y otros más evolucionados en altitudes inferiores. De acuerdo con Jahn & Stahr (1996) en zonas con alta precipitación continua a lo largo del año se favorece la disolución del vidrio volcánico y la formación de minerales de bajo orden estructural junto con complejos orgánicos manteniendo las propiedades características de un Andosol por mucho tiempo, mientras que en



zonas con baja precipitación o con una estacionalidad de lluvias, la etapa ándica es más corta y la síntesis minerales evoluciona hacia minerales cristalinos cambiando el tipo de suelo.

En general, el Al, Fe y Si cuantificados por medio de extracciones químicas selectivas mostraron un incremento conforme se descendía en altitud, los perfiles más altos a los 4,400 expresan menor síntesis de materiales característicos de un suelo ándico en contraste con los perfiles de una altitud intermedia (3,800) en donde la presencia de estos componentes alcanza la mayor concentración en todo el gradiente. A partir de los 3,300, especialmente en los 3,000 m snm, debido a las condiciones climáticas, los componentes poco cristalinos de la fracción coloidal del suelo decrecen mientras que la frecuencia de cristalinos incrementa, y en consecuencia, las propiedades características de los Andosoles desaparecen para dar paso a suelos más intemperizados con otro tipo de desarrollo. A manera de ejemplificar lo anterior se elaboró la **Figura 33**.

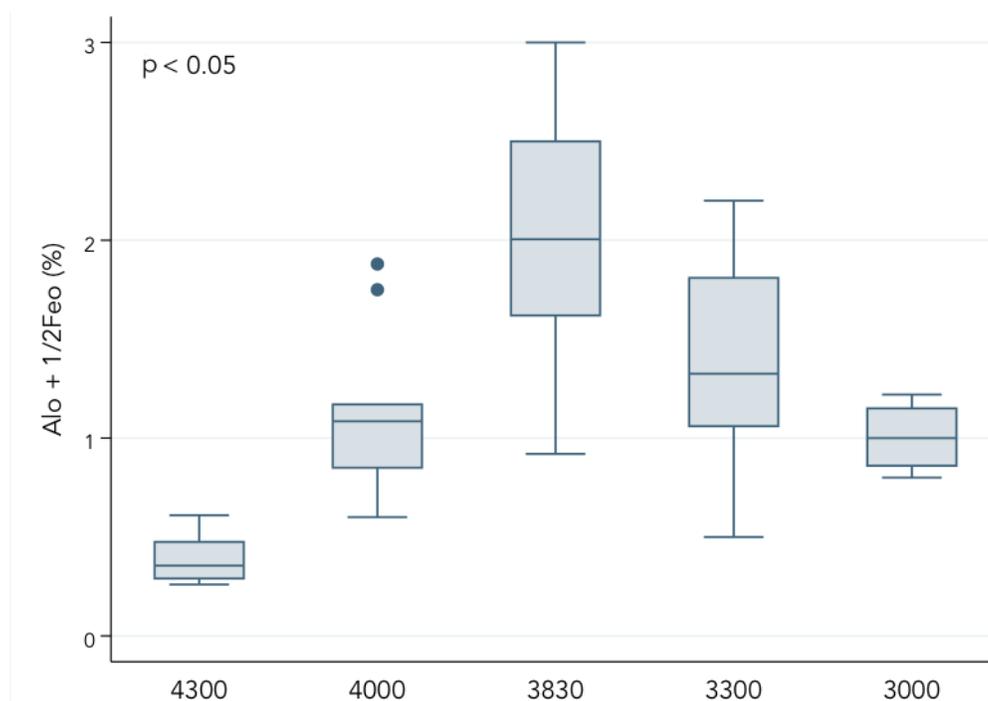


Figura 33. Variación del porcentaje $\text{Al} + \frac{1}{2} \text{Feo}$ en el gradiente altitudinal. Estos valores que incluyen al aluminio y al hierro provenientes de alófono, imogolita y ferrihidrita, además del que está acomplejado con las sustancias húmicas, es utilizado como indicador del grado de intemperismo, cuando mayor es el contenido en Al y Si mayor es la intemperización que han sufrido las cenizas volcánicas (Shoji & Ono, 1978; Leamy *et al.*, 1988; Shoji *et al.*, 1993).



8.2.1 Portillo (4,400 m snm)

Zhang *et al.* (1997) mencionan que la distribución vertical y el contenido de óxidos y oxihidróxidos de Al, Fe, y Si en el suelo son indicadores de procesos pedogénicos. Las formas orgánicas y de tipo alófanico son las dominantes a través del perfil. A los 4,400 m snm no se aprecia una diferencia muy notoria de un perfil de umbría a uno de solana, no obstante, hay una mayor formación de complejos organometálicos en exposición umbría, los primeros 60 cm del suelo están dominados en un 75% aproximadamente por Al ligado a las sustancias húmicas (Figura 34).

En ladera solana hay una mayor formación de arcillas alofánicas, éstas se encuentran aproximadamente entre el 20 y 30% a lo largo del perfil con una dominancia del 75% a mayor profundidad. Aquí se observa una de las características distintivas de las primeras etapas de desarrollo de suelos volcánicos, sobre todo en umbría, que es de un suelo fuertemente orgánico con una alta formación de complejos orgánicos y un pH de fuerte a moderadamente ácido. Según Ping *et al.* (1988) las sustancias húmicas compiten por el aluminio liberado de la ceniza volcánica y esto abate la actividad del aluminio por debajo de la que se requiere para la formación de alófanico e imogolita. La razón de esta relación inversa es que la materia orgánica del suelo desempeña un papel antialofánico; al formar preferentemente complejos de Al-humus y no está disponible para combinarse con el Si para formar arcillas alofánicas (Shoji *et al.*, 1993).

Esta relación antagónica ocurre en climas templados (Dahlgren *et al.*, 2004), no obstante, en estos perfiles de suelo bajo un clima frío se aprecia esta relación opuesta. De esta manera, la formación de complejos húmicos depende de la cantidad de materia orgánica y del aluminio disponible así como de la cantidad de sílice.

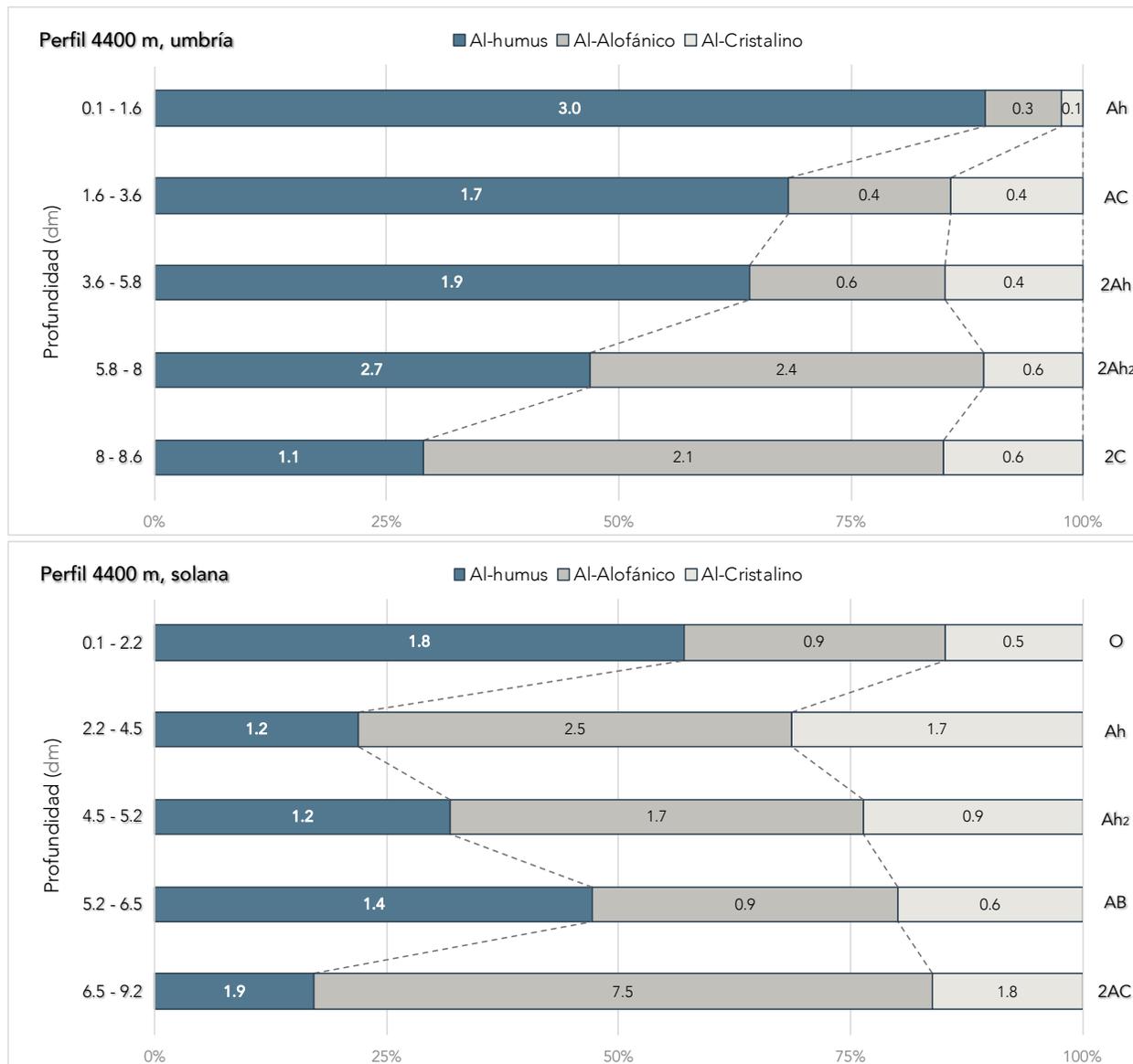


Figura 34. Contenido porcentual de las fracciones de Al en los perfiles de suelo 4400 m, umbría y 4400 m, solana. La etiqueta de datos al centro de las barras representa la cantidad de aluminio extraído en g kg⁻¹.



El sílice al igual que cationes básicos como Ca^{++} , K^+ y Mg^{++} son lixiviados progresivamente en estado soluble, estos elementos se acumulan a mayor profundidad, caso del sílice en los perfiles descritos (Figura 35). Dada la relación del Al alofánico (Alp-Alo) con el contenido de Sio y éste con el con el alófano (Cuadro 8) y su efecto antagónico en la formación de complejos Al-humus se encontró en prácticamente todos los perfiles descritos una tendencia clara: el aluminio unido al humus constituye la fracción mayoritaria del aluminio activo total en los horizontes superficiales y, al igual que el hierro unido al humus, disminuye marcadamente con la profundidad, resultados análogos al trabajo de Jansen *et al.* (2011) y Broquen *et al.* (2013).

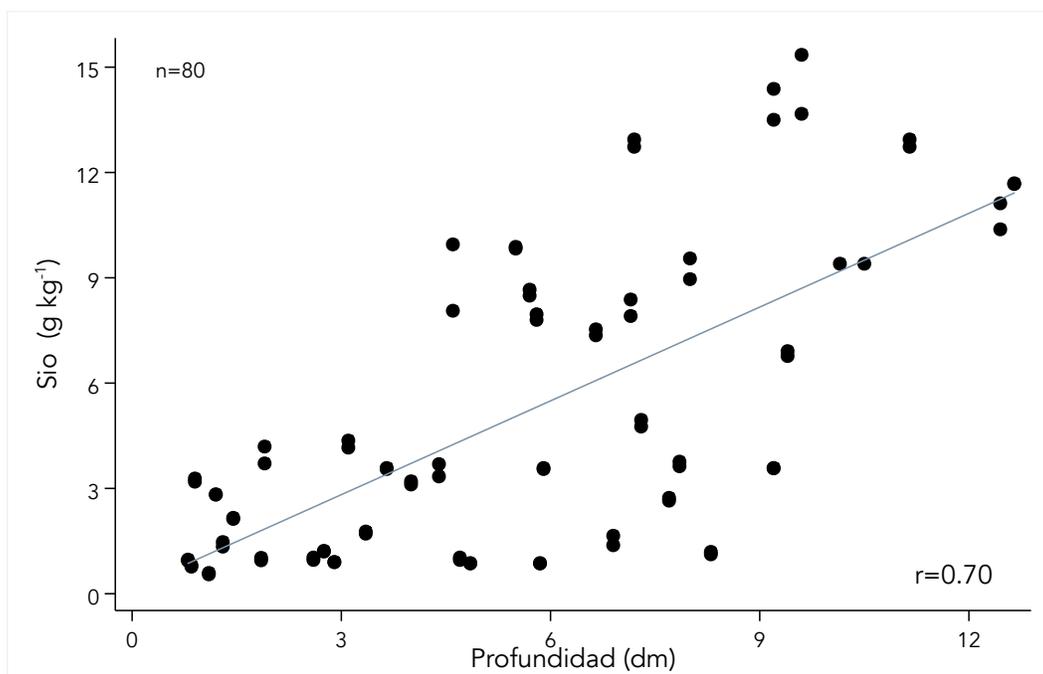


Figura 35. Relación entre sílice extraído en oxalato de amonio y la profundidad del suelo.

En la mayoría de los perfiles descritos la forma dominante de hierro es la de óxidos libres y óxidos cristalinos, contrario al aluminio (Figura 36). Acorde con Shoji & Fujiwara (1984), este elemento posee poca afinidad por la materia orgánica debido a la presencia de humus joven con baja capacidad para la formar complejos organometálicos; el comportamiento del hierro ligado a moléculas orgánicas a lo largo del gradiente altitudinal corrobora esta información (Figura 45).

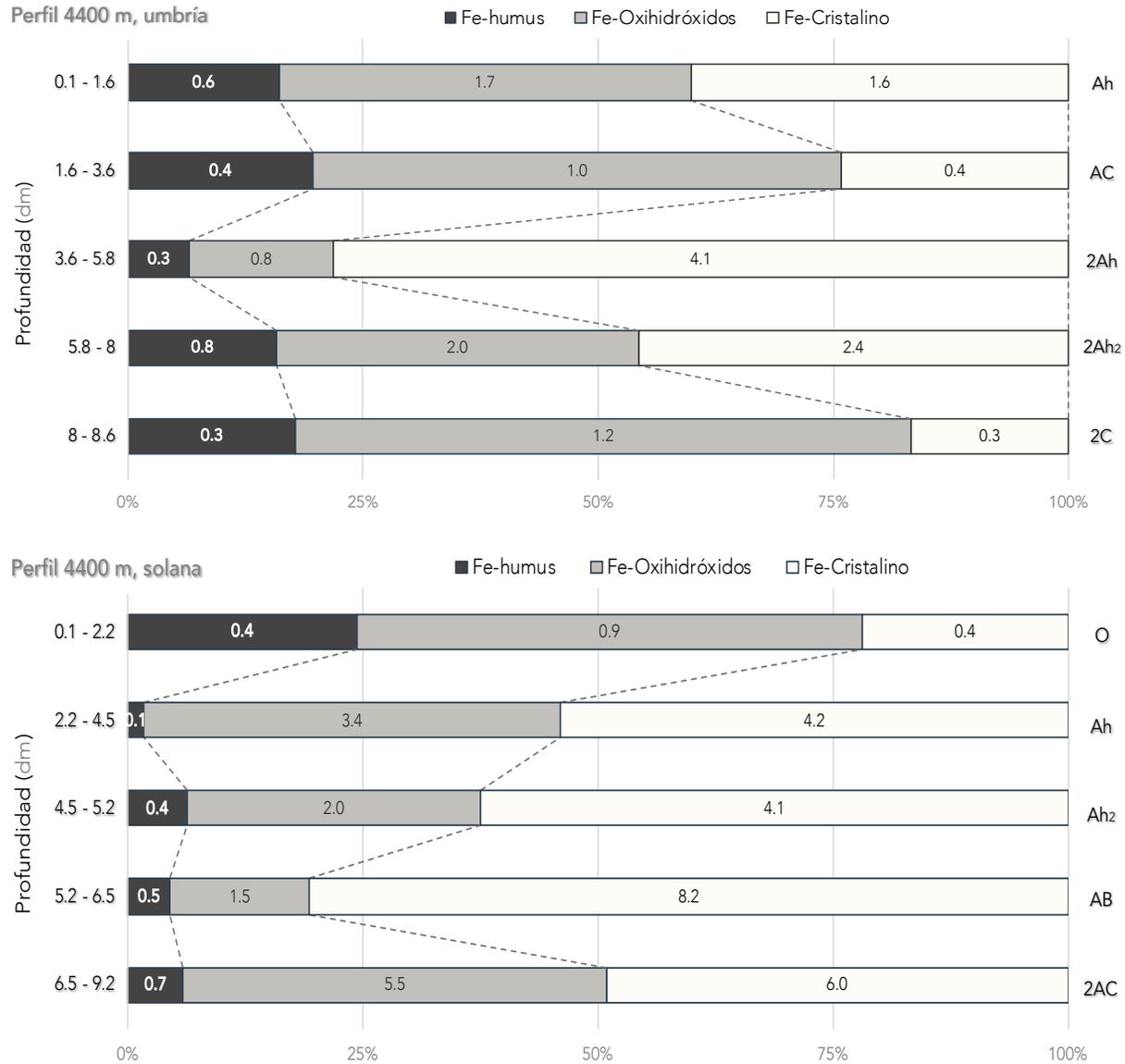


Figura 36. Contenido porcentual de las fracciones de Fe en los perfiles de suelo 4400 m, umbría y 4400 m, solana. La etiqueta de datos al centro de las barras representa la cantidad de aluminio extraído en g kg⁻¹.



Deducciones afines obtuvieron Jansen *et al.* (2011), argumentando que el contenido de Fe asciende aproximadamente entre 25% y 30% del Al-humus presente y señala la importancia de considerar al hierro en la estabilización de la materia orgánica del suelo. En este estudio se obtuvo una proporción aproximada del 25% respecto al aluminio (**Figura 37**). Otra contribución, pequeña pero importante proviene del hierro amorfo total, en los cuales, conforme a lo obtenido estos minerales de hierro están ligados en un 12% con moléculas orgánicas de acuerdo a la relación molar Fep/Feo. La ferrihidrita es el oxihidróxido de hierro encontrado comúnmente en suelos volcánicos ya que, por su alta estabilidad en la forma oxihidróxido frente al complejo húmico, el elemento genera una baja cantidad del complejo Fe–humus (Sánchez-Espinosa, 2015).

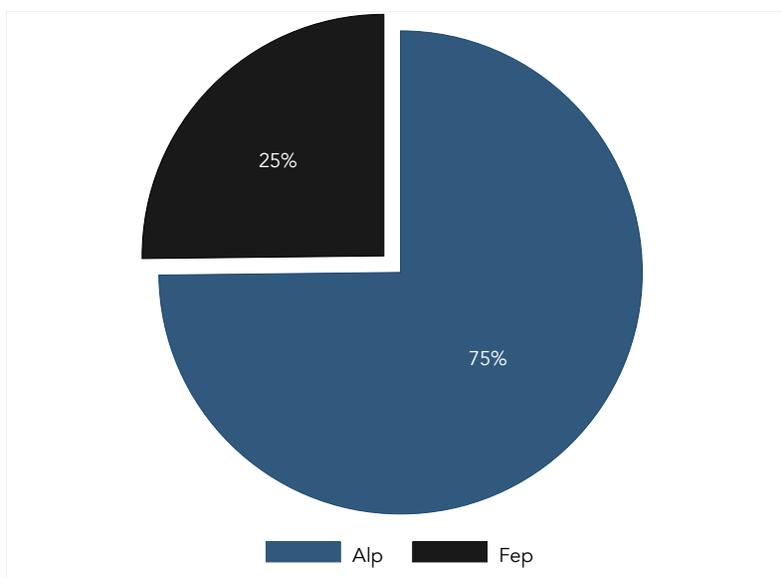


Figura 37. Proporción entre el aluminio y hierro extraídos en pirofosfato de sodio.

En algunos casos, el hierro no fue considerado a pesar de su papel potencialmente significativo en la regulación del secuestro de carbono en suelos de cenizas volcánicas (García-Rodeja *et al.*, 2004; Matus *et al.*, 2008). El Al y Fe, juntos desempeñan un importante papel en la estabilización de la MOs por toxicidad de Al para los microorganismos, y posiblemente a través de la formación de complejos de Al,Fe orgánicos insolubles que reducen la disponibilidad de materia orgánica (Tonneijck *et al.*, 2009).



8.2.2 La Joya (4,000 m snm)

Los resultados muestran un patrón claro en la distribución de las diferentes fracciones de aluminio en estos perfiles. Contrario a lo esperado, se encontró una mayor formación de compuestos activos de aluminio en ladera solana (**Figura 38**), una de las razones podría atribuirse a la densidad poblacional de *Pinus hartwegii*. Los pastos promueven la formación de alófono y, la vegetación arbórea estimula la formación de complejos Al-humus (Shoji *et al.*, 1993).

La distribución de las diferentes formas de aluminio es paralela para ambos perfiles a excepción de los óxidos cristalinos de aluminio los cuales tuvieron ligeramente mayor concentración en umbría junto con una cantidad ligeramente menor de componentes activos, contrario a los perfiles en 4,400 en donde se observó una diferencia entre suelos del mismo valle a pesar del clima frío. Para ambos perfiles, el aluminio presente en arcillas alofánicas representa del 20 al 30 % del total de aluminio del suelo, el cual aumenta con la profundidad mostrando una distribución relativamente uniforme en los horizontes.

Distinto al aluminio, los óxidos cristalinos de Fe se encuentran en mayor proporción en ladera de solana (**Figura 39**), debido a que, a mayor asociación del aluminio con la materia orgánica o sílice, deja más óxidos libres de Fe. La cantidad de complejos orgánicos con Al son ligeramente más altos por un cuarto de unidad. Jansen *et al.* (2011) obtuvieron una relación positiva y significativa entre el contenido de óxidos libres y Fep en algunos horizontes, poco hierro libre arrojaba datos de poco Fe-humus, en este caso, independientemente de la cantidad de hierro libre el contenido de complejos orgánicos en los perfiles mantiene la misma tendencia.

La diferencia más notoria en el hierro se encuentra en la fracción cristalina, ésta es más abundante en solana debido a una menor síntesis de materiales amorfos de Fe. Según Childs *et al.* (1991) este tipo de relación indica la presencia de hematita y goethita en el perfil. La hematita se forma en horizontes superficiales del suelo a partir de la deshidratación interna de hidróxidos amorfos, como la ferrihidrita, a causa de la exposición que tiene el suelo al cambio de humedad (Fischer & Schwertman, 1975).

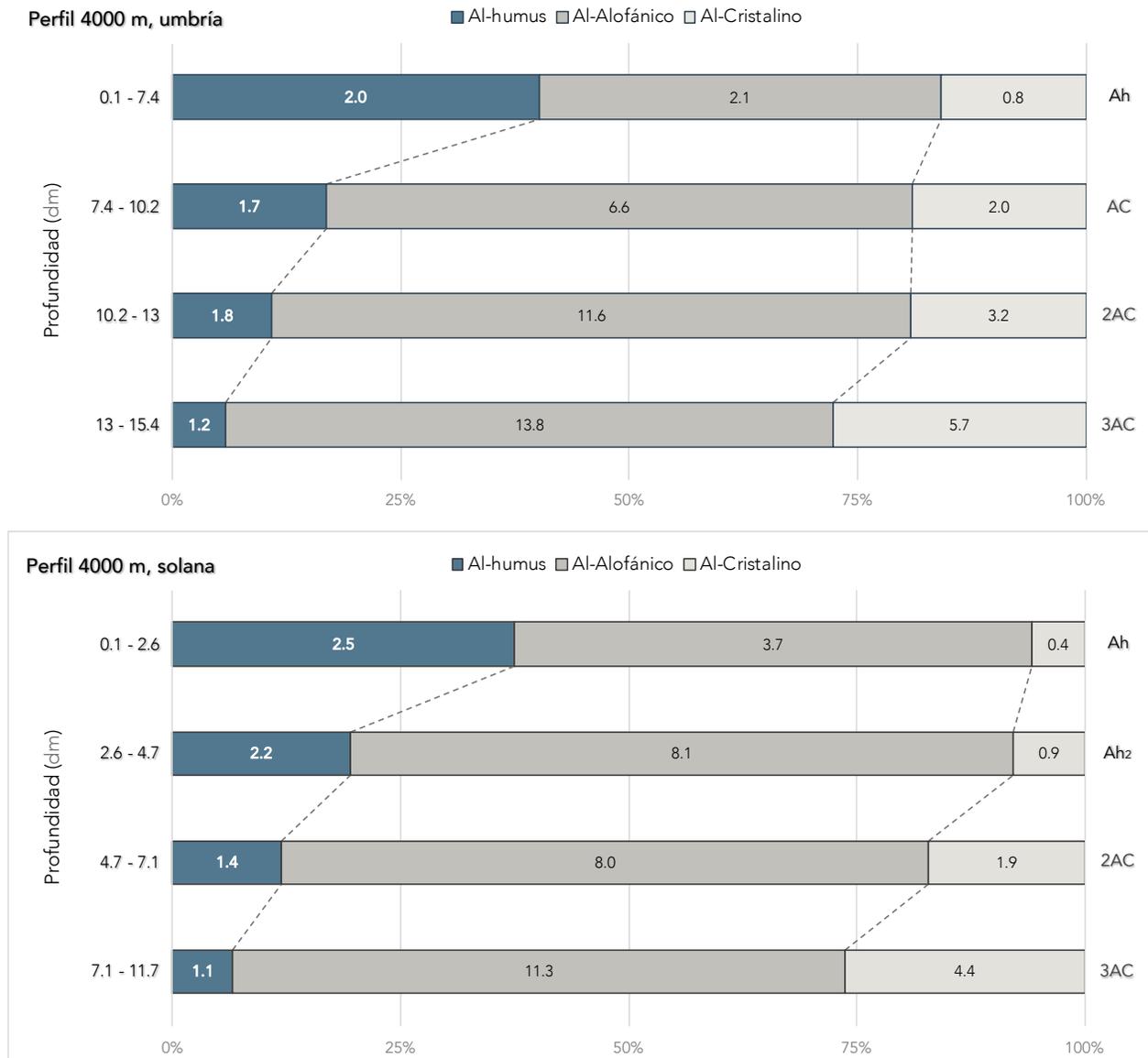


Figura 38. Contenido porcentual de las fracciones de Al en los perfiles de suelo 4000 m, umbría y 4000 m, solana. La etiqueta de datos al centro de las barras representa la cantidad de aluminio extraído en g kg⁻¹.

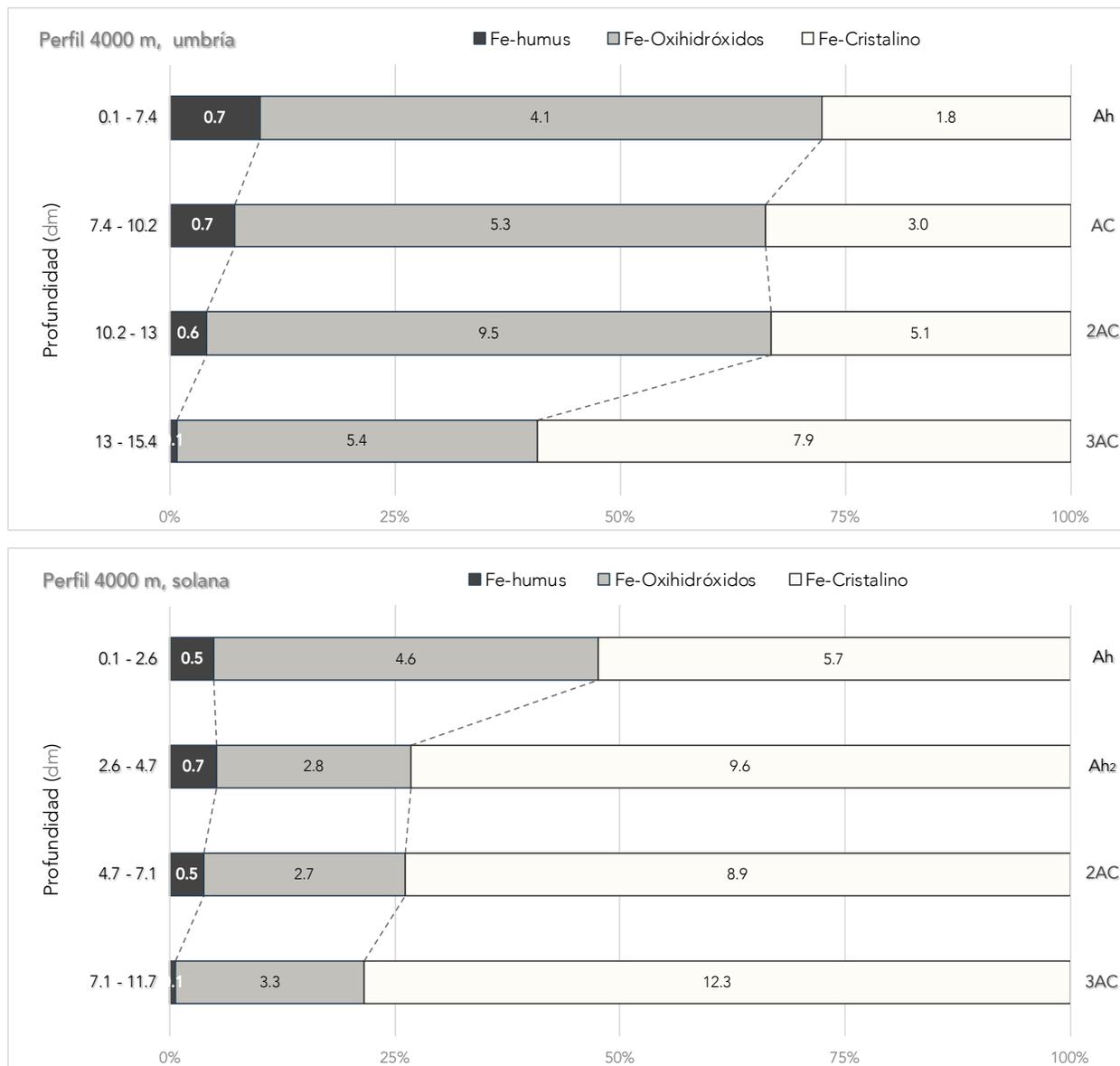


Figura 39. Contenido porcentual de las fracciones de Fe en los perfiles de suelo 4000 m, umbria y 4000 m, solana. La etiqueta de datos al centro de las barras representa la cantidad de aluminio extraído en g kg⁻¹.



8.2.3 Centinelas (3,800 m snm)

En una altitud intermedia, con un clima templado, mayor precipitación y régimen de humedad del suelo perúdic, se encontró la mayor diferencia en el desarrollo de los suelos de un mismo valle (Figura 41). Cuando el agua es suficientemente abundante los minerales primarios se intemperizan rápidamente estableciendo rápidamente un abundante complejo coloidal dominado por Al activo. Se observaron algunas diferencias en la formación a los 4,400 m snm con un clima frío, asimismo, bajo estas condiciones climáticas, sobre los 3,800 m, la diferencia es más evidente; en exposición umbría domina la fracción orgánica y en solana domina la fracción alofánica, es la fiel representación del efecto antagónico que existe en la génesis de suelos de ceniza volcánica bajo un clima templado como lo mencionan Wada (1989) y Shoji *et al.* (1993).

En esta cota altitudinal se registraron los valores más altos de COs (Figura 40), específicamente en el horizonte Ah₂ del perfil 5u con 71.2 g kg⁻¹, este dato coincide con el valor más alto de Alp obtenido (11 g kg⁻¹). El alto contenido de carbono orgánico se atribuye, en parte, a la formación de complejos estables de sustancias húmicas con aluminio y hierro (Broquen *et al.*, 2004; Matus *et al.*, 2008; Jansen *et al.*, 2011).

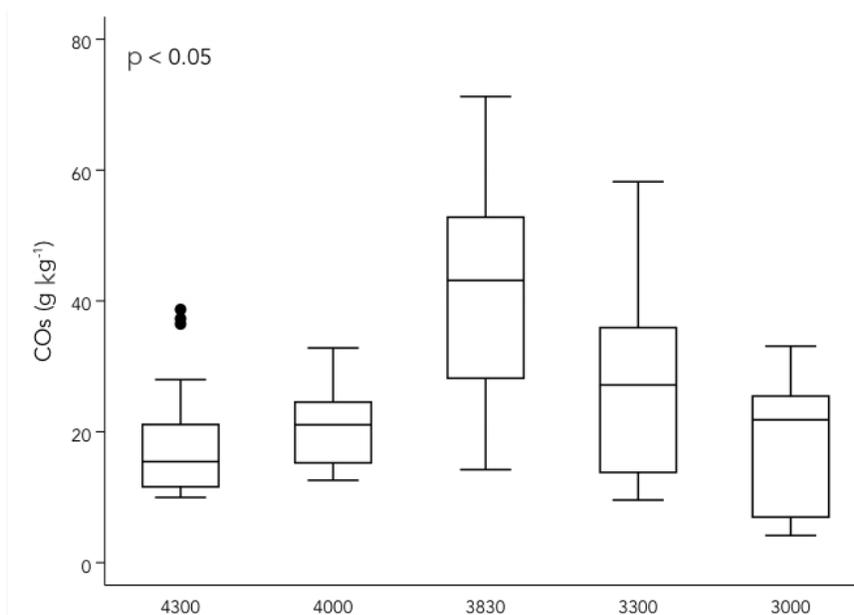


Figura 40. Variación del carbono orgánico del suelo en el gradiente altitudinal, de mayor a menor altitud.

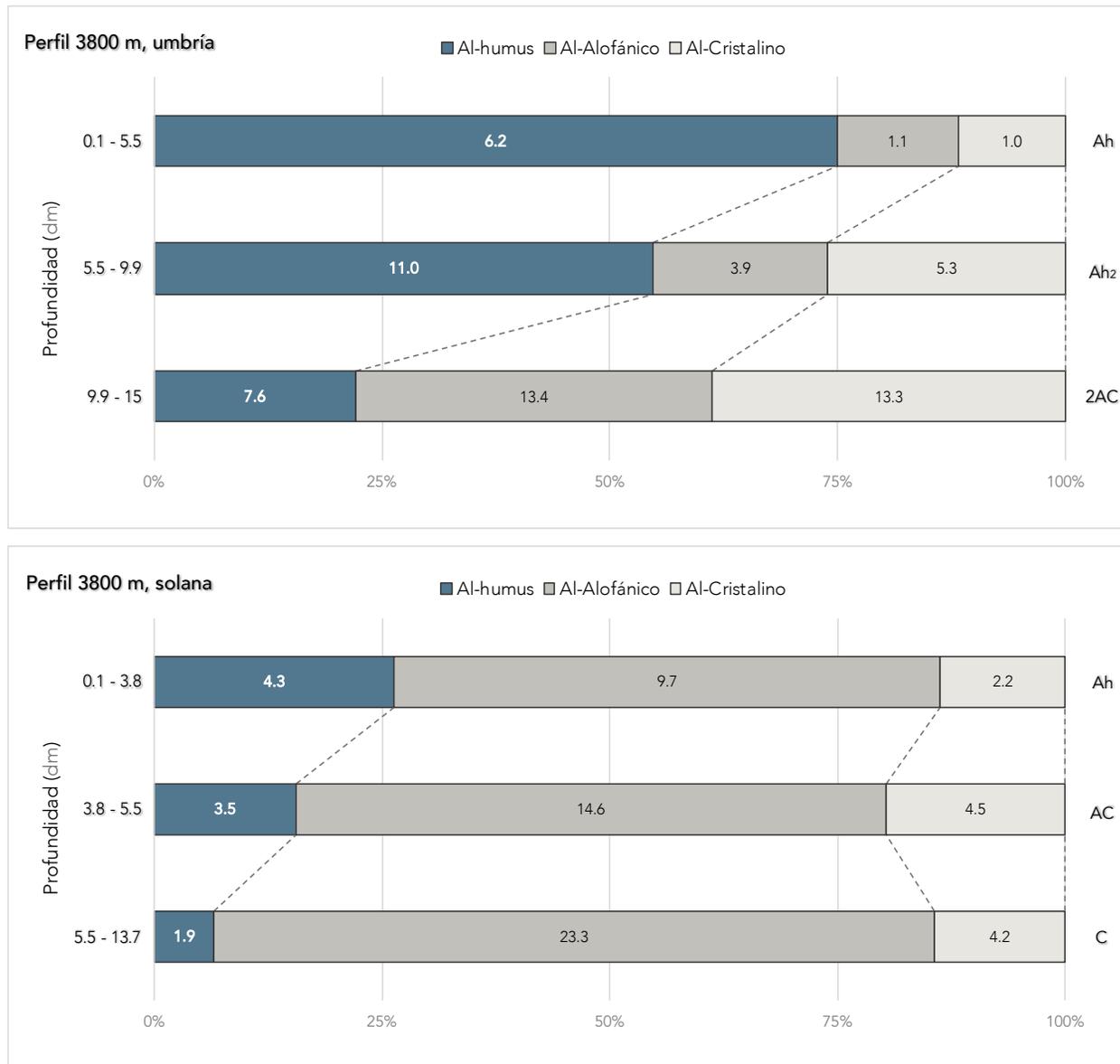


Figura 41. Contenido porcentual de las fracciones de Al en los perfiles de suelo 4000 m, umbría y 4000 m, solana. La etiqueta de datos al centro de las barras representa la cantidad de aluminio extraído en g kg⁻¹.



Percival *et al.* (2000) encontraron que el material alofánico explica menos las variaciones del carbono orgánico del suelo con respecto al Al-humus, en esta investigación se obtuvo un resultado similar, ya que el Alp explica el 69% de la variabilidad del COs (Figura 42) y, sin relación aparente del COs frente al alófano ($r=0.05$), el cual, de acuerdo a Garrido & Matus (2012) puede ser relevante en la estabilización del COs dependiendo de una combinación de factores, como pH del suelo, topografía, naturaleza de la materia orgánica, actividad de Al y Fe, concentración de C orgánico disuelto, vegetación, precipitación y temperatura, no obstante, en estos suelos no se encontró condición favorable para una óptima relación COs-alófano.

Recientemente Broquen y colaboradores (2013) demostraron que una mayor proporción (82%) de COs en suelos volcánicos estaba asociada a complejos organominerales, de la misma manera, Basile-Doelsch *et al.* (2007), Jansen *et al.* (2011), y García-Rodeja *et al.* (2004) obtuvieron resultados parecidos con valores cercanos al 85%. En el presente trabajo se obtuvo un valor del 83% de COs asociada a los complejos Al-humus con un tamaño de muestra de 80. Nanzyo *et al.* (1993) reporta para Andosoles de Japón un valor de 84% con 92 observaciones. Campos (2001) obtuvo un valor del 94%, muy alto para lo que usualmente se reporta para suelos ándicos.

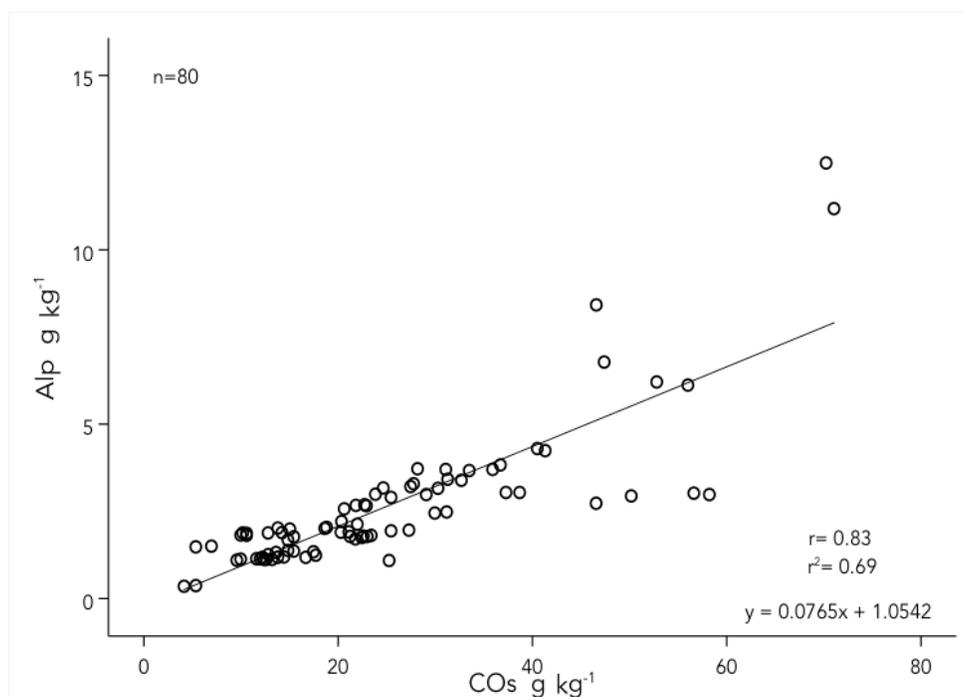


Figura 42. Relación entre la cantidad de carbono orgánico evaluado en cada horizonte y el aluminio extraído en pirofosfato.



En el perfil 3800 m de exposición solana se registró la mayor cantidad de alófono en horizontes superficiales (36 g kg^{-1}), contrario a otros perfiles descritos en donde la concentración de este mineral incrementaba con el aumento en profundidad debido a la lixiviación del sílice. En la **Figura 43** se puede apreciar que la mayor formación de alófono en horizontes superficiales sucede bajo estas condiciones climáticas.

López-López (2014) en un piso altitudinal, sobre los 3,000 m, en una catena de la barranca de Alcalica encontró diferencias en las propiedades del suelo de una ladera a otra, en donde menciona que en exposición solana, debido a una mayor radiación, la temperatura es mayor y el porcentaje de humedad es menor; estas condiciones favorecen una mayor frecuencia en los ciclos de humedecimiento y secado del suelo, en exposición umbría sucede lo contrario. Esto coincide con Parfitt & Kimble (1989) y Peña-Ramírez (2013) acerca de que la síntesis de alófono es mayor en sitios donde el cambio de humedad del suelo es constante, el cual puede ser el caso no sólo de esta cota altitudinal sino para todo el gradiente.

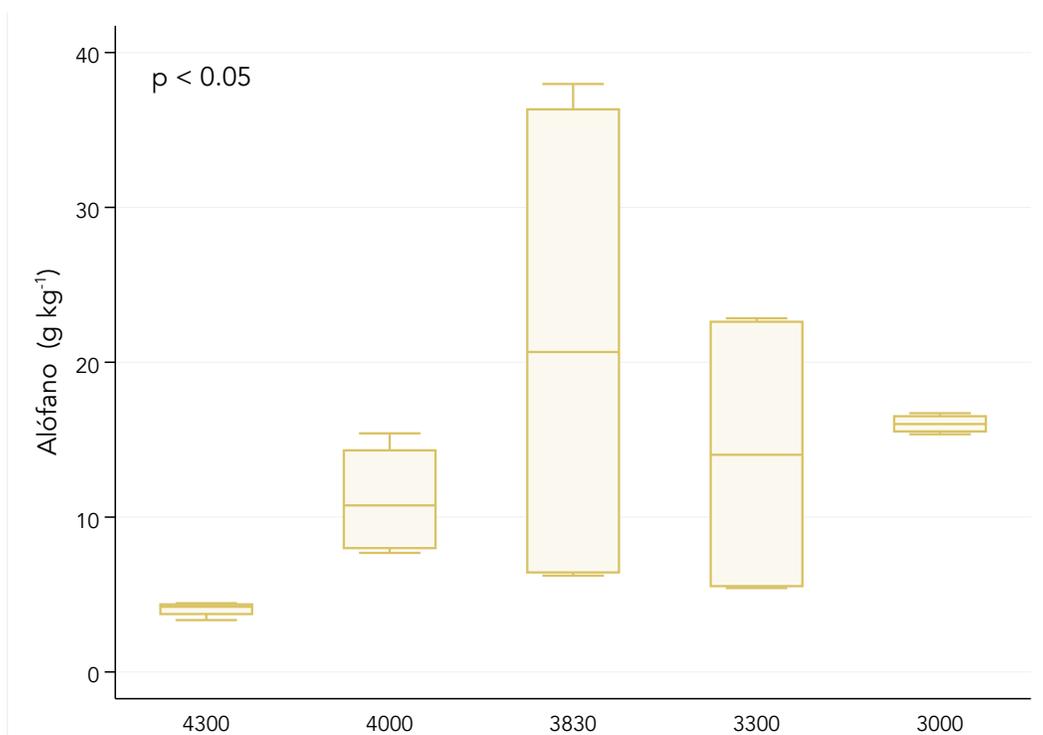


Figura 43. Contenido de alófono en horizontes superficiales a lo largo del gradiente altitudinal. La variación del alófono, principalmente en los perfiles a 3,800 y 3,300, es representativa de la mayor diferencia que se registró en el desarrollo del suelo de una ladera a otra en estas altitudes.

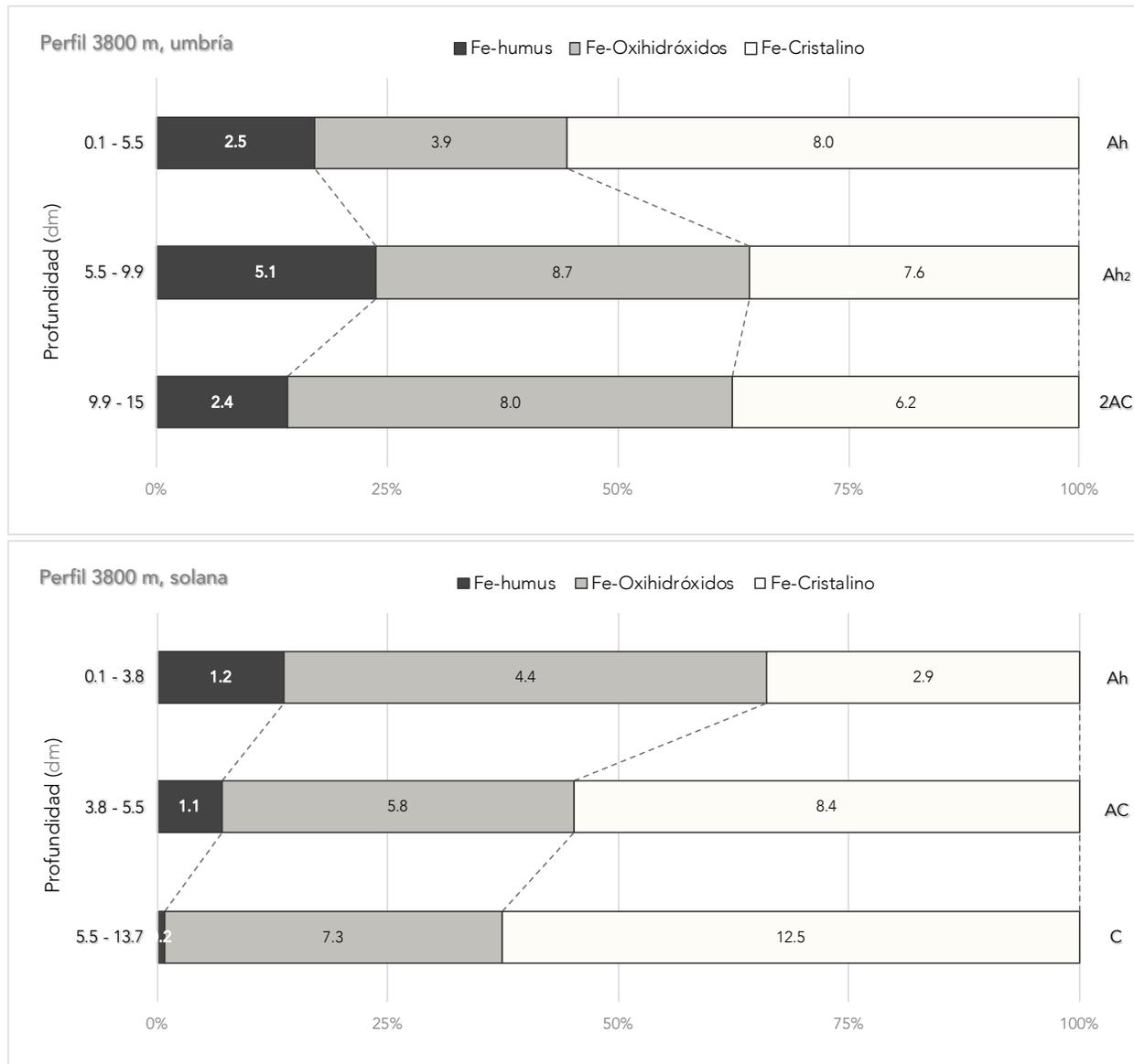


Figura 44. Contenido porcentual de las fracciones de Fe en los perfiles de suelo 3800 m, umbría y 3800 m, solana. La etiqueta de datos al centro de las barras representa la cantidad de aluminio extraído en g kg⁻¹.



Las condiciones bioclimáticas de esta ladera umbría favorecen una elevada síntesis de complejos orgánicos con Fe. A lo largo de todo el gradiente altitudinal es poco el hierro presente en complejos orgánicos, previamente se mencionó que equivale al 25% del Alp (**Figura 37**). Existe una fuerte relación entre el aluminio y hierro extraídos en pirofosfato ($r=0.95$), de esta manera se puede deducir que a mayor cantidad de carbono orgánico mayor será el contenido de Fep, la **Figura 45** muestra que así es, al igual que el mayor contenido de COs se encontró en el horizonte subsuperficial del perfil 5u de la misma manera sucede con el Fep (**Figura 44**). Al parecer, cuando la cantidad de carbono orgánico sobrepasa el aluminio disponible, el hierro toma las sustancias húmicas.

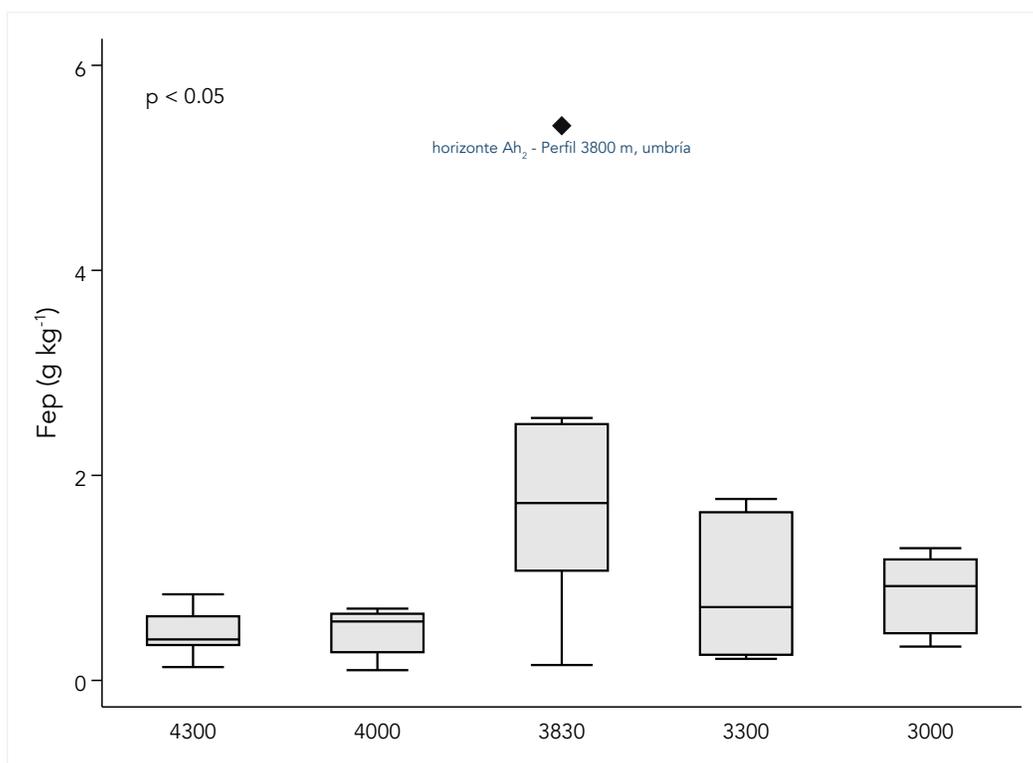


Figura 45. Variación del hierro extraído en pirofosfato a lo largo del gradiente altitudinal. La marca del valor que sobresale corresponde al horizonte subsuperficial del perfil 3800 m, umbría.

Los complejos Al-humus, son la forma dominante en los horizontes Ah de los Andosoles, por el contrario, los complejos de Fe se presentan en escasa cantidad (Mizota & Van Reeuvijk, 1989; Shoji *et al.*, 1993; Campos *et al.*, 2001; Ugolini & Dahlgren, 2002; Broquen *et al.*, 2013). Shoji & Fujiwara (1984) atribuyeron esta poca afinidad del Fe por la materia orgánica del suelo debido a



la presencia de humus joven con baja capacidad para formar complejos organometálicos, sin embargo, para Jensen *et al.* (2011) una combinación de las fracciones de humus joven (ácidos fúlvicos) y humus maduro (ácidos húmicos) no produjo información sobre las interacciones de la materia orgánica con Al y Fe. Además, la fracción de ácidos fúlvicos no mostró ninguna relación significativa con la materia orgánica asociada con Al o Fe. Como tal, parece que el uso de las diferentes fracciones de humus no aporta la información necesaria para dilucidar los mecanismos de estabilización del carbono orgánico en suelos de ceniza volcánica.

Si bien, este clima muy húmedo fue favorable para la formación de Fe-humus global, también lo fue para los oxihidróxidos de Fe, pero en horizontes superficiales, similar al alófono. La relación entre el contenido de alófono y oxihidróxidos de hierro se representa en la **Figura 46**. Este tipo de relación relativamente fuerte entre alófono y Feo se suele encontrar en muestras andesíticas (Nanzyo *et al.*, 2009), tipo de roca volcánica que da origen a los suelos descritos.

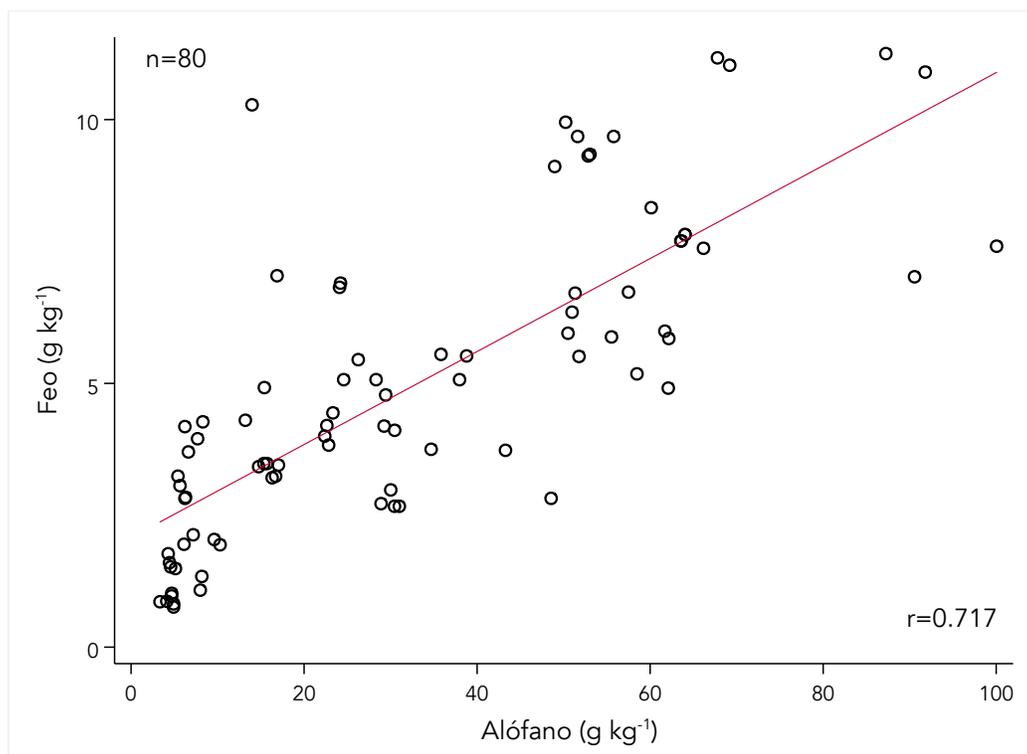


Figura 46. Relación entre el alófono y el hierro extraído en oxalato ácido de amonio.



8.2.4 Tomacoco (3,300 m snm)

A esta altitud, el clima es óptimo para formar minerales tipo alófano y complejos orgánicos de Al y Fe, pero se obtuvieron cantidades relativamente bajas en los horizontes superficiales para esta condición. El hierro tiene poca actividad en ambos perfiles, cerca del 50% de este elemento no forma parte de componentes activos (**Figura 48**). Las cantidades de Alp y Fep son ligeramente mayores en ladera umbría. La concentración de alófano fue mayor en solana en los primeros 60 cm del suelo, posterior, en ladera umbría con el incremento de profundidad.

Una de las propiedades distintivas de los suelos de ceniza volcánica es el color oscuro de sus horizontes ándicos, esta propiedad está relacionada con la madurez del suelo. De acuerdo con Jaramillo (2016) los horizontes más desarrollados en suelos volcánicos muestran colores claros debido a la maduración de la fracción mineral y orgánica del suelo. El color claro de los perfiles 12s coincide con el postulado anterior al mostrar una menor concentración de constituyentes coloidales orgánicos y minerales poco cristalinos.

Acevedo-Sandoval *et al.* (2009) utilizaron la relación A_{lo}/A_{ld} para identificar horizontes maduros en un Andosol con valores cercanos a 0.1 y 0.5 los cuales indican una mayor formación de componentes cristalinos de aluminio en relación con el Al activo total (Alófano y Al-humus). Esta relación está representada en el contenido porcentual de las fracciones de aluminio (**Figura 47**) en donde se esperaría que en exposición de solana la cantidad de Al cristalino fuera mayor, pero no es así, esta variable, para el caso de todos los perfiles descritos en la secuencia bioclimática, no representa adecuadamente los óxidos e hidróxidos cristalinos de aluminio debido a la poca selectividad de la extracción de Al con ditionito de sodio.

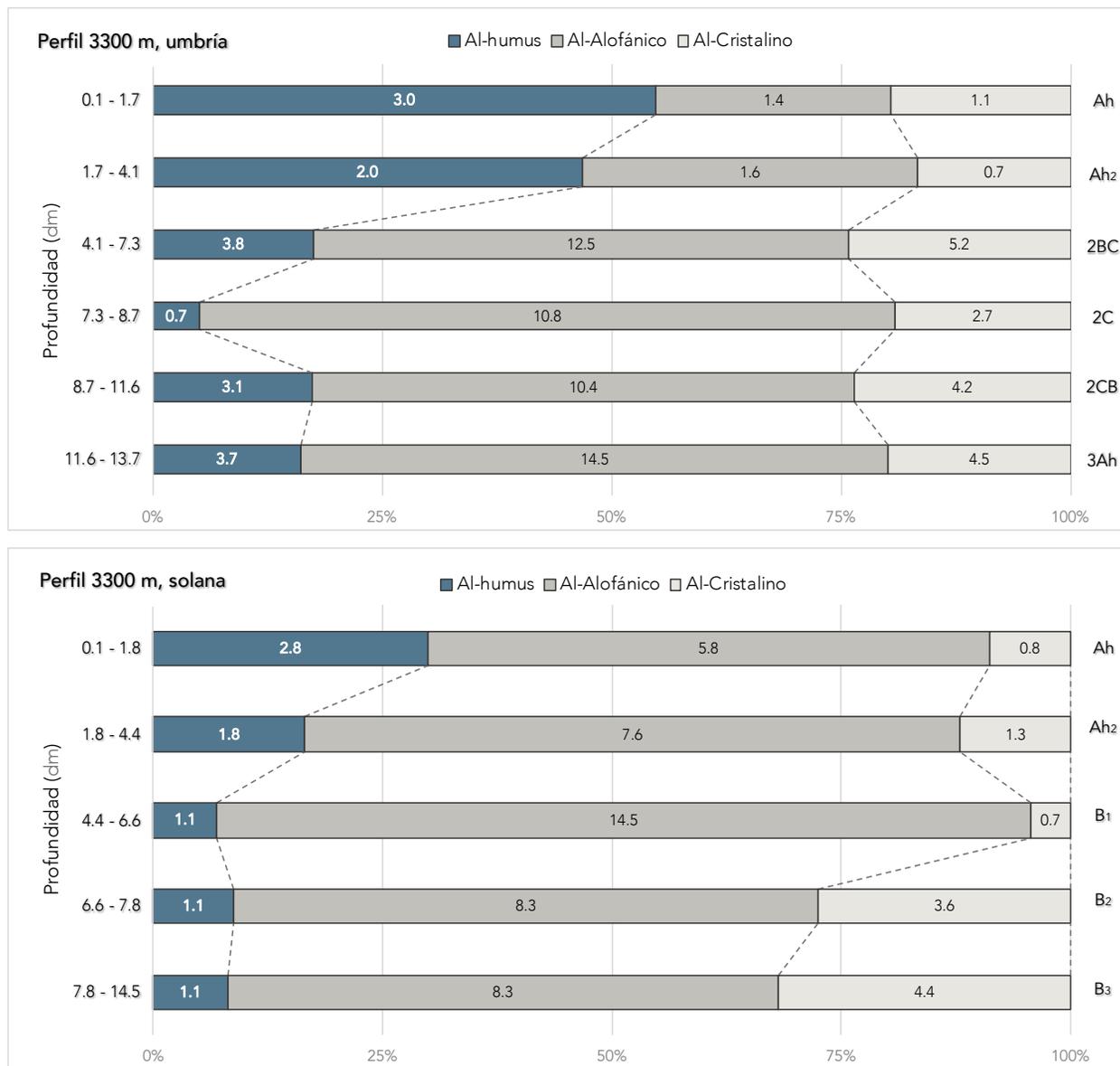


Figura 47. Contenido porcentual de las fracciones de Al en los perfiles de suelo 3300 m, umbría y 3300 m, solana. La etiqueta de datos al centro de las barras representa la cantidad de aluminio extraído en g kg⁻¹.

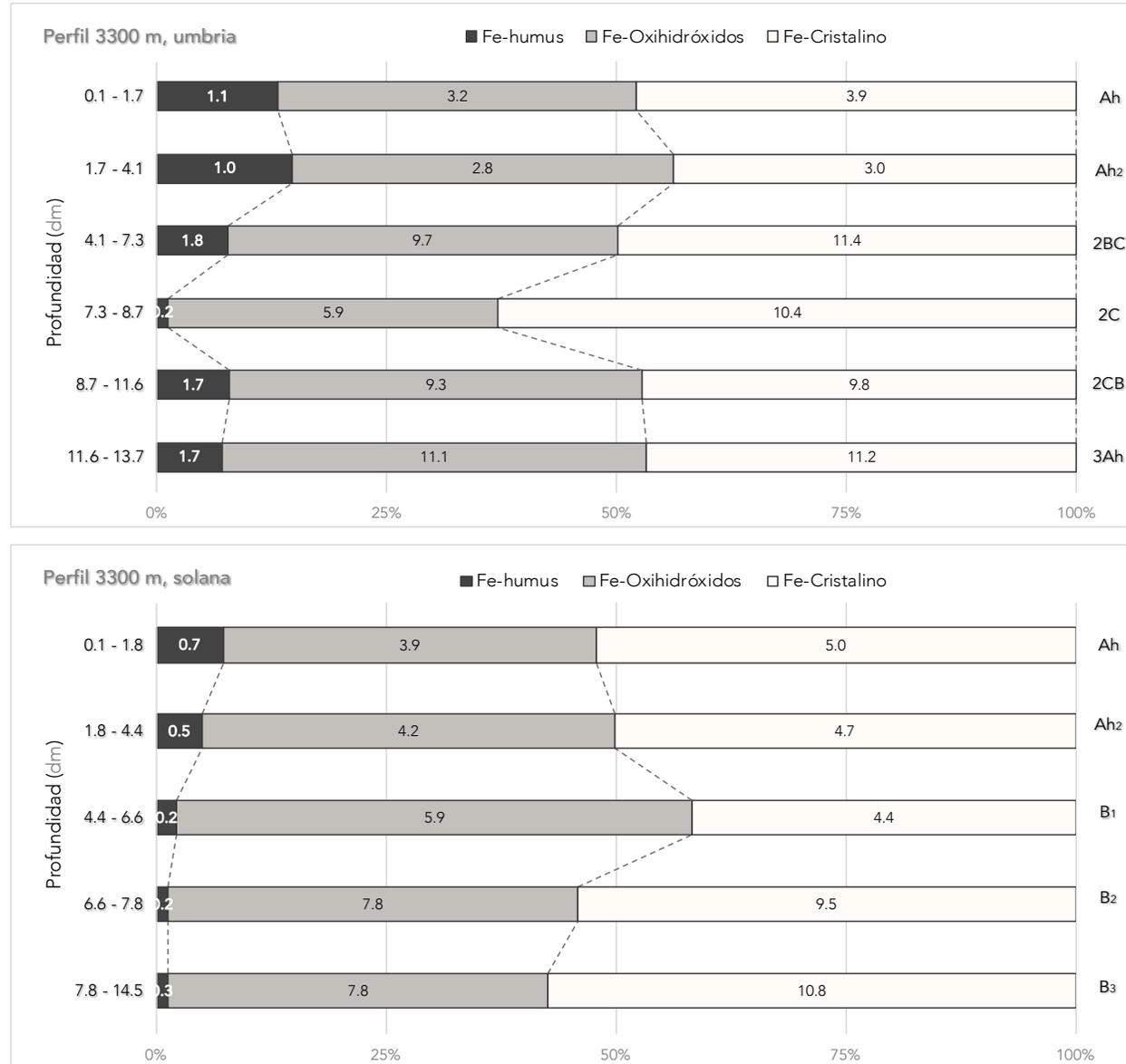


Figura 48. Contenido porcentual de las fracciones de Fe en los perfiles de suelo 3300 m, umbria y 3300 m, solana. La etiqueta de datos al centro de las barras representa la cantidad de aluminio extraído en g kg⁻¹.



8.2.5 Tomacoco II (3,000 m snm)

Las diferencias en el desarrollo de los suelos descritos corresponden a las distintas condiciones climáticas que predominan en el gradiente altitudinal, a esta altitud, 3000 m, se encontraron los suelos con mayor desarrollo pedogénico. De acuerdo con Peña-Ramírez (2013), el clima más cálido y la precipitación estacional aceleran significativamente el avance pedogenético. La génesis de los constituyentes coloidales comunes en suelos de ceniza volcánica es muy afectada por el clima, conforme los componentes minerales de bajo orden estructural comienzan a cristalizar las propiedades características de un Andosol desaparecen. La **Figura 33** muestra que la fracción coloidal de los perfiles en 3000 m umbría y solana poseen pocos elementos alofánicos y organometálicos. Las cantidades y concentraciones de alófono, Al-humus y Fe-humus fueron menores en esta altitud, alcanzando su óptimo en la altitud intermedia del gradiente altitudinal, aquella con la mayor precipitación (3,800 m).

Al igual que en las altitudes superiores, excepto a los 4,000 m snm, hay una mayor formación de complejos organometálicos en ladera umbría. En la **Figura 49** se observa una distribución homogénea de las distintas fracciones de aluminio a lo largo de ambos perfiles, en los cuales, con el aumento de la profundidad disminuye la cantidad de Al-humus e incrementa la cantidad de alófono, esta es una tendencia general para todos los perfiles que se describieron en el gradiente altitudinal.

El hierro muestra actividad análoga en ambos perfiles (**Figura 50**), predominan los óxidos de Fe cristalinos, esto podría atribuirse al mayor avance pedogenético de estos suelos. La diferencia más notable es una cantidad ligeramente mayor de Fe-humus en ladera umbría

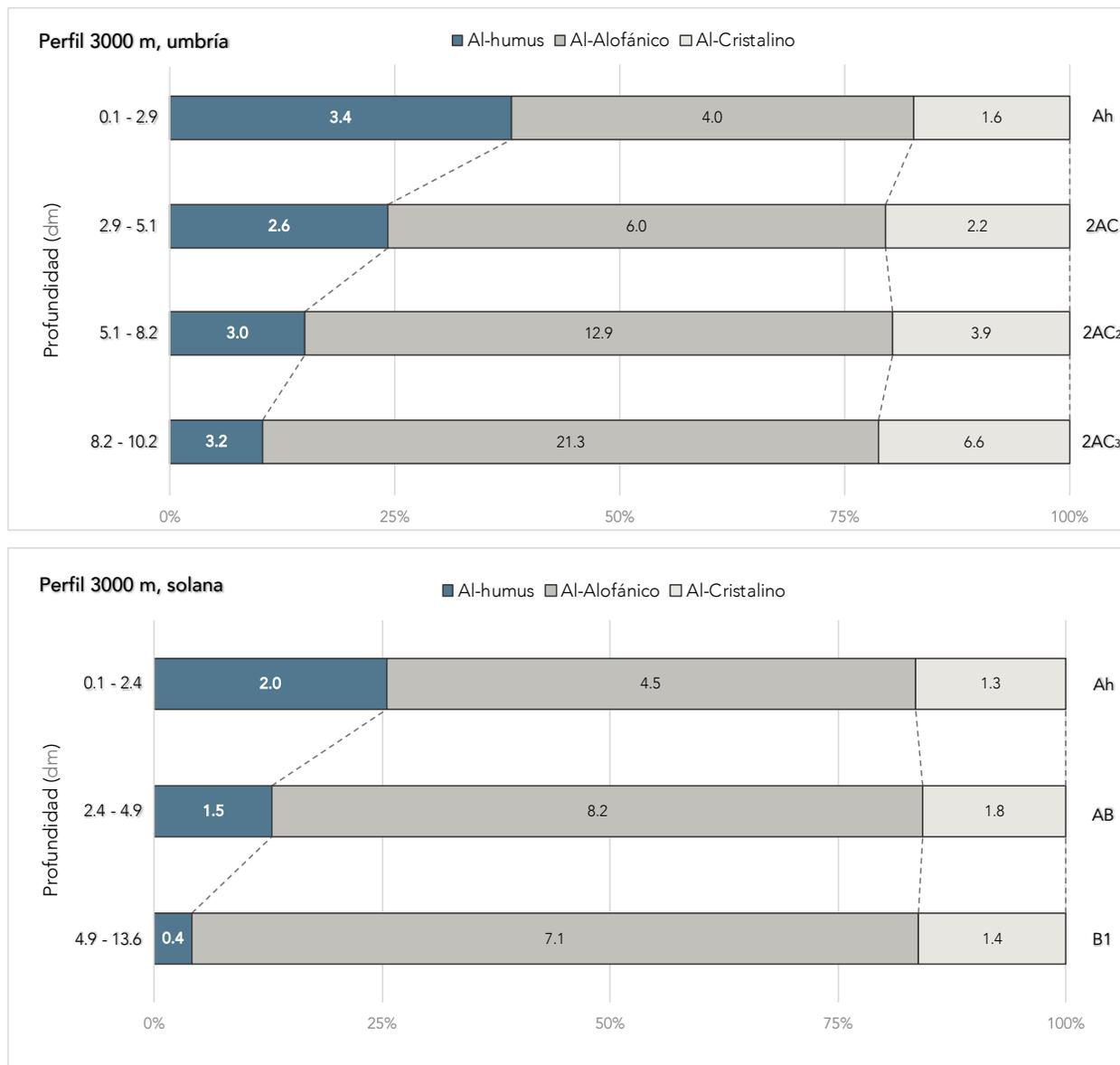


Figura 49. Contenido porcentual de las fracciones de Al en los perfiles de suelo 3000 m, umbría y 3000 m, solana. La etiqueta de datos al centro de las barras representa la cantidad de aluminio extraído en g kg⁻¹.

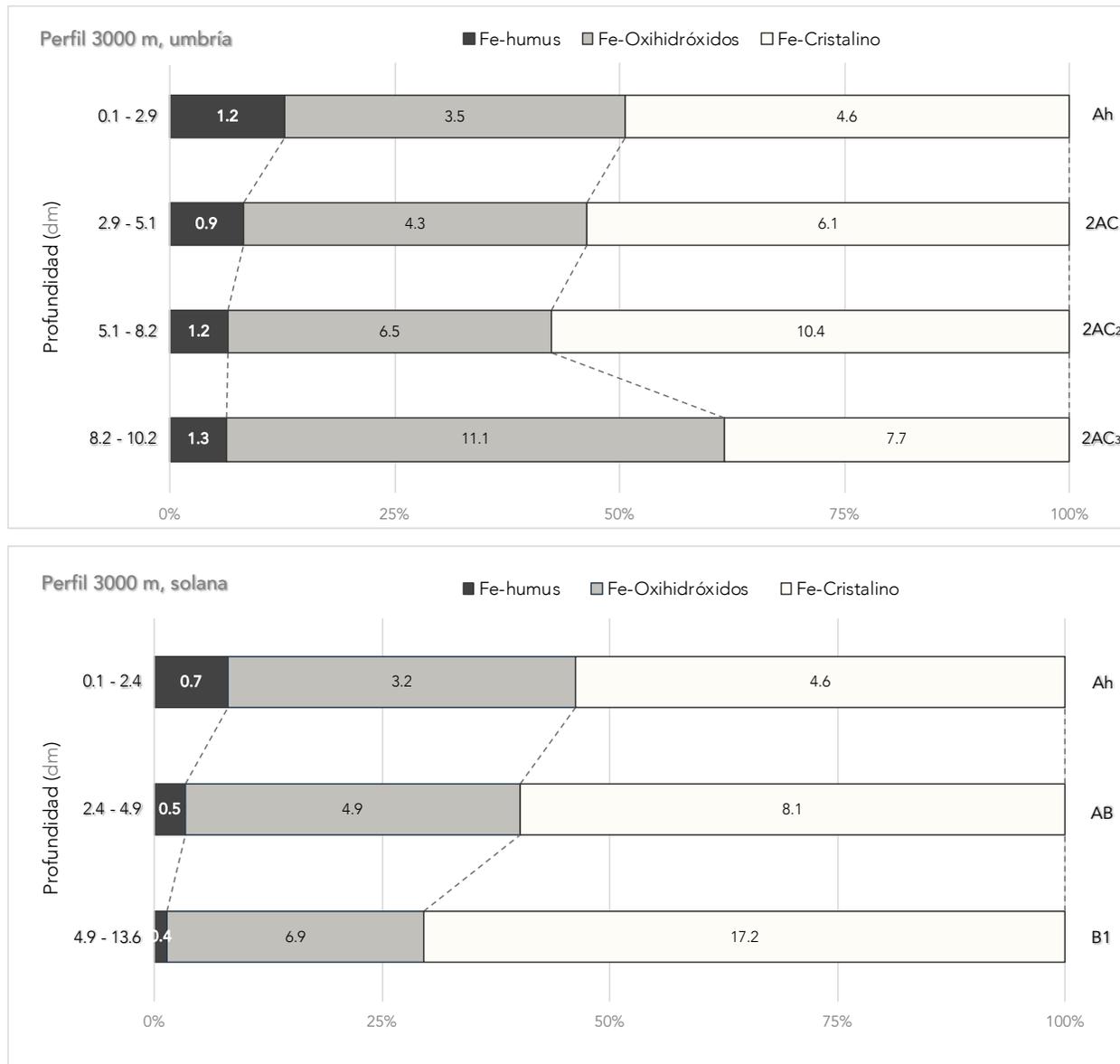


Figura 50. Contenido porcentual de las fracciones de Fe en los perfiles de suelo 3000 m, umbría y 3000 m, solana. La etiqueta de datos al centro de las barras representa la cantidad de aluminio extraído en g kg^{-1} .



8.3 Influencia de la orientación de ladera en el desarrollo pedogenético

Son diversos los estudios relacionados con la génesis de suelos de ceniza volcánica en secuencias bioclimáticas, gran parte de estos estudios se han realizado especialmente en regiones con vulcanismo antiguo o no muy antiguo como en México (Miehlich, 1991), Brasil (Dümig *et al.*, 2008), Argentina (Broquen *et al.* 2013), Chile (Besoain *et al.*, 1999), Colombia (Sánchez-Espinosa *et al.*, 2015), Ecuador (Zehetnet & Miller, 2006), Costa Rica (Plantinga, 1997), Japón (Shoji & Fujiwara, 1984), Hawái (Chadwick *et al.*, 1994) y Taiwán (Tsai *et al.*, 2010). Sin embargo, en la mayoría de estos trabajos, no se consideró la influencia de la exposición de ladera, umbría y solana, en el desarrollo pedogenético.

Para evaluar la posible influencia de la orientación contrastante en el desarrollo de suelos de ceniza volcánica, se trató que, para los sitios homólogos en altitud, las condiciones de material parental, tiempo y clima fueran similares. Por lo tanto, se utilizó solamente la información correspondiente a los horizontes superficiales (Ah) de cada perfil descrito. A lo largo del gradiente altitudinal y en un mismo valle se aprecia una variación de color, los suelos de ladera umbría son oscuros, mientras que, en solana, la mayoría son de colores pardos a pardo-amarillentos. Utilizando los datos de las extracciones selectivas (Al, Fe y Si) y COs en un análisis multivariado de Distribución T^2 de Hotelling se encontraron diferencias estadísticamente significativas ($P < 0.0006$) en la composición coloidal de los suelos en orientación contrastante.

En orientación umbría, se encontraron bajas cantidades de alófono en las capas superiores del perfil, esto puede atribuirse a la mayor acumulación de materia orgánica, lo cual favorece la formación de complejos metálicos con el humus, como lo demuestran los mayores valores de COs, Al, y Fep encontrados en estas capas (**Cuadro 9**). Las acomplejaciones de aluminio por humus disminuyen la actividad del Al y se inhibe la formación de alófono e imogolita (Dahlgren *et al.*, 1993), lo que indica, que el aluminio que se está liberando por intemperismo de los minerales primarios está formando complejos orgánicos y no fracción mineral, de acuerdo con Acevedo-Sandoval *et al.* (2009).



Cuadro 9. Principales diferencias en la fracción coloidal de los suelos en orientación contrastante.

Umbría				
Variable	Media	SD [†]	Min	Max
COs*	41.5	12	26	58
Al-humus*	3.5	1.5	2	6
Fe-humus*	1.2	0.7	0.6	2.4
Alófano*	8	4	4.2	16
Solana				
Variable	Media	SD [†]	Min	Max
COs*	29	16	10	54
Al-humus*	2.5	0.9	1.8	4.3
Fe-humus*	0.7	0.3	0.4	1.2
Alófano*	19	11	3.3	38

[†]Desviación estándar; *(g kg⁻¹).

Peña-Ramírez (2013) menciona que la formación antagónica de alófano o de complejos organometálicos está en función del clima, pH y materia orgánica, los cuales, influyen directamente en el desarrollo de estos suelos; estos factores en conjunto determinan la composición binaria (alofánicos o no alofánicos) de los suelos volcánicos. Shoji & Fujiwara (1984) indican que para la formación de complejos orgánicos de aluminio y hierro se requiere de valores de pH (H₂O) muy ácidos (< 4.9) y altos contenidos de materia orgánica. Para la formación de alófano se señala un pH entre 4.9 y 7.0 (Quantin, 1986; Ugolini & Dahlgren, 1991).

En exposición solana hay una mayor formación de alófano (Figura 53), de acuerdo con Wada (1989), la existencia de una estación seca anual afecta las propiedades químicas y físicas del horizonte superficial, de la misma manera, los cambios en la humedad del suelo favorecen un ambiente rico en silicio en la solución del suelo que contribuye a la formación de alófano. En la mayoría de sitios en ladera umbría los valores de pH fluctuaron entre 4.7 y 5.2 mientras que en solana fue de 5.4 a 5.6 (Figura 51), también, el contenido de COs fue más alto en umbría respecto a la exposición solana (Figura 52), a los 4,000 m snm se encontró la excepción, ya que en exposición solana (perfil 4000 m, solana) se registró el valor más bajo de pH (4.61), y una mayor cantidad de carbono en comparación con su homólogo en umbría, esto podría atribuirse



a la influencia del *Pinus hartwegii* adyacente al perfil. Los suelos a 3,000 m snm muestran valores más altos y menor variación del pH a causa de un mayor desarrollo pedogenético.

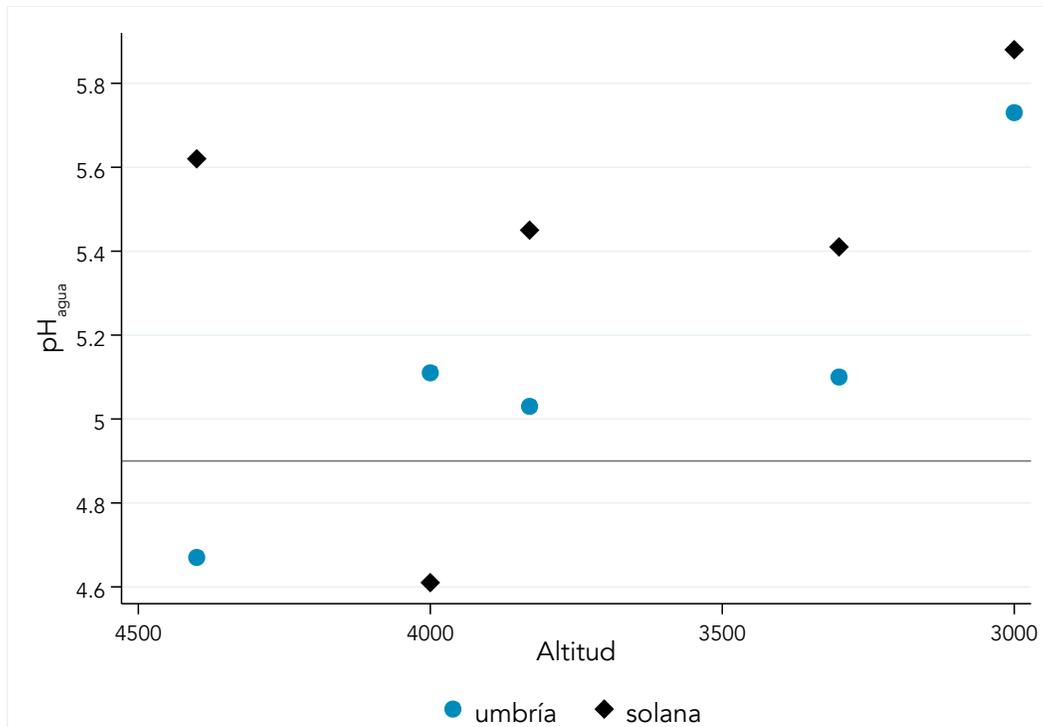


Figura 51. Comparación del pH (H₂O) en horizontes superficiales en orientación contrastante, de mayor a menor altitud. La línea indica el valor crítico (<5) para la formación de complejos orgánicos de aluminio y hierro de acuerdo con Shoji & Fujiwara (1984).

Shoji *et al.* (1996) propusieron la relación aluminio extractable con pirofosfato respecto al aluminio extractable con oxalato para separar horizontes dominados por complejos Al-humus, de aquellos dominados por minerales alofánicos. Esto tuvo como propósito diferenciar dos formas de horizontes A con base en el proceso de intemperización dominante en el suelo: la relación Al_p/Al_o si es mayor a 0.5 indica que el aluminio y hierro tienden a formar complejos organometálicos (no alofánico o aluándico), si es menor a 0.5 se entiende que se favorece la formación de minerales de bajo orden estructural (alofánico o silándico), con el avance pedogénico los complejos organometálicos muestran un menor protagonismo en la composición coloidal dando lugar a propiedades silándicas, durante este proceso surgen propiedades transicionales, llamadas alusilándicas, que muestran un valor mayor o igual a 0.3 y menor a 0.5, y son considerados como un caso especial de propiedades silándicas (Figura 54).

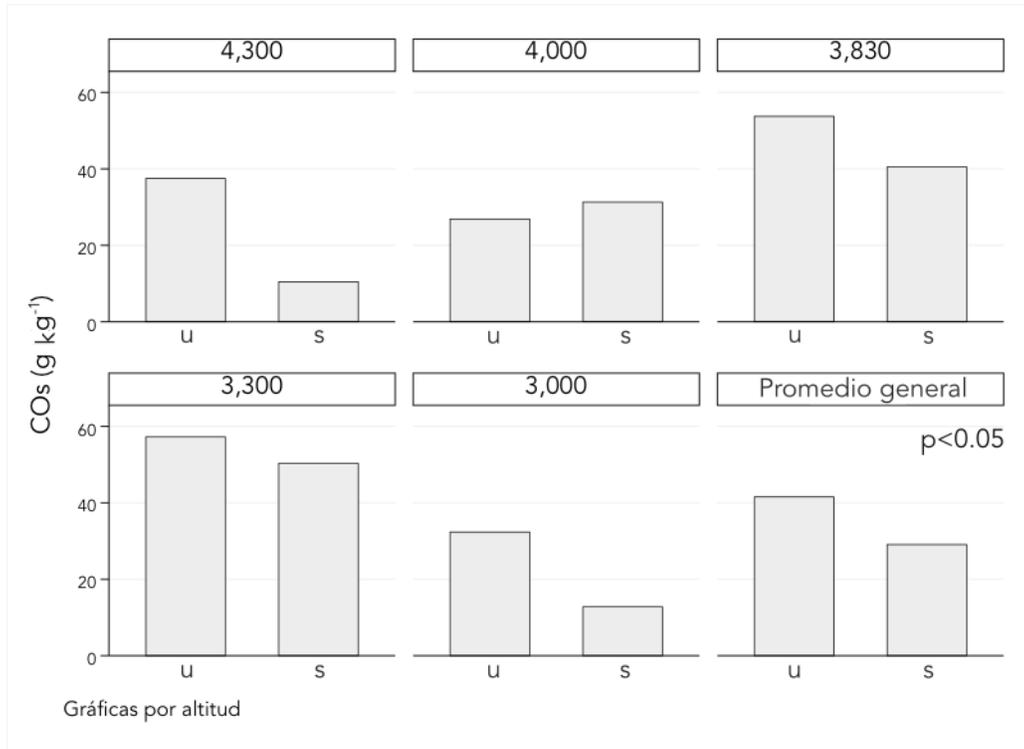


Figura 52. Comparación del carbono orgánico del suelo en horizontes superficiales en orientación contrastante. 1: umbría; 2: solana.

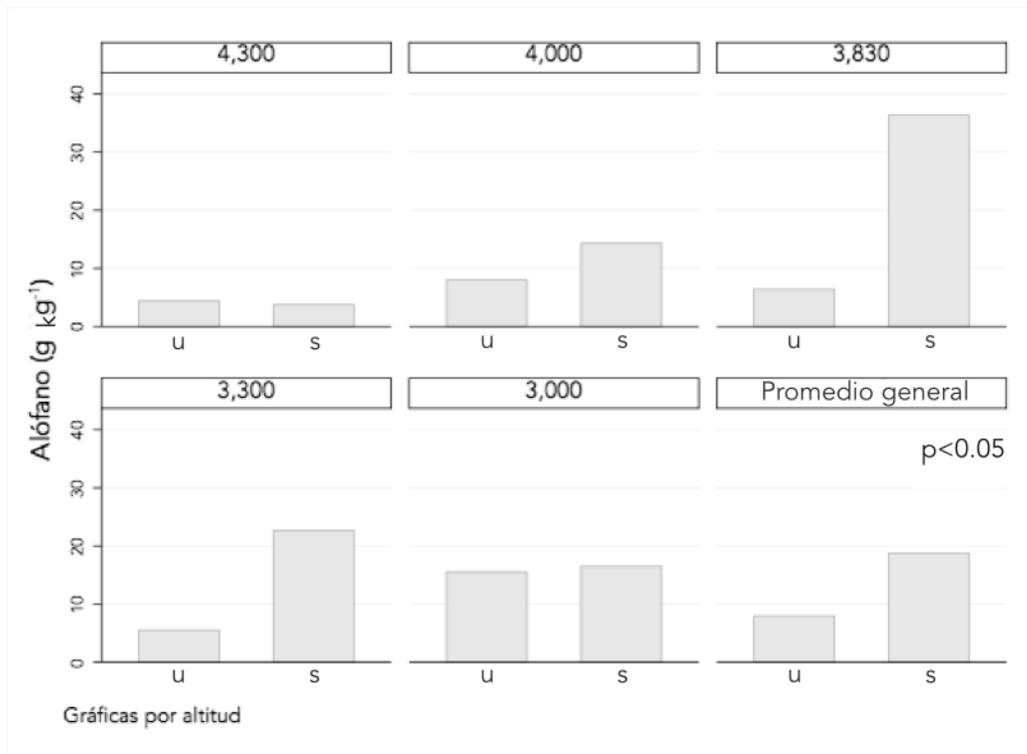


Figura 53. Comparación del contenido de alófono en horizontes superficiales en orientación contrastante. u: umbría; s: solana.

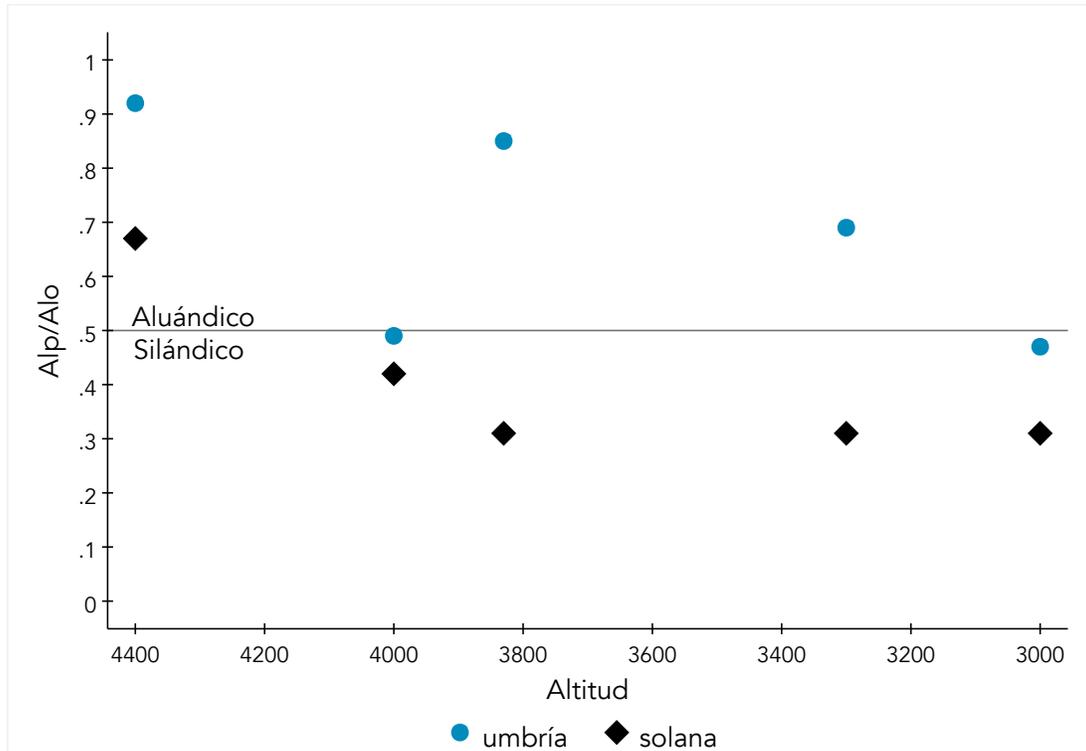


Figura 54. Relación molar entre el aluminio extraído con pirofosfato de sodio y el aluminio extraído con oxalato de amonio en orientación contrastante. La línea señala el valor crítico propuesto por Shoji *et al.* (1996) para diferenciar horizontes dominados por complejos orgánicos de alofánicos.

La mayor diferencia en el desarrollo de los suelos se encontró bajo un régimen de humedad del suelo údico/perúdic, en un intervalo altitudinal de 3,300 a 3,800 m. De acuerdo con Peña-Ramírez *et al.* (2009), la humificación domina sobre la mineralización de la materia orgánica en climas templados y húmedos, y en suelos con pHs relativamente ácidos (≤ 5); en estos climas en promedio se necesitan 200 años para formar horizontes orgánicos (Tonneijck *et al.*, 2009). En el presente estudio, en los suelos de mayor altitud, en clima frío, también se encontraron horizontes orgánicos bien desarrollados (aluándicos). En función de las regiones climáticas propuestas por Miehlich (1991) (Cuadro 4) y la exposición de ladera, se ilustra en la Figura 55 la diferenciación de los suelos en orientación contrastante a partir de la relación Alp/Alo.

El Cuadro 10 indica los intervalos, en donde, de acuerdo con la relación Alp/Alo gran parte del aluminio activo está ligado a los complejos orgánicos o a minerales alofánicos.

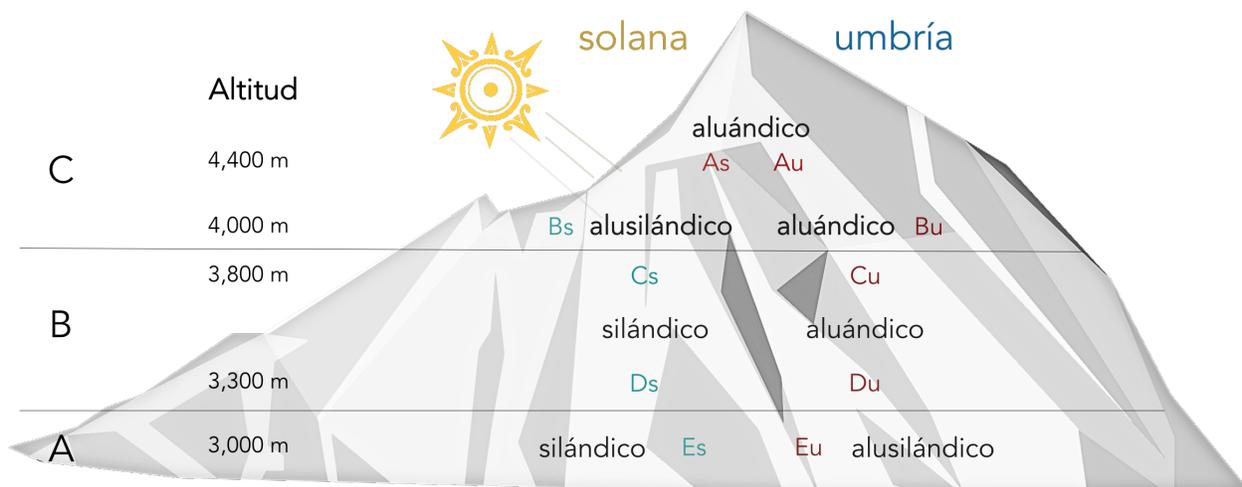


Figura 55. Diferenciación de los horizontes superficiales a partir de la relación Alp/Alo. Respecto a las regiones climáticas propuestas por Miehlich (1991). A: 4400 m, B: 4000 m, C: 3800 m, D: 3300, E: 3000; u: umbría, s: solana.

	Aluándico	Silándico
Clima Miehlich (1991)	Templado frío y templado húmedo	Templado húmedo y templado seco
pH _{agua}	4.7 – 5.1	5.4 – 5.9
COs (%)	4 - 6	1 - 5
Exposición	umbría	solana

Cuadro 10. Clima e intervalo de pH y carbono orgánico correspondiente a la fracción coloidal dominante, no alofánico o alofánico, en suelos de orientación contrastante.

8.4 Propiedades ándicas y clasificación

Durante el desarrollo de los suelos derivados de material piroclástico se forma una amplia variedad de suelos (Figura 56), en la primera etapa, se forman suelos de tipo Regosol a partir de depósitos de cenizas volcánicas y pómez, los cuales evolucionan a Andosoles vítricos. En las etapas intermedias se desarrollan las propiedades ándicas, sobre todo en regímenes de humedad údicos y perúdicos, en este punto, los suelos representativos son los Andosoles, los cuales muestran dos vías de desarrollo en función del clima, pH y contenido de materia orgánica, dando lugar a Andosoles alofánicos o Andosoles aluándicos (Shoji & Fujiwara, 1984; Shoji et al., 1996). Cuando la tasa de humificación de la materia orgánica del suelo es superior a la tasa de mineralización, y si la precipitación es abundante a lo largo del año, la etapa ándica,



principalmente de tipo aluándica, puede extenderse por mucho tiempo, y durar hasta cientos de miles de años (Peña-Ramírez *et al.*, 2009). En las etapas de mayor desarrollo pedogénico, las arcillas dominantes son la haloisita y la caolinita, y los suelos representativos son los Cambisoles y Luvisoles que a su vez evolucionan a Acrisoles u Oxisoles si el intemperismo es muy avanzado (Jahn & Stahr, 1996; Besoain *et al.*, 1999).

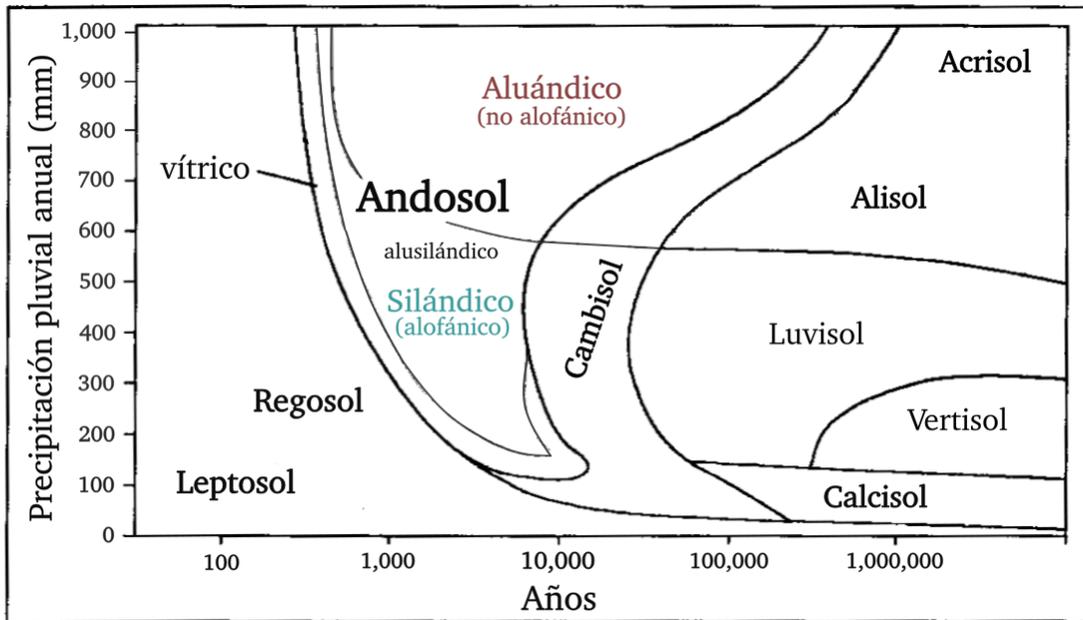


Figura 56. Desarrollo pedogénico de los suelos de ceniza volcánica en relación a la edad del material parental y la precipitación. Tomado y modificado de Jahn & Stahr, 1996. Si bien, las unidades de suelo que se muestran aproximadamente a los 100,000 años de formación no corresponden a lo reportado en el área de estudio, este modelo permite diferenciar la vía de desarrollo del suelo correspondiente a el área de estudio.

La duración de las etapas por las que pasan los suelos volcánicos difiere. Cuando las condiciones climáticas son secas, la primera etapa puede extenderse hasta por unos miles de años, mientras que la etapa ándica puede alcanzarse en 10, 000 años, al contrario, cuando las condiciones climáticas son más húmedas la etapa de Regosol se reduce a unos cuantos cientos de años y la etapa ándica puede prolongarse varios cientos de miles de años. La formación de Andosoles depende principalmente de las condiciones climáticas: a mayor humedad y temperatura menos tiempo tendrá que pasar para que se forme un Andosol a partir de cenizas volcánicas. Bajo condiciones de clima templado-húmedo, los criterios para las propiedades de



suelos ándicos (por ejemplo, Al y Fe activos) necesarios para la clasificación como Andosoles pueden ser alcanzados en 200-300 años (Tosso, 1995; Dahlgren *et al.*, 2004). En la última etapa de desarrollo se forman predominantemente Cambisoles bajo regímenes de humedad ústicos. Bajo climas más secos se forman o bien Calcisoles o Vertisoles (Jahn & Stahr, 1996).

Con base en lo anterior, y de acuerdo a la diferenciación de los horizontes superficiales que se muestra en la **Figura 55**, los suelos de exposición solana tienen un desarrollo pedogénico más avanzado respecto a los suelos de ladera umbría. La mayor acumulación superficial de alófono es característica de sitios con mayor frecuencia en los ciclos de humedecimiento y secado del suelo, estos cambios en la humedad del suelo resultan favorables para la cristalización de los minerales de rango corto y para la mineralización de la materia orgánica. Conforme los componentes poco cristalinos de la fracción coloidal del suelo comienzan a cristalizar las propiedades características de los Andosoles desaparecen y el suelo toma otro tipo de desarrollo, en este caso, de Andosol silándico a Cambisol.

En los suelos derivados de ceniza volcánica los constituyentes coloidales representativos le dan a los mismos, unas características únicas y distintivas, propiedades ándicas, las cuales se manifiestan en una baja densidad aparente, alto contenido de carbono orgánico y una alta capacidad de retención de fosfatos y de humedad (Arnalds & Stahr, 2004), estas propiedades, junto con el porcentaje $Al_0 + \frac{1}{2} Fe_0$ y la relación molar Al_p/Al_0 son utilizados como criterios de clasificación para Andosoles en la WRB (IUSS, 2015).

El porcentaje de $Al_0 + \frac{1}{2} Fe_0$ es una propiedad diagnóstica que se utiliza como indicador del grado de intemperismo de la ceniza volcánica, el cual, está directamente relacionado con las propiedades ándicas ya que incluye al aluminio y hierro provenientes de alófono, imogolita y ferrihidrita, además del que está acomplexado con las sustancias húmicas (Shoji & Ono, 1978; Leamy *et al.*, 1988; Shoji *et al.*, 1993).

La **Figura 57** muestra los criterios de clasificación y la clasificación preliminar de los suelos analizados.

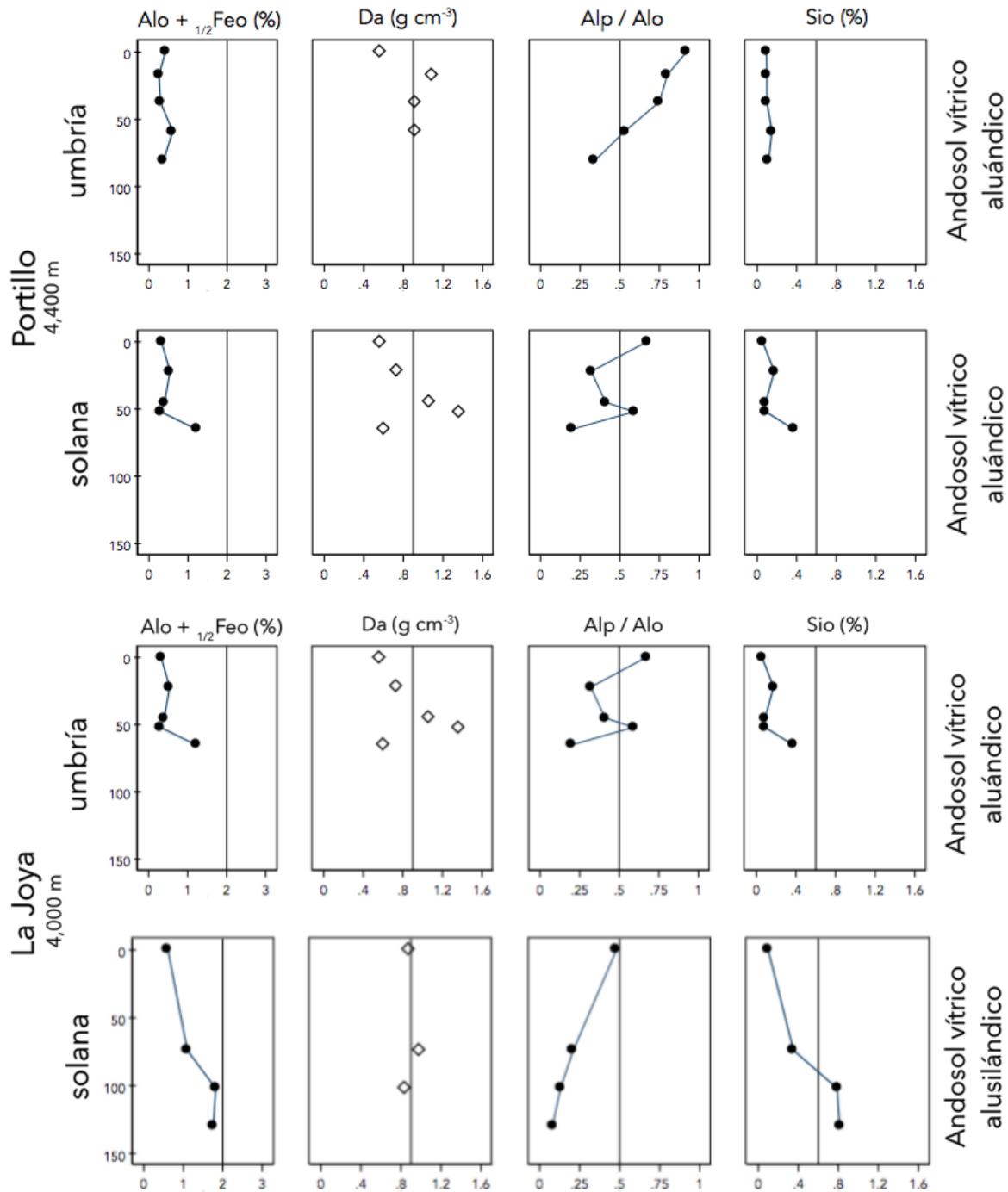


Figura 57 (a). Comportamiento de los criterios de clasificación de los Andosoles con respecto a la profundidad (cm). Los dos primeros datos corresponden a propiedades ándicas. El Sio y la relación Alp/Alo, indican tipos silándico y aluándico respectivamente cuando los datos abarcan de la línea hacia la derecha de la gráfica. Da= densidad aparente.

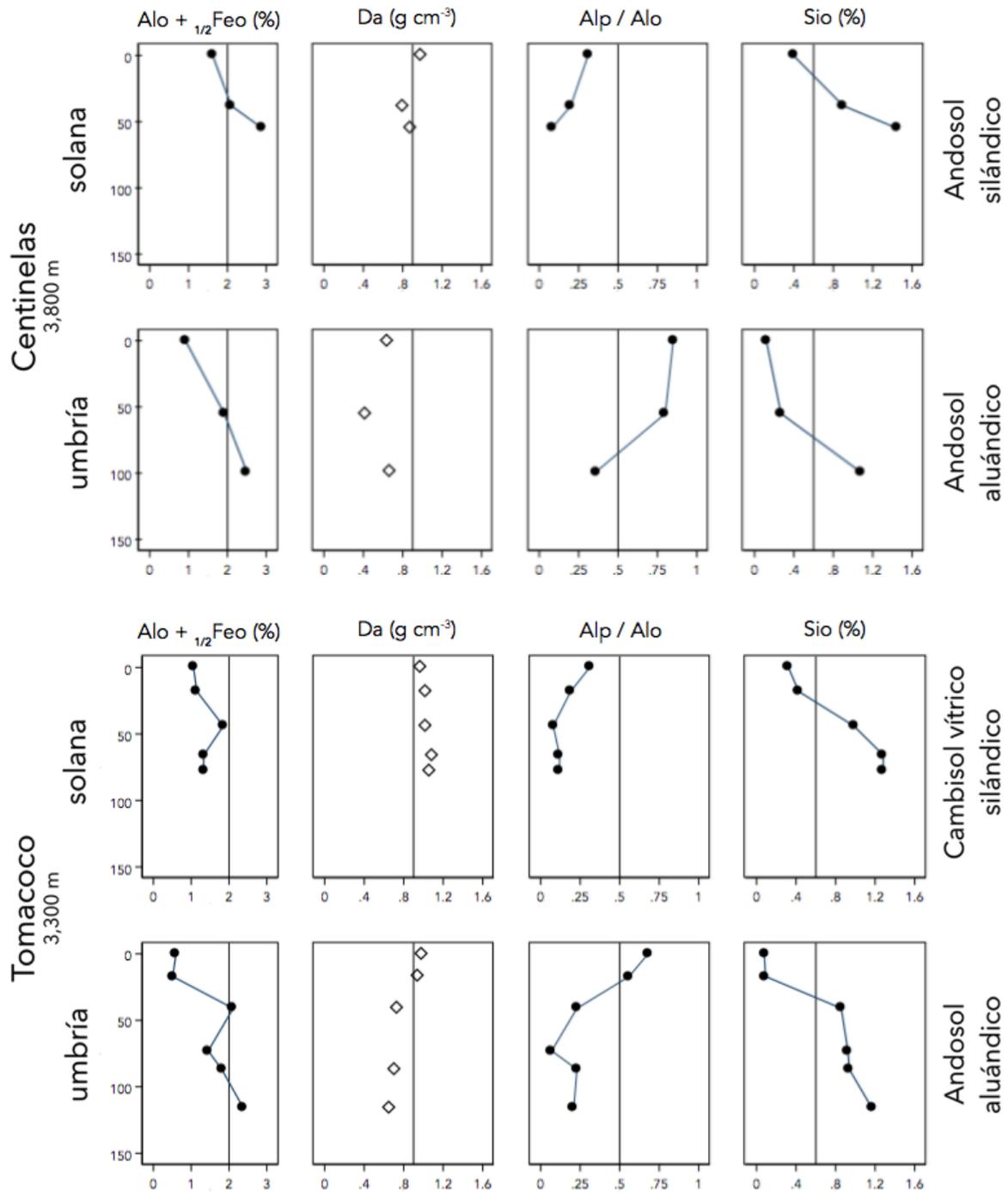


Figura 57 (b). Comportamiento de los criterios de clasificación de los Andosoles con respecto a la profundidad (cm). Los dos primeros datos corresponden a propiedades ándicas. El Sio y la relación Alp/Alo , indican tipos silándico y aluándico respectivamente cuando los datos abarcan de la línea hacia la derecha de la gráfica. Da = densidad aparente.

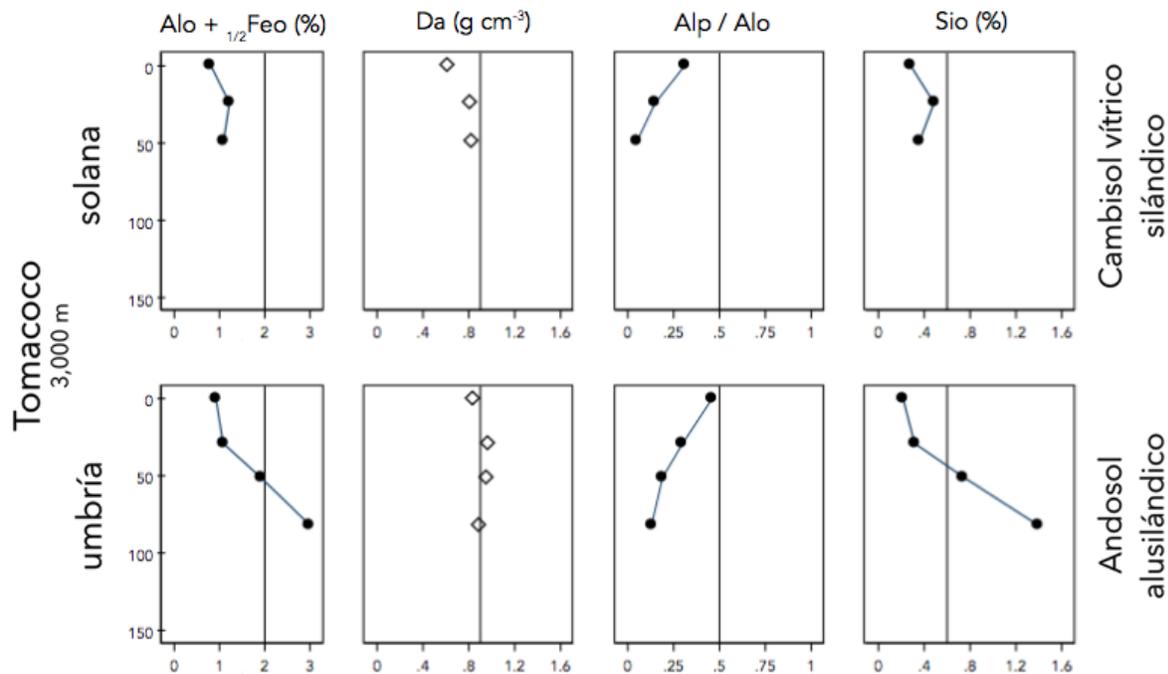


Figura 57 (c). Comportamiento de los criterios de clasificación de los Andosoles con respecto a la profundidad (cm). Los dos primeros datos corresponden a propiedades ándicas. El Sio y la relación Alp/Alo, indican tipos silándico y aluándico respectivamente cuando los datos abarcan de la línea hacia la derecha de la gráfica. Da= densidad aparente.

De acuerdo con Nanzzy *et al.* (2002), la baja densidad aparente en los suelos de ceniza volcánica se atribuye a la presencia de minerales alofánicos y complejos Al-humus. En diversos estudios, la baja densidad aparente se ha relacionado con el contenido de alófono, p. ej., Nieuwenhuyse *et al.* (2000) mencionan que la densidad disminuye conforme aumenta el contenido de alófono en el suelo, aún cuando el contenido de alófono sea bajo, debido a la gran cantidad de poros que hay en el alófono, así como a la formación de micro agregados. En otros estudios (Broquen *et al.*, 2013) relacionan directamente la baja densidad con el contenido de Al-humus y COs; similar a los resultados obtenidos en el presente trabajo en donde la densidad está relacionada en un 55% por la cantidad de complejos organominerales.

La densidad aparente obtenida no mostró un patrón claro, no obstante, es ligeramente más baja en los sitios de exposición umbría respecto a los de exposición solana. De esta manera, en los suelos analizados, se encontró una menor densidad aparente en aquellos suelos donde la



fracción coloidal está dominada por complejos de Al y Fe con el humus ($Alp/Alo > 0.5$) independientemente del avance pedogénico del suelo.

Con la propuesta de clasificación de Shoji *et al.* (1996), la cual fue implementada en la WRB en 1998 y se sigue utilizando hasta la fecha (IUSS, 2015), se elaboró una clasificación de acuerdo a indicadores de desarrollo ($Alo + \frac{1}{2} Feo$ y Alp/Alo) para diferenciar los suelos en función de su grado de intemperismo y fracción coloidal dominante. En la **Figura 58** se ejemplifica la clasificación elaborada con esta propuesta.

Las diferencias en el desarrollo de los suelos volcánicos son evidentes a lo largo del gradiente altitudinal. En un análisis altitudinal descendente, se distinguieron primero perfiles de suelo jóvenes con poco a medio desarrollo y otros más evolucionados en zonas medias dadas las condiciones climáticas prevalecientes en la región. Todos los suelos evaluados se clasifican como Andosoles vítricos o ándicos, excepto para los perfiles 3000 m y 3300 m de exposición solana.

Aproximadamente a los 3,300 m snm, con un clima templado seco y un régimen de humedad del suelo ústico, se encontraron suelos de mayor desarrollo pedogenético debido a que la tasa de intemperismo químico en el suelo disminuye notoriamente conforme decrece la humedad. Los perfiles 3000 m y 3300 m de exposición solana, asumen un mayor desarrollo pedogenético dado que poseen, en su constitución coloidal, una menor cantidad de componentes característicos de un suelo ándico como Al-humus y alófano. La unidad para estos suelos de mayor desarrollo corresponde a un Cambisol; suelos caracterizados por presentar un horizonte subsuperficial, *de cambio*, que presenta diferencias en estructura y color respecto a los horizontes adyacentes.

Los grupos de suelo descritos a lo largo del gradiente altitudinal también han sido reportados por Miehlich (1991) en el Parque Nacional Izta-Popo dentro de intervalos altitudinales análogos a los evaluados en esta investigación.

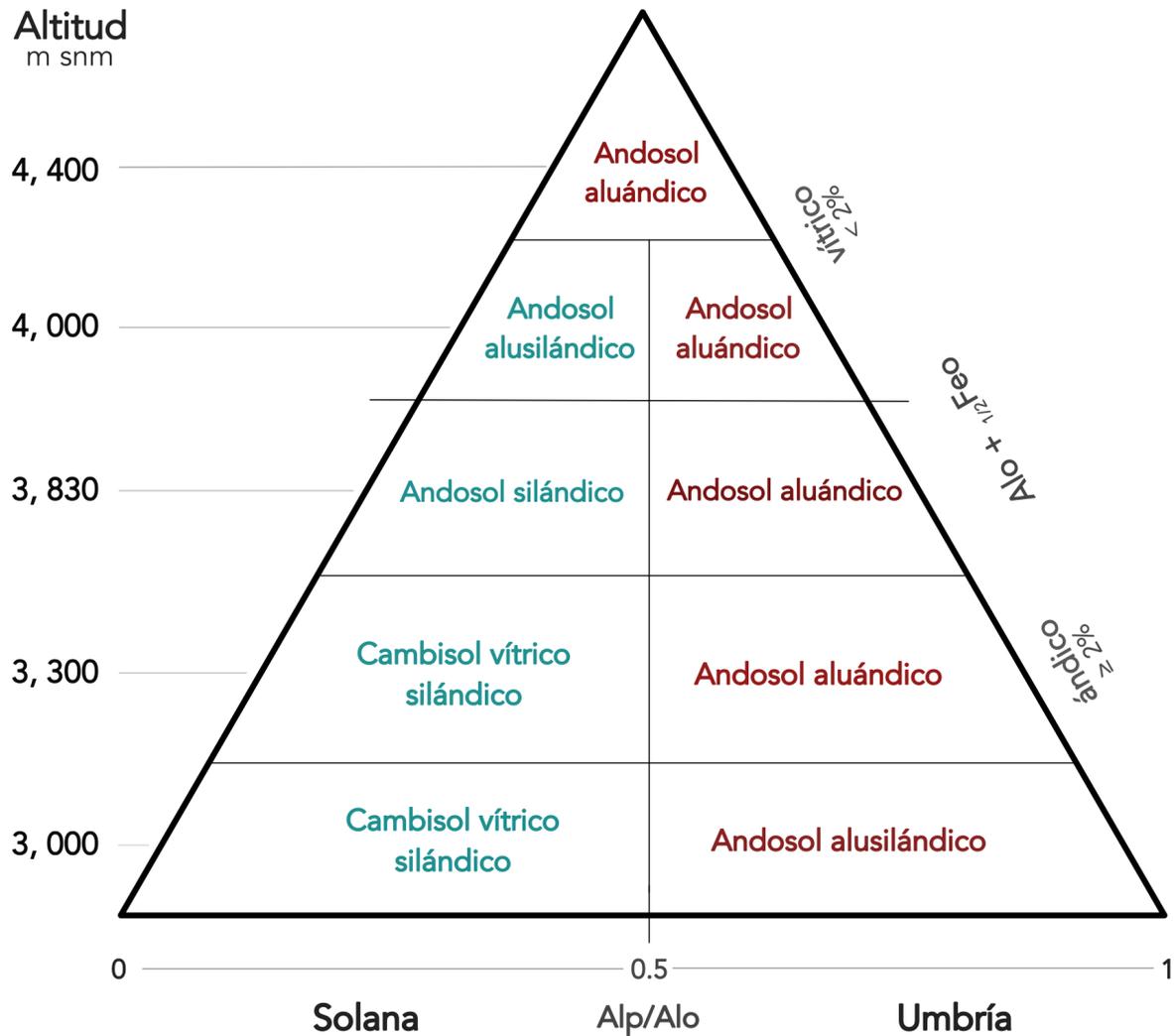


Figura 58. Clasificación de los suelos de acuerdo al grado de intemperismo de la ceniza volcánica ($\text{Alo} + \frac{1}{2} \text{Feo}$) y su fracción coloidal dominante (Alp/Alo). Adaptado de acuerdo al modelo de clasificación propuesto por Shoji *et al.*, 1996.

IX. Conclusiones

Las diferencias en el desarrollo de los suelos volcánicos son evidentes a lo largo del gradiente altitudinal, sin embargo, las condiciones microclimáticas en respuesta a la exposición de la ladera son un factor que provoca variaciones en las características de los suelos de ceniza volcánica.

En suelos homólogos en altitud y en orientación contrastante se aprecia la composición binaria de los Andosoles. Los suelos que se encuentran en exposición solana tienen un desarrollo diferente a los de umbría; los primeros son silándicos (dominan minerales alofánicos) y los segundos son aluándicos (dominan complejos Al/Fe-humus), la hipótesis de este trabajo ha sido comprobada.

Pese a que no se evaluó la vegetación, esta parece ser un factor diferencial en el desarrollo de suelos de ceniza volcánica y que obedece a la exposición de ladera.

Existen una gran variedad de estudios relacionados con el efecto climático en el desarrollo de suelos de ceniza volcánica, sin embargo, no se encontraron trabajos que muestren la influencia de la exposición de la ladera entre orientaciones contrastantes como se llevó a cabo en el presente trabajo.

Los resultados de esta investigación permiten establecer que el comportamiento del sílice determina la presencia de las diferentes formas de aluminio y hierro en la composición coloidal del suelo.

Dado que la zona de estudio es un área geomorfológicamente representativa por su orientación geográfica, las diferencias entre exposición solana y umbría pueden extrapolarse a muchos de los valles de la Sierra Nevada que presentan orientaciones similares. Las diferencias observadas en cuanto al tipo de suelo deben ser consideradas para fines de restauración, reforestación, control de incendios, regeneración natural, conservación de suelos, captura de carbono, pago por servicios ambientales, entre otros.





Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

X. Referencias

Acevedo Sandoval, O., Prieto-García, F., Gordillo-Martínez, A. (2009). Identificar las fracciones de aluminio en un Andosol del estado de Hidalgo, México. *Revista de la Sociedad Geológica de España*, 21 (3-4). 125-132.

Aguilera, H. N. (1965). Suelos de Ando, Génesis, Morfología y Clasificación, Serie de Investigación. 6. Escuela Nacional de Agricultura. Colegio de Postgraduados, Chapingo, México. 1-12.

Aguilera, H. N. (1969). Geographic distribution and characteristics of volcanic ash soils in México. Panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina. Centro de Enseñanzas e Investigación. Instituto Interamericano de Ciencias Agronómicas de la OEA. Turrialba, Costa Rica. A.61-A.6.12.

Almeida-Leñero, L., Cleef, A.M., Herrera, A., Velázquez, A. Luna, I. (1994). El zacatal alpino del Volcán Popocatepetl, México, y su posición en las montañas tropicales de América. *Phytoecología*, 22(3), 391-436.

Arias, A. C. (2001). Suelos tropicales. Editorial Universidad Estatal a Distancia. San José, Costa Rica, pp. 188.

Arnalds, O. & Stahr, K. (2004). Volcanic soil resources: occurrence, development, and properties. *Catena* 56 (1-3): 1-2

Barral, M.T., Arias, M., Díaz-Fierros, F. (1997). Influencia del hierro y aluminio en el contenido de materia orgánica del suelo. *Nova Acta Científica Compostela (Biología)*. 7, 137-146.

Basile-Doelsch, I., Amundson, R., Stone, W.E.E., Borschneck, D., Bottero, J.Y., Moustier, S., Masin, F., Colin, F., (2007). Mineral control of carbon pools in a volcanic soil horizon. *Geoderma* 137, 477-489.

Besoain, E. (1985). Mineralogía de arcillas de suelos. IICA, San José, Costa Rica, pp. 123-939.

Besoain, E. Peralta, M., Massaro, S. (1999). Mineralogía y Génesis de Algunos Suelos de Cenizas Volcánicas de Chile Continental, Chile. *Agricultura Técnica*. 12-18.

Bigham, J.M., Fitzpatrick, R.W., Schulze, D.G. (2002) Iron oxides, In: J.B. Dixon and D.G. Schulze (eds.), *Soil Mineralogy with Environmental Applications*, Soil Science Society of America Inc., Madison, Wisconsin, USA, 323-366.





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Blakemore, L. C., Searle, P. L., Daly, B. K. (1987). Soil Bureau Laboratory Methods: A. Methods for chemical analysis of soils. N. Z. Soil Bureau Scientific Report, pp. 223-230.

Broquen, P., Lobartini, J.C., Candan, F., y Falbo, G. (2004). Allophane, aluminium, and organic matter accumulation across a bioclimatic sequence of volcanic ash soils of Argentina, *Geoderma* 129, 167-177.

Broquen, P., Suárez, A., Girardin, J.L., Percz, J.C. (2013). Procesos pedogenéticos en una secuencia de suelos desarrollados en cenizas volcánicas en el Noroeste de Nequén, Argentina. *Ciencia del suelo*, 31(2), 213-222.

Blume, H.P. & Schwertmann, U. (1969). Genetic evolution of profile distribution of aluminium, iron and manganese oxides. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 33, 438-444.

Campos, A., Oleschko, K., Cruz, L., Etchevers, J.D., Hidalgo, C. (2001). Estimación de alofano y su relación con otros parámetros químicos en Andisoles de montaña del volcán Cofre de Perote. *TERRA*, 19(2), 105-114.

Chadwick, O., Olson, D., Hendricks, D., Kelly, E., Gavenda, R., (1994). Quantifying climatic effects on mineral weathering and neof ormation in Hawaii. *Fifteenth Int. Congr.*, 97 – 104.

Childs, C. W., N. Matsue, N. Yoshinaga. (1991). Ferrihydrite in volcanic ash soil of Japan. *Soil Sci. Plant Nutr.* 37, 299-311.

Chun-Chih, T., Zuang-Sang, C., Chang-Fu, H. (2004). Relationship between soil properties and slope position. *Geoderma*, 123:131-142.

CONANP. (2015). Programa de Manejo Parque Nacional Iztaccíhuatl Popocatepetl. Secretaría de Medio Ambiente y Recursos Naturales. México, 19-43.

Crews, T. E., K. Kirayama, J. Fownes, R. Riley, D. Herbert, D. Mueller-Dumbois, P. Vitousek. (1995). Changes in soil phosphorous fractions and ecosystem dynamics across a long chronosequence in Hawaii. *Ecology*, 76(5),1407-1424.

Dahlgren, R.A., Shoji, S. Nanzyo, M. (1993). Mineralogical characteristics of volcanic ash soils. Páginas 101-144. En: Shoji, S., M. Nanzyo y R. A. Dahlgren (Editores). *Volcanic ash soils. Genesis, properties and utilization. Developments in soil science: 21.* Elsevier Science Publishers B. V. Amsterdam, The Netherlands.

Dahlgren, R.A. & Saigusa, M., (1994). Aluminum release rates from allophanic and non allophanic Andosols. *Soil Sci. Plant Nutr.* 40, 125–136.



Dahlgren, R. A., Saigusa, M., Ugolini, F.C. (2004). The Nature, Properties and Management of Volcanic Soils. *Advances in Agronomy*, 82, 113-182.

Duchafour, P. (1984). *Edafología: Edafogénesis y clasificación*. Masson. España, pp. 228-236.

Düming, A., Schad, P., Kohok, M., Beyerlein, P., Kögel-Knabner, I. (2008). A mosaic of non allophanic Andosols, Umbrisols and Cambisols on rhyodacit in the Southern Brazilian Highlands. *Geoderma*, 145. 158-173.

Escamilla, W. M. (2007). *La vegetación de alta montaña del volcán Iztaccíhuatl, México: un enfoque fitosociológico*. Tesis de Maestría, Instituto de Biología, UNAM.

Fieldes, M. & Perrot, K.W. (1996): The nature of the allophane in soils. III. Rapid field and laboratory test for allophane. *New Zealand J. of Sci.* 9, 623-629.

Fischer. W. R. & Schwertmann, U. (1975). The formation of hematite from amorphous iron (III) hydroxide. *Clays Clay Miner.* 23: 33-37.

Franco-Corona, A. (2018). *Impacto de la actividad volcánica en el límite superior del bosque del Popocatepetl*. Tesis de Maestría. Instituto de Geografía. UNAM. 42-45.

García-Rodeja. E., Novoa, J. C., Pontevedra, X., Martínez-Cortizas, A. Y Buurman, P. (2004). Aluminium fractionation of European volcanic soils by selective dissolution techniques. *Catena*. 56, 155-183.

Gama C., J.E., Carreón F., D., Palacios M., S., Solleiro R., E. (1999). *Génesis, identificación y uso de los suelos de México: Distribución, propiedades, clasificación y manejo de suelos residuales y transportados con aplicaciones a la Ingeniería Civil*, Instituto Mexicano del Transporte e Instituto Nacional de Geología. UNAM. México.

García-Romero, A. (1988). *Análisis integrado de paisajes en el occidente de la cuenca de México (La vertiente oriental de la Sierra de las Cruces, Monte Alto y Monte Bajo)*. Tesis de Doctorado. Facultad de Geografía e Historia, Universidad Complutense de Madrid.: 531.

Garrido, E., Matus, F. (2012). Are organo-mineral complexes and allophane content determinant factors for the carbon level in Chilean volcanic soils?. *Catena*. 92, 106–112.

Giménez-Azcárate, J., Escamilla M., Almeida Leñero, L. (2009). Datos sobre la vegetación hidrófila altimontana del volcán Iztaccíhuatl (México). *LAZAROA*, (30), 109-112.

Hernández-Jiménez A. (2006). *El suelo: Fundamentos sobre su formación, los cambios globales y su manejo*. Universidad Autónoma de Nayarit. México, pp. 75-79.



Higashi, T. (1983). Characterization of Al/Fe-humus complexes in Dystrandepts through comparison with synthetic forms. *Geoderma*. 31, 277-288.

IUSS Working Group WRB. (2015). Base referencial mundial del recurso suelo 2014, Actualización 2015. Sistema internacional de clasificación de suelos para la nomenclatura de suelos y la creación de leyendas de mapas de suelos. Informes sobre recursos mundiales de suelos 106. FAO, Roma.

Jahn, R. & Stahr, K. (1996). Development of soil and site qualities on basic volcanoclastic with special reference to semiarid environment of Lanzarote, Canary Island, Spain. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 13(1), 104-112.

Jansen, B., Tonneijck, F. H., Verstraten, J. M. (2011). Selective extraction methods for aluminium, iron and organic carbon from montane volcanic ash soils. *Pedosphere*. 21(5), 549-565.

Jaramillo, D.F., M.T. Flórez, L.N. Parra. (2006). Caracterización de un Andisol de la cuenca de la quebrada Piedras Blancas, Oriente Antioqueño, Colombia. *Suelos Ecuatoriales* 36 (1), 61-71.

Jenny, H. (1941). *Factors of soil formation: a system of quantitative pedology*. McFraw-Hill. New York, pp. 281.

Jiménez, R. (2013). Clasificación y caracterización de suelos de Tabasco con base en el enfoque geomofológico. Tesis de maestría. Colegio de Postgraduados. México.

Leamy, M. L., B. Clayden, R. L. Parfitt, D. I. Kinloch, C. W. Childs. (1988). Final proposal of the International Committee on the Classification of Andisols (ICOMAND). New Zealand Soil Bureau, DSIR, Lower Hutt.

López-López, A. (2014). Influencia del relieve sobre las propiedades del suelo en una catena en laderas de montaña del Parque Nacional Izta-Popo. Tesis de Maestría, Instituto de Geología, UNAM.

Macías, J.L. (2005). Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. *Boletín de la Sociedad Mexicana Geológica Mexicana*, 57(3), 379-424.

Matus, F., Garrido, E. Sepúlveda, N. Carcamo, I., Panichini, M., Zagal, E. (2008). Relationship between extractable Al and organic C in volcanic soils of Chile. *Geoderma*. 148, 180-188.

McKeague, J.A. & Day, J.H. (1966): Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Canadian Journal Soil Science*. 46, 13-22.

Mehra, O.P. & Jackson, M.L. (1960). Iron oxide removal from soils and clays by a dithionite-citrate system buffered with sodium bicarbonate. *Clay and clay Min. 7th Conference*, 317-325.



Miehlich, G. (1991). Chronosequences of volcanic ash soils. *Hamburger Bodenkundliche Arbeiten*. Germany, pp. 12-27.

Mizota, C. & van Reeuwijk, L. P. (1989). Clay Mineralogy and Chemistry of Soils formed in Volcanic Material in Diverse Climatic Regions, Soil Monograph 2, International Soil Reference and Information Centre (ISRIC), Wageningen, the Netherlands, 185-186.

Nakagawa M. & Ohba, T. (2002). Minerals in volcanic ash 1: Primary minerals and volcanic glass. *Global Environ Res.* 6(2), 41-51.

Nanzyo, M., Dahlgren, R., Shoji, S. (1993): Mineralogical characteristics of volcanic ash soils, cap. 6, 101-144. En: *Volcanic ash soils. Genesis, properties and utilization*. Shoji, S., Nanzyo, M., y Dahlgren R.A. (eds.) 1993. *Developments in soil science: 21*. Elsevier Science Publishers B.V. Amsterdam, The Netherlands.

Nanzyo, M. (2002). Unique Properties of Volcanic Ash Soils. *Global Environmental Research.* 6, 99-112.

Nanzyo, M., Takahashi, T. Kanno, H. (2009). Use of soil database for pedological research as exemplified by Volcanic Ash Soils. *Journal of Integrated Field Science.* 6, 87-99.

Nieuwenhuysen, A., P. S. J. Verburg y A.G. Jongmans. (2000). Mineralogy of a soil chronosequence on andesitic lava in humid tropical Costa Rica. *Geoderma* (98): 61–82.

Parfitt, R. L. & Kimble, J. M. (1989). Conditions for formation of allophane in soils. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 53, 971–977.

Parfitt, R.L. & Childs, C.W., (1988). Estimation of forms of Fe and Al; a review and analysis of contrasting soils by dissolution and Moessbauer methods. *Aust. J. Soil Res.* 26, 121–144.

Parfitt, R.L. & Clayden, B. (1991). Andisols: the development of a new order in Soil Taxonomy. *Geoderma.* 49, 181-198.

Parfitt, R.L. & Wilson, A.D. (1985). Estimation of allophane and halloysite in three sequences of volcanic soils, New Zealand. In: E. Fernandez Caldas y D.H. Yaalon (eds.). *Volcanic soils. Catena Suppl.* 7: 1-8.

Percival, H. J., Parfitt, R. L., Scott, N.A., (2000). Factors controlling soil carbon levels in New Zealand grassland: is clay content important? *Soil Sci. Soc. Am. J.* 64, 1623–1630.

Peña-Ramírez, V. M., Vázquez-Selem, L., Siebe, C. (2009). Soil carbon stocks and forest productivity in volcanic ash soils of different age (1835-30,500 years B.P.) in México. *Geoderma.* 149, 224-234.

Peña-Ramírez, V. M. (2013). Dinámica de la calidad de sitio a través de una cronosecuencia volcánica y sus implicaciones para la productividad forestal. Tesis doctoral. Instituto de Geología, UNAM.

Ping, C.L., Shoji, S., Ito, T. (1988). Properties and classification of three volcanic ash-derived pedons from Aleutian Islands and Alaska Peninsula, Alaska. *Soil Sci. SOCA. m. J.*, 52, 455-462.

Plantinga, M. J. (1997). Redistribution of trace elements upon the weathering of volcanic ash soils in Costa Rica. *Research Program on Sustainability in Agriculture. Ministerio de Agricultura y Ganadería de Costa Rica*, pp. 18-19.

Quantin, P. (1986). Properties and genesis of Andisols. *Cah. ORSTON. Ser. Pedol.* XXII (1), 105-111.

Sánchez-Espinosa, J., Rubiano-Sanabria, Y. (2015). Procesos específicos de formación en Andisoles, Alfisoles y Ultisoles en Colombia. *Revista EIA*, 2, 85-97.

Sandoval-Aparicio, J. C. (2016). Caracterización y clasificación de suelos de sistemas ribereños del Parque Nacional Izta-Popo. Tesis de Licenciatura. Facultad de Estudios Superiores Zaragoza, Ciudad de México, pp. 8-20.

Schoeneberger, P. & Wysocki, D. (2005). Hydrology of soils and deep regolith: A nexus between soil. *Geoderma*, 126:117-128.

Schwertmann, U. (1985). The effect of pedogenic environments on iron oxide minerals. *Adv. Soil Sci.* 1, 171–200.

Shoji, S. & Ono, T. (1978). Physical and chemical properties and clay mineralogy of Andosols from Kitakami, Japan. *Soil Sci.*, 126, 297-312.

Shoji, S. & Fujiwara, T. (1984): Active aluminium and iron in the humus horizons of Andosols from northeastern Japan: Their forms, properties and significance in clay weathering. *Soil Science*. 137, 216-226.

Shoji, S., Dahlgren, R., Nanzyo, M. (1993). Classification of volcanic soil. In: *Volcanic Ash Soils – Genesis, Properties. and Utilization*. Elsevier. Amsterdam – London – New York– Tokyo, pp. 73-100.

Shoji, S., Nanzyo, M., Dahlgren, R. A., Quantin, P. (1996). Evaluation and proposed revisions of criteria for Andosols in the World Reference Base for Soil Resources. *Soil Science*, 161, 604-615.

Siebe, C., Jahn, R., Stahr, K. (1996). *Manual para la descripción y evaluación ecológica de suelos*.



Smith, B. F. L. (1994). Characterization of poorly ordered minerals by selective chemical methods. En: Clay mineralogy spectroscopic and chemical determinative methods. Wilson, M.J. (ed.) Chapman and Hall, London, pp. 333-357.

Smith, G.D. (1978). A preliminary proposal for the reclassification of Andepts and some andic subgroups (the Andisol proposal, 1978). New Zealand Soil Bureau Record, DSIR, Lower Hutt, 96.

Soil Survey Staff (1999) Soil Taxonomy, Second edition. USDA-NRCS, Agriculture Handbook No. 436.

Spaargaren. (1994). World reference base for soil resources. ISRIC/FAO, Wageningen/Rome.

Stumm, W. (1992). Chemistry of the Solid–Water Interface. Wiley, New York, p. 428.

Takahashi, T. & Shoji, S. (2002). Distribution and Classification of Volcanic Ash Soils. Global Environmental Research. 6 (2), 83-98.

Tamm, O. (1992). Eine Methode zur Bestimmung des anorganischen Komponenten des Gelkomplexes im Boden. Meid. Statens Skogsföksanstalt. 10, 385-404.

Tan, K. H. (1994). Environmental Soil Science. Marcel Dekker Inc. New York, USA, p. 304.

Tokashiki, T. & Wada, K. (1975). Weathering implications of the mineralogy of clay fractions of two Ando soils, Kyushu. Geoderma. 14, 47–62.

Tonneijck, F., B. Jansen, L. Nierop, K. Verstraten, J. Sevink. (2009). Towards understanding of carbon stabilization mechanisms in volcanic ash soils in Andean ecosystems. Earth and Environmental Science. 6, 21-33.

Tosso, J. (1995). Suelos Volcánicos de Chile. Instituto de Investigaciones Agropecuarias, Chile, pp. 215–256.

Tsai, C. C., Chen, Z.S., Kao, C.I., Ottner, F., Zehetner, F. (2010). Pedogenic development of volcanic ash soils along a climosequence in Northern Taiwan. Geoderma, 156. 48-59.

Ugolini, F. C. & Dahlgren, R. A. (1991). Weathering environmental and occurrence of imogolite/allophane in selected Andisols and Spodosols. Soil Sci. Soc. Am. J. 55, 1166-1171.

Ugolini, F. C. & Dahlgren, R. A. (2002). Soil development in volcanic ash. Glob. Environ. Res. 6, 69-81.

van Olphen, H. (1971). Amorphous clay materials. Science. 171, 90–91.



van Reeuwijk, L. P. (1992). Procedures for Soil analysis. International Soil Reference and Information Centre, Wageningen, pp. 7-12.

Wada, K. (1980). Mineralogical characteristics of Andisols. En: Theng, B. K. G. (Editor) Soils with variable charge. Soil Bureau, Del. Sci. Ind. Red., Lower Hutt, New Zealand, pp. 87-107.

Wada, K. (1989). Allophane and imogolite. En Dixon. J. B. y Weed, S. B. (eds.) Minerals in Soils Environments. Soil Science Society of America, Madison, pp. 1051-1081.

Walkley, A. & Black. I. A. (1934). An examination of Degtjareff method for determining soil organic matter and a proposed modification of the chromic acid titration method. Soil Sci. 37: 29-37.

Yimer, F., Ledin, S., Abdelkadir, A. (2006). Soil property variation in relation to topographic aspect and vegetation. Forest Ecology and Management, 232:90-99.

Zehetner, F & Miller, W. P. (2006). Soil Variations Along a Climatic Gradient in an Andean Agro-Ecosystem. Geoderma. 137, 126-134.

Zhang, M., Alva, A.K., Li, Y.C., Calvert, D.V. (1997). Fractionation of iron, manganese, aluminium and phosphorus in selected sandy soils under Citrus Production. Soil Science Society of American Journal 61(3), 794-801.



XI. Anexo

11.1 Matriz de correlaciones simples de Pearson

	Altitud	Al_humus	Fe_humus	Al_c	Fe_c	Al_alf	Feo
Altitud	1.0000						
Al_humus	-0.0282 0.7991	1.0000					
Fe_humus	-0.1358 0.2180	0.9520*	1.0000				
Al_c	-0.2106 0.0545	0.4375*	0.4028*	1.0000			
Fe_c	-0.4030* 0.0001	0.2230*	0.3322*	0.4490*	1.0000		
Al_alf	-0.3745* 0.0004	0.0038	-0.0102	0.6346*	0.4283*	1.0000	
Feo	-0.4966* 0.0000	0.3094*	0.4037*	0.6857*	0.6576*	0.7172*	1.0000
Sio	-0.4154* 0.0001	0.0038	0.0076	0.6890*	0.5112*	0.8881*	0.7914*
R1	-0.4017* 0.0002	0.3441*	0.3382*	0.7588*	0.5303*	0.9321*	0.8500*
R2	0.4093* 0.0001	0.4197*	0.3646*	-0.3397*	-0.3226*	-0.7429*	-0.5121*
Alófono	-0.3791* 0.0004	-0.0009	-0.0076	0.6818*	0.4889*	0.9573*	0.7793*
COs	-0.0589 0.5227	0.8309*	0.7890*	0.2427*	0.0679	-0.0730	0.2206*
pH	-0.6562* 0.0000	-0.1356	-0.0375	0.1933	0.5060*	0.3983*	0.3684*
pHNaF	-0.0406 0.6595	-0.1720	-0.1415	0.3478*	0.1237	0.4466*	0.4167*
Da	0.0143 0.9048	-0.5295*	-0.5924*	-0.2407	-0.2302	0.1630	-0.2643*
Humedad	0.3722* 0.0013	0.7565*	0.6498*	0.6137*	0.2689*	0.3085*	0.3591*

Anexo 1 (a). Correlaciones simples de Pearson entre las propiedades físicas y químicas evaluadas. El asterisco indica relaciones estadísticamente significativas. Al_c: aluminio cristalino; Fe_c: hierro cristalino; Al_alf: aluminio alofónico; Feo: oxihidróxidos de hierro; R1: $AlO + \frac{1}{2} FeO$; R2: Alp/AlO; Da: Densidad aparente; Humedad: porcentaje de humedad del suelo.





Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

	Sio	R1	R2	Alófano	COs	pH	pHNaF
Sio	1.0000						
R1	0.8583*	1.0000					
R2	-0.6731*	-0.5701*	1.0000				
Alófano	0.9773*	0.9093*	-0.7285*	1.0000			
COs	-0.0940	0.2185	0.4320*	-0.0884	1.0000		
pH	0.4969*	0.3493*	-0.5019*	0.4623*	-0.2566*	1.0000	
pHNaF	0.5822*	0.3865*	-0.4506*	0.5550*	-0.1029	0.2744*	1.0000
Da	0.1450	-0.0876	-0.3044*	0.1658	-0.3707*	0.0858	0.1661
Humedad	0.2296	0.5537*	0.2035	0.2740*	0.4886*	-0.1720	-0.1132

Anexo 1 (b). Correlaciones simples de Pearson entre las propiedades físicas y químicas evaluadas. El asterisco indica relaciones estadísticamente significativas. **Al_c**: aluminio cristalino; **Fe_c**: hierro cristalino; **Al_alf**: aluminio alofánico; **Feo**: oxihidróxidos de hierro; **R1**: $Al_0 + \frac{1}{2} Fe_0$; **R2**: Al_p / Al_0 ; **Da**: Densidad aparente; **Humedad**: porcentaje de humedad del suelo.

