



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
CIENCIAS ATMOSFÉRICAS, ESPACIALES Y PLANETARIAS

**EVALUACION DE LAS CONDICIONES DE SITIO EN UN
MEDIO EXTREMO: EL CASO DEL PICO DE ORIZABA
(CITLÁLTEPETL) CON UNA PERSPECTIVA DE
COLONIZACION DE MARTE**

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRÍA EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:
PAOLA MOLINA SEVILLA

TUTOR PRINCIPAL DE TESIS: DR. RAFAEL NAVARRO GONZÁLEZ
INSTITUTO DE CIENCIAS NUCLEARES

COMITÉ TUTOR: DR. JORGE E. GAMA CASTRO
INSTITUTO DE GEOLOGÍA
DR. HÉCTOR MANTEROLA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA



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.

JURADO ASIGNADO:

PRESIDENTE: PROFESOR: DRA. ALICIA NEGRÓN MENDOZA

VOCAL: PROFESOR: DR. SERGEY SEDOV

SECRETARIO: PROFESOR: DR. RAFAEL NAVARRO GONZÁLEZ

1ER. SUPLENTE: PROFESOR: DR. LUIS CRUZ KURI

2° SUPLENTE: PROFESOR: DR. CHRISTHOPHER MCKAY

SITIO DONDE SE DESARROLLÓ EL TEMA:

**LABORATORIO DE QUÍMICA DE PLASMAS Y ESTUDIOS PLANETARIOS,
INSTITUTO DE CIENCIAS NUCLEARES, UNAM.**

ASESOR DEL TEMA: _____

DR. RAFAEL NAVARRO GONZÁLEZ

SUSTENTANTE (S): _____

PAOLA MOLINA SEVILLA

El presente trabajo se desarrolló en el Laboratorio de Química de Plasmas y Estudios Planetarios del Instituto de Ciencias Nucleares de la Universidad Nacional Autónoma de México bajo la dirección del Dr. Rafael Navarro-González, con el apoyo de DGAPA-UNAM (proyecto IN109416), CONACYT (proyecto No. 220626), DGAPA-UNAM (proyecto PAPIIME: PE103609) y del Instituto de Ciencia Nucleares, UNAM. Así como en los laboratorios de Física de suelo y cuarto de experimentación de columnas, Laboratorio de Edafología experimental, Laboratorio de Química de suelos y el Taller de laminación, Laboratorio de Difracción de Rayos X del Instituto de Geología de la UNAM, y al Laboratorio de Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS), del Instituto de Geofísica donde se obtuvo las facilidades para la preparación y análisis de algunas propiedades. Así como el apoyo brindado por PhD. Christopher P. McKay de Space Science Division, NASA Ames Research Center, Moffett Field.

AGRADECIMIENTOS ACADÉMICOS

A la Universidad Nacional Autónoma de México, gracias a su carácter laico y gratuito pude acceder a un sistema educativo de calidad que me ha permitido formarme y desarrollarme como profesionista. La UNAM tan generosa puso a mi alcance todos los conocimientos y herramientas necesarias para desarrollar el presente proyecto.

Al posgrado en Ciencias de la Tierra de la UNAM, su programa de Maestría me permitió ampliar mi formación académica, gracias al alto nivel académico de su planta docente.

Al Dr. Rafael Navarro-González por la confianza y orientación que me brindo para desarrollar el tema de investigación, por animarme a sobrepasar los obstáculos que se fueron presentando durante el desarrollo del presente trabajo.

A la Dra. Alicia Negrón Mendoza, por sus valiosas recomendaciones para mejorar la presentación del trabajo final, por motivarme a concluir.

Al Dr. Luis Cruz Kuri, por su paciencia y sugerencias para enriquecer el presente trabajo.

Al Dr. Sergey Sedov, quien con paciencia me apoyó a corregir el escrito, sus valiosas reflexiones y sugerencias enriquecieron el escrito.

Al comité tutor: Dr. Héctor Durand Manterola, por sus cuestionamientos en cada evaluación, y en especial al Dr. Jorge E. Gama Castro (†), quien llenó muchos días de grandes reflexiones sobre el suelo, el mundo académico, siempre con una gran sonrisa y motivantes comentarios.

A la Dra Ernestina Vallejo-Gómez (†), Dra. Elizabeth Solleiro Rebolledo, Dr. Sergey Sedov, Dra. Teresa Pi Piug, M. en C. Kumiko Shimada Miyasaka, Biol. J. René Alcalá Martínez, Dra. Ofelia Morton Bermea, M. en C. Elizabeth Hernández Álvarez, M. en C. Jaime Díaz Ortega, al Sr. Eligio Jimenez (†), y Dr. Héctor Cabadas Báez para quienes guardo un profundo respeto y admiración; por su paciencia, sus invaluable consejos académicos y personales. Agradezco que hayan compartido sus conocimientos para que yo pudiera realizar los pretratamientos y análisis de las muestras utilizadas, durante el desarrollo del presente trabajo.

Al M. en C. José Guadalupe de la Rosa Canales por el tiempo otorgado para compartir el conocimiento de los equipos analíticos, por ser buen compañero de trabajo, gracias a su experiencia pude resolver dificultades técnicas.

DEDICATORIA

La presente Tesis va dedicada a todas aquellas personas que emprenden un camino de conocimiento, de trabajo arduo y de noches en vela. Doy gracias a cada una de las personas que me han apoyado en especial a quienes han dejado profundas enseñanzas.

A mis padres *Mónica Sevilla Olguín* (†), *Mateo Molina Silvestre*, porque sin ellos no hubiera existido, a mi hermano *Roberto* por enseñarme a no depender de nadie. Porque hemos tenido que sobreponernos a la ausencia de una madre y trabajar para reencontrarnos.

Al Dr. Rafael Navarro González, por enseñarme que cada día hay un nuevo desafío, que no debemos tener miedo a continuar, y sobre todo no perder nuestra capacidad de asombro. Como él dice debemos superarnos a nosotros mismos. Gracias por sembrar en mí la chispa de la curiosidad. Por darme la mejor oportunidad de mi vida, el conocer la ciencia, e ir desenmarañando la naturaleza y conocer los secretos que esconde, muchas gracias.

Al Dr. Jorge E. Gama Castro, por animarme en todo momento, por mostrarme que los suelos son sistemas dinámicos, vivos e interesantes para ser estudiados, por las tardes de mucha risa y reflexiones. Le agradezco que mi búsqueda la haya hecho suya, por acompañarme en este duro proceso de aprendizaje, por cada día lleno de retos y grandes sonrisas. A pesar de su ausencia dejo muchos ojos sobre mí para no claudicar. Siempre lo recordare con su máxima: "Si el modelo no se ajusta a la realidad, cambie la realidad". Gracias MAESTRO.

A mi familia a todos mis tíos y tías primos y primas, sobrinos y sobrinas, pero en especial a mi abuelita Luz y a mi tío Arturo (†) porque sin quererlo han sido mis grandes maestros en la vida.

A la familia Olloqui Pang quienes de manera desinteresada me ayudaron en los momentos más difíciles de mi vida, sin su amor y comprensión me hubiera perdido en el abandono y la oscuridad, en especial a ti Tsiu Lin que en todo momento ha estado a mi lado como mi gran amiga a la que le debo tanto, a cada uno de tus hermanos y en especial a tus padres. Gracias por todo su apoyo

A ti, Juan Carlos Sánchez que has sido una fuente de inspiración en tantos momentos, siempre sorprendiéndonos y pidiendo lo mejor de nosotros.

A Julio, Eréndira, Cruz, Mirna, Ezequiel, Minerva, Dulce, Alfredo, Tania, Saúl, Octavio, Omar, quienes no solo han sabido ser amigos sino una gran familia con una enorme diversidad de creencias y pensamientos, con los que he tenido un mil de aventuras quienes han sido mi inspiración, quienes han podido conocer la dicotomía de mi ser entre mi lado oscuro y mi lado luminoso. Gracias por acompañarme y ser mi fuerza.

A la vida por encontrar a estas maravillosas mujeres Verónica, Helen, Genoveva, Blanca, Carmen y Jimena quienes han hecho lo imposible por mostrarme que vale la pena vivir plenamente.

A mis amigos y compañeros de laboratorio, Pepe, Alfredo, Pavel, Edgar, Alexei, Nacho, Pablo, Laura, Xavier, Sebastián y Jafet. de quienes me nutro cada día, con sus preguntas y ocurrencias, quienes me contagian de entusiasmo por querer hacer buena ciencia. Sin ellos no habría movimiento.

A todos los que han hecho del Instituto de Ciencia Nucleares un segundo hogar, donde la única preocupación es realizarnos como profesionistas destacados.

“ La ciencia es un juego, pero un juego con la realidad, un juego con cuchillos afilados...si alguien corta con cuidado una imagen en mil trozos, puedes resolver el rompecabezas si vuelves a colocar las piezas en su sitio. En un juego científico, tu rival es El buen Señor. No sólo ha dispuesto el juego, sino también las reglas, aunque éstas no son del todo conocidas. Ha dejado la mitad para que tú las descubras o las determines. Un experimento es la espada templada que puedes empuñar con éxito contra los espíritus de la oscuridad, pero también puede derrotarte vergonzosamente. La incertidumbre radica en cuantas reglas ha creado el propio Dios de forma permanente y cuantas provocadas por tu inercia mental; la solución sólo se vuelve posible mediante la superación de su límite. Tal vez esto sea lo más apasionante del juego. Por qué en tal caso, luchas contra fronteras imaginarias entre Dios y Tú, una frontera que quizás no exista”.

Erwin Shödinger

“La importancia de la tesis puede ocasionar acciones o reacciones Karmáticas o Darmáticas. Todo empieza por una idea, un sentimiento genuino que desencadena situaciones inesperadas, venturosas, mágicas; una intimidad con la gente que apoya el proyecto y una estatura filosófica diferente con la gente que nos ataca. Debe ser un proceso iniciativo, un despertar de nuestros sentidos en totalidad, Porque pasamos de la potencia al acto consumado”

Estoico



Siempre pensando en ti

PRÓLOGO

Desde el punto de vista de la silvicultura, se denomina “Condiciones de Sitio” a la capacidad productiva de un bosque que a su vez suele denominarse “Calidad de Sitio”. Los diversos métodos y modelos que se han utilizado a lo largo de la historia para establecer la calidad de un sitio forestal han coadyuvado al desarrollo de otras áreas de investigación, como son la ecología, la ciencia de los suelos, y en la propuesta de esta tesis en el desarrollo de la Astrobiología, para la búsqueda de especies forestales que puedan colonizar al planeta Marte.

La tesis está organizada en 10 capítulos, en el capítulo 3 se hace una breve descripción de las condiciones ambientales de Marte actual, asimismo se describe la idea de transformar Marte a condiciones climáticas similares a la Tierra en un proceso denominado Terraformación, y la importancia que tiene la inserción de especies vegetales para el mantenimiento de una atmosfera respirable para el ser humano, también la importancia de proponer especies vegetales de alta montaña que resistan las condiciones ambientales de Marte *Terraformado*. En ese sentido el volcán Pico de Orizaba puede llegar a ser un buen modelo dado que el bosque llega a más de 4,000 msnm, donde las condiciones ambientales podrían considerarse extremas. En esta etapa de investigación se hará la descripción de las zonas donde está especie arbórea es dominante (condiciones de sitio) y los requerimientos mínimos que permiten el establecimiento del bosque a esa altitud.

En el área forestal, un *índice de calidad de sitio* puede determinar si el lugar de estudio sea apto para el establecimiento, crecimiento y desarrollo de un bosque. El factor que principalmente se utiliza es el índice de crecimiento de las especies de árboles que habitan el bosque. Se basa en la correlación que existe entre la altura de los árboles con respecto de su edad. Sin embargo, a pesar de ser este uno de los modelos más ampliamente usado y aceptado, en el bosque de alta montaña, ubicado en el volcán Citlaltepctl en México no se pueden seguir este criterio. Debido a que la

vegetación arbórea se ha establecido bajo condiciones ambientales que podemos denominar extremas, influyendo en la tasa de crecimiento. Por ello, en el capítulo 5 denominado “Estrategias de estudio”, se explica por qué utilizar las variables relacionadas con el desarrollo y fertilidad de los suelos del bosque (condiciones de estación), así como variables que puedan afectar el establecimiento, desarrollo y permanencia de la vegetación (condiciones bioclimáticas) para determinar la calidad de sitio. Debido a esto, es necesario hacer una buena descripción de los sitios de muestreo, siendo que en capítulo 4 se da la información detallada del área de estudio.

El presente trabajo pretende determinar las variables que influyen de manera preponderante en el establecimiento y permanencia del bosque en zonas alpinas y subalpinas en el volcán Citlaltépetl, y con ello proponer las condiciones que se deberán generar en Marte para que puedan establecerse especies forestales. Para poder abordar el problema se aportan nuevas estrategias en el estudio de condiciones de sitio, así como la utilización de diversas herramientas como los sistemas de información geográfica, análisis multivariado, análisis de micromorfología e índices de intemperismo de los suelos. Se espera que el presente trabajo sea precedente de estudios de ambientes análogos a Marte en sus diferentes etapas de *Terraformación*.

PROLOGUE

Experts know that site conditions refer to the productive capability of a forest. Throughout history, however, the wide range of methods and models used to establish the quality of a woodland site have contributed to the development of other fields of research such as ecology, soil science and, within this thesis, the development of Astrobiology in the search for woodland species able to colonize planet Mars.

This thesis is organized into ten chapters. Chapter three briefly describes the environmental conditions on Mars today, including the idea of transforming the climatic conditions on Mars to resemble those of Earth through a process called Terraforming. Additionally, the importance of introducing plant species to maintain an atmosphere that can be breathed by human beings highlights the consequential proposal of high mountain plant species for such an end. In this sense, Pico de Orizaba volcano may be an ideal model thanks to its forests at altitudes greater than 4 000 masl. For that altitude, in this stage of research we aim to determine the site conditions that allow forest establishment, as well as to describe dominant on-site arboreal species.

In woodland, a site quality index can determine whether the study area is apt for forest establishment, growth and development. The factor most predominantly utilized is the growth index of the tree species inhabiting the forest, which is based on the correlation between tree height and age. However, although this is one of the most widely used and accepted models, such criteria cannot apply to the high mountain forest of Pico de Orizaba volcano, Mexico, because the arboreal vegetation has been established under what can be deemed extreme conditions influencing the growth rate. Chapter 5, titled “Study Strategies”, explains the use of variables related to forest soil development and fertility (study site conditions), in addition to that of variables possible affecting vegetation establishment, development and permanence (bioclimatic

conditions) to determine site quality - hence the need for the thorough description of the sampling sites elaborately expounded in Chapter 4.

The aim of this work is to determine the variables that predominantly influence forest establishment and permanence in the alpine and subalpine areas of Pico de Orizaba volcano, utilizing them to propose the conditions that must be generated on Mars for the establishment of tree species. To this end, new strategies for the study of site conditions include the implementation of a number of tools, such as geographic information systems, multivariate analysis, micro morphological analysis, and soil weathering indices. It is hoped that the present work will be the predecessor of subsequent studies of environments that would be analogous to Mars at the various stages of terraformation.

ÍNDICE

Prólogo

RESUMEN

CAPÍTULO 1. INTRODUCCION	1
CAPÍTULO 2. OBJETIVOS	
2.1. Objetivo	4
2.2. Hipótesis	5
CAPÍTULO 3. MARCO TEÓRICO	
3.1. Astrobiología	6
3.1.1. Marte como objeto de estudio Astrobiológico	7
3.1.2. Marte primitivo	8
3.2. Búsqueda de vida en Marte	10
3.2.1. Vida en ambientes extremos	15
3.2.2. Ambientes Análogos a Marte	18
3.3 Marte Actual	
3.3.1. Condiciones ambientales	21
3.3.2. Atmosfera marciana	22
3.3.3. Paisaje Marciano	23
3.3.4. Sinopsis del geosistema marciano	24
3.3.5. Caracterización del suelo marciano.	26
3.4. Terraformación de Marte	28
3.4.1. Formación atmosférica de Marte <i>Terraformado</i>	30
3.4.2. Inserción de organismos en Marte <i>Terraformado</i>	36
3.5. Ambiente Montañoso	42
3.5.1. Factores limitantes en la distribución de los organismos vegetales	44
3.5.1.1. Línea de los árboles alpina	46
3.5.2. El Suelo	47
3.5.2.1. Suelo Forestal	49
3.6.1. Pino <i>Pinus hartewii</i> Lindl	54
3.6.1.1. Características	55
3.6.1.2. Hábitat y distribución	57
CAPÍTULO 4. ÁREA DE ESTUDIO	
4.1. Volcán Pico de Orizaba	61
4.2. Localización	62
4.3. Historia Eruptiva	63
4.4. Hidrología, Suelos y clima	65
4.5. Vegetación	67
CAPÍTULO 5. ESTRATEGIA DE ESTUDIO	70

5.1. El sitio	70
5.2. Evaluación de la calidad de Sitio	72
5.2.1. Clasificación de los Sitios	72
5.3. Esquema de trabajo para el estudio de la Calidad de sitio en el Pico de Orizaba	74

CAPÍTULO 6. MÉTODOS

6.1. Trabajo de Gabinete: Determinación de la zona geográfica de estudio.	77
6.2. Muestreo de campo	79
6.2.1. Colecta de muestras para análisis químicos y físicos	
6.2.2. Colecta de muestras para laminas delgadas (micromorfología)	
6.2.3. Colecta de muestras para determinación de la conductividad hidráulica y densidad aparente.	
6.3. Estudio químico sobre la materia orgánica	81
6.3.1. Determinación por análisis elemental (TOC)	
6.3.2. Determinación de la materia orgánica por la técnica de oxidación vía húmeda por permanganometría	83
6.3.3. Análisis por Pirolysis acoplada a cromatografía de gases y espectrometría de masas (PI-CG-MS).	84
6.4. Propiedades químicas	86
6.4.1. Determinación del pH.	86
6.4.2. Determinación de Vanadio y Molibdeno por Espectrometría de masa con acoplamiento inductivo (ICP-MS)	87
6.4.3. Contenido de bases Intercambiables (Na, K, Ca y Mg) y Capacidad de intercambio catiónico (CIC)	88
6.5. Índices de Alteración del Suelo (Hierro y Aluminio)	89
6.5.1 Relación de Fe oxalato y Fe ditionito (Feo/Fed)	91
6.5.2. Determinación de Aluminio y Silicio	94
6.5.3. Extracción de óxidos de Hierro por ditionito (Fed)	95
6.5.4. Extracción de óxidos de Hierro, Silicio y Aluminio por oxalato	97
6.5.5. Determinación de Fed, Feo, Alo y Sio mediante absorción atómica	98
6.6. Propiedades físicas	98
6.6.1.a. Determinación de la humedad del suelo usando un Reflectómetro del dominio del tiempo (TDR)	99
6.6.1.b. Humedad gravimétrica del suelo	100
6.6.2.a. Determinación de Densidad real	100
6.6.2.b. Determinación de Densidad aparente	101
6.6.3. Porosidad	102
6.6.4. Determinación del Análisis granulométrico de partículas	103
6.6.4.1. Fundamentos	104
6.6.4.a. Determinación textural por el método del hidrómetro (Bouyoucos)	106
6.6.4.b. Determinación de la clase Textural por el método de la pipeta (Robinson)	109
6.6.5. Conductividad hidráulica	110
6.7. Estudio de la Micromorfología en láminas delgadas	
6.7.1. Fundamentos	113
6.7.2. Preparación de la muestra	114
6.7.3. Descripción de la Micromorfología	115
6.8. Análisis estadístico multivariado por conglomerados (cluster)	
6.8.1. Modelos matemáticos aplicados al estudio del suelo	116
6.8.2. La muestra	119

6.8.3. Aplicación del análisis de conglomerados	119
CAPÍTULO 7.-RESULTADOS Y DISCUSIÓN	
7.1. Determinación de los puntos de muestreo	121
7.2. Descripción de las zonas de muestreo en la cara sur del volcán Pico de Orizaba	127
7.3. Variación de las propiedades físicas de los suelos	
7.3.1. Texturas y su relación con la permeabilidad de los suelos	141
7.3.2. Variación de la densidad y la porosidad en relación con la altitud	145
7.3.3. Variación de la humedad en el suelo respecto a la altitud	147
7.4. Análisis de los resultados de los parámetros químicos	
7.4.1. Vanadio y Molibdeno, cofactores en la Fijación Biológica del Nitrógeno	150
7.4.2. Determinación del pH y la disponibilidad de nutrientes	151
7.5. Análisis del estudio de la Materia Orgánica	
7.5.1. Determinación por análisis elemental	157
7.5.2. Determinación por permanganometría	159
7.5.3. Determinación por análisis de PI-CG-EM	161
7.6. Análisis micromorfológico de láminas delgadas	168
7.7 Determinación del intemperismo	179
7.8. Análisis estadístico multivariado para la determinación de factores que intervienen el crecimiento del bosque en la cara sur del Pico de Orizaba	182
7.9. Volcán Pico de Orizaba: análogo de Marte Terraformado	185
CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES	186
CAPÍTULO 9. PERPECTIVAS	191
GLOSARIO	193
REFERENCIAS	199
ANEXOS	213

RESUMEN

El bosque en el volcán Pico de Orizaba, encuentra su límite a 4 000 msnm, la especie dominante en esa altura es el *Pinus hartwegii* Lindl, quien encuentra condiciones extremadamente difíciles para su establecimiento. Los factores ambientales que se presentan a esa altura dentro del volcán podrían ser semejantes a Marte, cuando el clima sea transformado a uno similar al de la Tierra en un proceso llamado Terraformación. Por lo que esta especie de Pino podría ser utilizada como posible colonizador del planeta Rojo, para ello debemos entender los requerimientos de esta especie bajo esas condiciones. El objetivo del presente trabajo es caracterizar las zonas donde se establece el *Pinus hartwegii*, y determinar cómo varían las condiciones ambientales conforme se acercan al límite del bosque a mayor altitud (línea de los árboles), donde las condiciones se vuelven más severas; estudiando las variables que influyen en el desarrollo y fertilidad de los suelos del bosque (condiciones de estación), así como variables que puedan afectar el establecimiento, desarrollo y permanencia de la vegetación (condiciones bioclimáticas). Para ello se determina las propiedades químicas y físicas de los suelos, entre ellas densidad, pH, materia orgánica entre otras. Además, se hace uso de los sistemas de información geográfica para delimitar las zonas de interés y se propone el uso de análisis por *cluster* a fin de determinar el agrupamiento de las distintas variables estudiadas y su jerarquización.

De los resultados obtenidos por la micromorfología, en línea de los árboles dentro del bosque (4,068 msnm) se puede observar suelo bien desarrollado, observándose raíces de los árboles frescas asociadas a hifas, estructuras granulares en baja proporción, coprolitos asociado a mezofauna, la erosión es baja; mientras que en la misma zona pero fuera del bosque a 4095msnm, las raíces presentan mayor grado de degradación y no se observan asociaciones con micorrizas, los restos vegetales están en menor proporción, y hay un predominio de material mineral grueso. A 4,187 msnm, predominan los pastos, y se observan pinos aislado (zona por arriba de la línea de los árboles), de acuerdo al análisis micromofológico predomina el material

grueso poco intemperizado, escasos fragmentos de tejidos vegetales, no se observa nada de material fino. De hecho, la zona muestra un drenaje excesivo, un empobrecimiento de arcillas, el suelo no muestra estructura, por lo que se esperaría un empobrecimiento en los nutrientes, generando poca estabilidad del suelo y por tanto una baja actividad biológica. Sin embargo no es así, la presencia de vidrio y algunos otros minerales hace que la porosidad sea mayor, pero a nivel de microporos tales que permitan retener la humedad, siendo este sitio el de mayor porcentaje de humedad medido en campo, lo que a su vez propicia que la materia orgánica se acumule y retenga a los nutrientes, dando las condiciones para el establecimiento de los pinos, por lo que es necesario estudiar más a fondo esta zona pues podría ser utilizada como un análogo para la terraformación de Marte, así como la determinación de las condiciones límite para el establecimiento de la vegetación arbórea.

En cuanto a altitudes bajas, alrededor de 3,600 msnm, el bosque presenta influencia antrópica, pudiera ser producto del pastoreo, ya que en el análisis de imágenes se tiene conocimiento de zonas de cultivo por debajo de esa altura, mientras que entre los 3600 hacia el límite del bosque, las propiedades químicas y físicas en conjunto tienden a ver disminuida la fertilidad del suelo conforme ascendemos en el volcán. Es decir, la tendencia general es que los minerales como limos y arcilla van decreciendo, y es posible que los limos puedan estar influenciando el almacenamiento de material orgánico, y este a su vez la retención de nutrientes, dado que las concentraciones de arcilla son menores al 5%. Cabe señalar que no hay un comportamiento lineal respecto a la altitud de estas u otras de las propiedades que se estudiaron. De hecho, la muestra colectada a ~3,800 msnm muestra variaciones no acordes a la altura en que se localiza, debido a que se encuentra en una zona de aluvión.

Por otro lado, en los suelos por arriba de la línea de los árboles, los materiales minerales son gruesos con un gran predominio de gravas y cerca del 90% de arenas,

mostrando una mayor heterogeneidad que en las zonas más bajas. Donde el drenaje es excesivo y la porosidad está dirigida por los espacios creados entre el material grueso, lo cual propicia el lavado de los nutrientes generando condiciones mucho más adversas para el establecimiento de la vegetación y el reciclado del material orgánico, la presencia de vidrio volcánico con gran porosidad pudiera generar condiciones para el establecimiento de microorganismo.

El análisis de conglomerados ha quedado como una buena propuesta para este tipo de estudios, al realizar un análisis de casos pudo establecer cuatro categorías en las que pueden agruparse los sitios de muestreo: 1) zonas típicamente forestales que se encuentran por debajo de los 4,000 msnm, 2) zona de transición hacia los pastos alpinos; y 3) zona de pastizal alpino. La cuarta categoría corresponde a la muestra del aluvión que mostró diferencias significativas en todas las propiedades evaluadas. En cambio al realizar el análisis para entender cómo se agrupan y jerarquizan las variables el método no fue capaz de dar información coherente a lo observado, debido a las escalas numéricas. Pese a ello, podemos decir que existen por lo menos nueve factores que están influyendo en el establecimiento de la vegetación: temperatura del suelo, materia orgánica, bajo contenido de bases y arcillas, compactación, drenaje excesivo, deficiencia en la relación C/N, baja actividad biológica y estructura. Sin embargo, aún desconocemos cuál de estos factores sea el más importante.

SUMMARY

The tree line on Pico de Orizaba is found at 4 000 masl. The dominant species at that altitude is *Pinus Hartwegii Lindl*, which faces conditions that make its establishment extremely difficult. Environmental factors on the volcano at that altitude may be similar to those on Mars once the weather is changed to resemble that of Earth through a process called Terraformation. Due to the above, this pine species could serve as a possible colonizer of the Red Planet and we must understand its requirements under such conditions. The objective of this study is to characterize the areas in which the *Pinus Hartwegii* grows and to determine how environmental conditions vary according to the proximity of the edge of the forest at higher altitudes (the tree line), where conditions become more severe. This will be performed through the study of the variables that influence forest soil development and fertility (site conditions), as well as those that may affect vegetation establishment, development and permanence (bioclimatic conditions). The density, pH, organic matter and other physical and chemical properties of the soil are identified accordingly. In addition to this, geographic information systems are used to outline areas of interest and we propose the use of cluster analysis to determine the grouping and hierarchization of the variables under study.

The results obtained through micromorphology show well-developed soil along the tree line within the forest (4068 masl), fresh tree roots associated with hyphae, a low ratio of granular structures, and coprolites associated with mesofauna and little erosion, while within the same area but no longer in the forest (4095 masl) roots show a higher degree of deterioration, no association with mycorrhiza was observed, there is less plant matter, and gravel or sand abounds. Grasslands prevail, and isolated pine trees are observed at 4187 masl in the area above the tree line. According to micro morphological analysis, coarse unweathered material abounds, there are few fragments of plant tissue, and no fine matter is observed. In fact, the soil in the area shows excessive drainage, impoverishment in clayey matter, and no structure. Due to this, nutrient loss would be expected, causing low soil stability and low biological activity. However, this is not the case. The presence of glass and a number of other minerals elevate porosity, but at the micropore level allow the retainment of humidity. This site, with the greatest percentage of humidity measured in the field, causes organic matter to accumulate and retain nutrients, providing the necessary conditions for the establishment of pines. In light of this,

further study of the area is imperative because it could serve as an analogue of Mars terraformation and be used to determine threshold conditions for the establishment of arboreal vegetation.

Concerning low altitudes of roughly 3 600 masl, the forest exhibits anthropic influence that is thought to be the product of grazing, since image analysis shows crop areas below this altitude. From 3 600 masl to the edge of the forest, combined chemical and physical properties tend towards a loss in soil fertility as one ascends the volcano. In other words, the general tendency is for minerals such as limes and clays to gradually decrease, and the limes may be influencing the storage of organic matter and consequently that of nutrients since clay concentration is under 5%. It is worth noting that there is no linear behavior related to the altitude of these or any other of the properties under study. In fact, the sample taken at ~3800 masl shows variations that do not align with the altitude at which it was located; this is because it was found in an alluvial zone.

Mineral matter, on the other hand, is coarse in soils above the tree line, made up of gravel and nearly 90% sand, showing greater heterogeneity than the lower areas. Contrary to the excessive drainage and porosity directed by the spaces between coarse matter, which promote nutrient leaching and the generation of conditions much more adverse to the establishment of vegetation and the recycling of organic matter, the presence of highly porous volcanic glass may lead to conditions under which microorganisms can be established.

Conglomerate analysis has been proven positively for this type of study, since a case analysis recognized four categories into which sampling sites can be placed: 1) typically wooded areas lower than 4 000 masl; 2) a zone transitioning into alpine grassland; and 3) alpine grassland. The fourth category covers the alluvial sample, exhibiting significant differences in all evaluated properties. However, upon analysis to comprehend how variables are grouped and prioritized, the method was unable to provide information coherent with what was observed due to the numerical scales. In spite of this, we can affirm that there are at least nine factors that exert influence upon the establishment of vegetation: soil temperature, organic matter, low base and clayey content, compaction, excessive drainage, deficiency in the C/N ratio, little biological activity, and structure. Which of these factors is most important, remains unknown.

Capítulo 1

Introducción

La Tierra junto con Marte han tenido una historia evolutiva relativamente similar, las evidencias geológicas indican que entre 3.5 a 4 mil millones de años compartían características climáticas (Mckay, 1997), por lo que se cree, que el Planeta Rojo tuvo posibilidades de albergar vida. En la Actualidad, los estudios sobre Marte han tomado gran importancia, sobre todo en lo que se refiere a la carrera espacial, pues su objetivo, a pesar de que se muestra un paisaje desértico y sin vida, ha sido desarrollar técnicas que determinen la existencia de vida actual o vestigios de ésta. De no encontrarse tales rastros, se tiene contemplado desarrollar un proyecto denominado *Terraformación*, es decir, restablecer las condiciones de habitabilidad tal como las conocemos en la Tierra. Para ello se tendría que liberar gases de tipo invernadero calentando así al planeta, provocando que se descongele el agua que se encuentra en su interior, restableciéndose con esto el ciclo hidrológico (Mckay, 1997; Graham, 2004). Posteriormente, se deberá introducir cierto tipo de algas y microorganismos fotosintéticos que pueden sobrevivir en ambientes enriquecidos de CO₂, generando una atmósfera más densa y rica en oxígeno para poder introducir plantas y árboles que logren mantener un ambiente óptimo para los seres humanos (Mckay y Marinova, 2001). Por lo tanto, es importante entender el comportamiento de especies que puedan sobrevivir bajo las condiciones de Marte *terraformado*, sobre todo, árboles que puedan adaptarse al clima marciano, ya que generarán mecanismos de retroalimentación planta-suelo, y procesos de bioturbación (Lozano *et al.*, 2014; Castle *et al.*, 2016), que preparen los caminos para la utilización de prácticas agrícolas y por lo tanto el establecimiento a largo plazo de asentamientos humanos.

Se prevé que Marte *Terraformado* genere condiciones que permita el establecimiento del bosque boreal terrestre. Sin embargo, por la excentricidad de su órbita, la estacionalidad sería ligera, provocando con ello que las condiciones ambientales sean tan extremas como la de los bosques montanos, que crecen en las

elevaciones más altas en la Tierra, adaptados para crecer y reproducirse a presiones atmosféricas más bajas, niveles más altos de radiación y niveles de humedad más bajos que las especies de bosques a nivel del mar. Considerando lo anterior, las especies de árboles que podrían sobrevivir bajo estas condiciones serían los pertenecientes a la línea de árboles alpina de las zonas tropicales (Marinova, M. y McKay, 2001; Graham, 2004).

Un lugar que ha despertado gran interés para este estudio es el volcán Pico de Orizaba, localizado entre los estados de Puebla y Veracruz en México; que alberga uno de los bosques más altos del mundo (~4000 msnm), donde las condiciones extremas de baja temperatura, escasa humedad, gran radiación y una atmósfera delgada han permitido la vida y el establecimiento de nuevas plántulas como la especie *Pinus hartwegii*, que es la colonizadora a esta altura, por lo que podría ser considerada para colonizar Marte en su última etapa de *Terraformación*.

En suelos volcánicos jóvenes, como los del Pico de Orizaba, las limitantes para la productividad forestal son la capacidad de retención de agua y la reserva de nitrógeno (Peña-Ramírez, 2013). Se ha estudiado que los microorganismos involucrados en la fijación biológica de nitrógeno son susceptibles a las bajas concentraciones de oxígeno en la atmósfera. Es posible que, en el Pico de Orizaba el nitrógeno sea el elemento que determine la altitud a la que se establece la línea superior de árboles.

Con este estudio se pretende entender los factores y/o condiciones que permiten que la zona boscosa se establezca a más de 4,000 msnm, entender los mecanismos de sobrevivencia de los árboles y las condiciones que requieren para su establecimiento; y con ello, proponer zonas que podrían funcionar como análogas a Marte *terraformado*.

Este trabajo nos ayudará a determinar la fertilidad de los suelos, conocer los procesos de intemperismo que rigen a lo largo del gradiente altitudinal y los procesos

edáficos por medio de las propiedades microestructurales del suelo (micromorfología), abordándolo desde el concepto de condiciones de sitio en el que se evalúa la capacidad productiva de un bosque, estudiando diversos factores climáticos, topográficos, condiciones físicas, químicas, entre otros. Se utilizará un modelo de estadística multivariada denominado Análisis por conglomerados (cluster), para determinar cómo se agrupan los distintos factores y así explicar la relación que tienen entre sí. Estos resultados serían de utilidad para entender los mecanismos de formación del suelo y su relación intrínseca con la cobertura vegetal en el proceso de *Terraformación*, y los mínimos requerimientos ambientales para la introducción de especies vegetales como el *Pinus hartwegii* en Marte terraformado.

Capítulo 2

2.1 Objetivos

Determinar en qué condiciones edáficas se establece el *Pinus hartwegii* en el volcán Pico de Orizaba (Citlatepetl) dentro de un gradiente altitudinal, a fin de considerar esta especie como colonizadora de Marte en su última etapa de *Terraformación* y cuáles serían las condiciones mínimas que deberán alcanzarse para el establecimiento de dicha especie.

Objetivos específicos

1. Proponer indicadores de calidad de sitio que se utilizarán para evaluar la zona de bosque y por encima de la línea de los árboles, en la cara sur del Pico de Orizaba.
2. Establecer zonas de muestreo en la cara sur del Pico de Orizaba, mediante el uso de sistemas de información geográfica; con base en los parámetros establecidos para las condiciones de sitio y a lo largo del gradiente altitudinal.
3. Estudiar como varían las condiciones de sitio, como fertilidad del suelo, propiedades pedogénicas y procesos de intemperismo, a lo largo del gradiente altitudinal en la cara sur del Pico de Orizaba.
4. Identificar los procesos edáficos de los suelos en los límites del bosque y por arriba de la línea de los árboles, en la cara sur del Pico de Orizaba; por medio del análisis de láminas delgadas (micromorfología).
5. Determinar la relación de los parámetros que favorecen el establecimiento del bosque en la línea de los árboles y por encima de ella, en la cara sur del Pico de Orizaba; utilizando un análisis de estadística multivariada (*cluster*).
6. Determinar si existen áreas en la cara sur del Pico de Orizaba que puedan ser considerados, como sitios análogos de Marte *Terraformado*.

2.2 Hipótesis

El crecimiento y la supervivencia de los árboles están relacionado principalmente con la capacidad de retención de humedad y las reservas de nitrógeno por parte de suelos jóvenes de ceniza volcánica, como en el caso del Pico de Orizaba. En las zonas bajas con mayor humedad tendrá una mayor productividad y se verá reflejado en condiciones más óptimas para el establecimiento de la vegetación, mientras que a mayor altitud, la humedad decrece y las temperaturas bajan afectando los procesos de fijación de nitrógeno, que a su vez favorece la pérdida de material orgánico repercutiendo en la fertilidad del suelo, por lo que afectan el establecimiento de la vegetación arborea.

Capítulo 3

Marco Teórico

3.1 Astrobiología

La Astrobiología se define como el estudio de la vida en el universo, el cual comprende el origen, evolución, distribución, así como su destino (Chyba, y Hand, 2005; Des Marais *et al.*, 2008). Actualmente, no existe una definición precisa de la vida; sin embargo, el Dr. Gerald Joyce del instituto Scripps establece que *“la vida es un sistema autosustentable capaz de llevar a cabo evolución Darwiniana”* (Boenigk, Wodniok, Glucksman, 2015), definición que actualmente es empleada por NASA (National Aeronautic and Space Administration). Por lo anterior, vida extraterrestre, significaría buscar compuestos similares a los que rigen la bioquímica del carbono utilizando a la Tierra como único modelo; aunque en algún momento, podría ser una limitante (Mckay, 2004; Bernd, *et al.*, 1998; Chyba, y Hand, 2005). Implicaría detectar reservorios de agua en otros lugares del Universo, ya que la vida depende de ella en forma líquida, por ser el medio en el cual las moléculas puedan disolverse y llevar a cabo reacciones químicas.

El carácter interdisciplinario de la astrobiología requiere conocimientos de biología molecular, ecología, ciencias planetarias, tecnologías de exploración espacial y disciplinas afines para lograr una comprensión integral de los fenómenos biológicos, planetarios y cósmicos (Morrison, 2001; Des Marais *et al.*, 2008). La NASA y el NAI (*National Astrobiology Institute*) han trazado siete metas para guiar las investigaciones que ayuden al cumplimiento de sus objetivos (Des Marais *et al.*, 2008), se resumen a continuación:

1. Estudiar la naturaleza y distribución de ambientes habitables en el universo.
2. Determinar la historia de lugares que hayan tenido la presencia de agua líquida, así como químicos y fuentes de energía que hayan podido sostener sistemas vivos.
3. Dilucidar cómo surgió la vida de precursores cósmicos y planetarios.
4. Comprender cómo la vida en la Tierra y el ambiente planetario co-evolucionaron a través del tiempo geológico.
5. Comprender cómo la vida evolucionó y se diversificó en la Tierra, extrapolando este conocimiento a otros ambientes planetarios.
6. Explorar el potencial de sobre vivencia de la vida microbiana en ambientes más allá de los ambientes terrestres.
7. Determinación de bioseñales para reconocer a la vida en otros mundos y en los ambientes primitivos de la Tierra.

3.1.1 Marte como objeto de estudio Astrobiológico

En nuestro sistema solar, existen tres cuerpos celestes en los que se ha centrado el estudio sobre el origen de la vida, pues se piensa que son clave para dilucidar los mecanismos de evolución química, estos son: Marte, Titán-satélite de Saturno y Europa-satélite de Júpiter (Brack *et al.*, 2001). El interés astrobiológico hacia Marte es principalmente por su corta distancia respecto a la Tierra, siendo que desde la antigüedad, los astrónomos griegos centraron sus observaciones en él (Molina-Sevilla, 2006). Actualmente es el objetivo principal de estudio para la búsqueda de vida fuera de la Tierra, debido a que ambos, en su época temprana de formación, entre los 3.5-4.0 mil millones de años, contaban con una atmósfera densa y tibia, en especial con lo que respecta a la existencia de agua (Mckay, 1997; Fasset y Head, 2011). Se considera que Marte tuvo las condiciones para que se originara la vida y la posibilidad de albergarla, a pesar que en la actualidad muestra un paisaje desértico y aparentemente sin vida (Jakosky, 1998; Fasset, y Head, 2011). Se cree que la actividad del agua perduró hasta épocas más recientes, aunque aún se desconocen las causas de su pérdida (Jakosky, 1998).

3.1.2 Marte Primitivo

Las evidencias geológicas indican que entre 3.5-4.0 mil millones de años, el ambiente en la Tierra y en Marte era muy similar, con gran actividad volcánica, una atmósfera más densa, tibia y con presencia de agua líquida (Mckay, 1997). Con base en datos geológicos, se ha calculado que la formación de la Tierra ocurrió alrededor de los 4.5 mil millones de años, cuando la corteza se enfrió permitió la existencia de agua líquida (Mckay, 1997). Los registros de estromatolitos fósiles y microfósiles indican que la vida en la Tierra ya estaba presente hace 3.5 mil millones de años. Incluso, se contempla que cianobacterias llevaban a cabo fotosíntesis oxigénica desde ese tiempo. Ha sido difícil el esclarecimiento de dichos eventos, pues las rocas más antiguas de origen sedimentario datan de hace 3.8 mil millones de años, por lo que se especula se originó la vida en la Tierra, y por analogía, también en Marte (véase Figura 3.1, McKay, 1997). Sin embargo, Marte evolucionó de forma distinta, presentando hoy día un ambiente hostil para la vida como la conocemos.

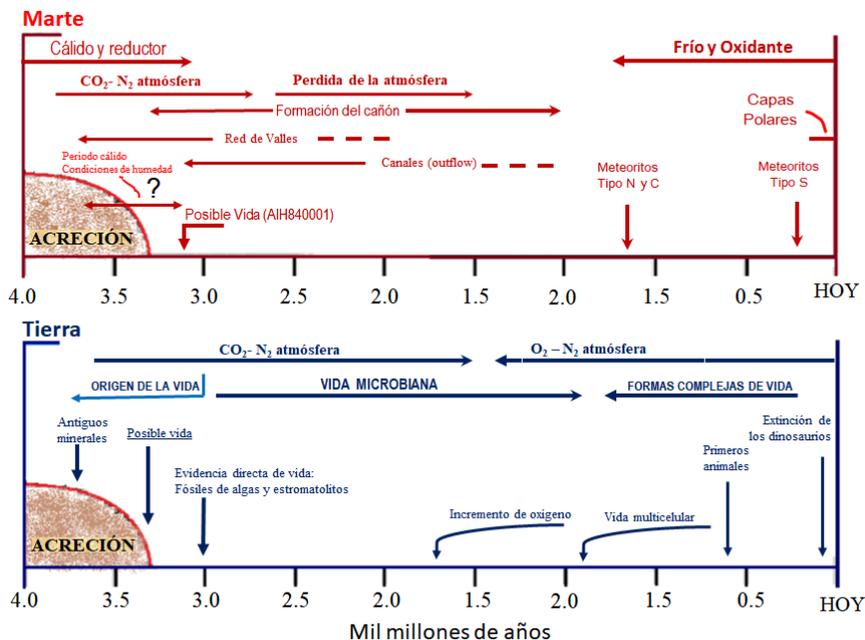


Figura 3.1 Cuadro cronológico de la formación de Marte y la Tierra. Se marca el tiempo geológico y el periodo en el que ambos tuvieron condiciones viables necesarias para sustentar vida (Mckay, 1997).

La relación entre la evolución planetaria y la aparición de la vida es una tarea interdisciplinaria que requiere una fuerte interacción entre elementos geofísicos y biológicos. El estudio de la vida temprana en Marte está enraizado en el entendimiento geofísico y su historia pasada. Por lo tanto, las teorías de la evolución biológica o química deben basarse en una comprensión geofísica de la historia del ambiente marciano (Mckay y Stoker, 1989). Se ha tratado de estudiar la historia geológica de Marte a través de los principales procesos geológicos primarios que ocurrieron, como vulcanismo y craterización, así como la velocidad de la erosión, sedimentación e intemperismo en función del tiempo (Gargaud, *et al.*, 2011; Carr, y Head III, 2009). Basados en el modelo de craterización se ha propuesto la existencia de tres épocas geológicas (Figura 3.2)

- **Noachiano:** Nombrado así por la región de *Noachis Terra*; se caracteriza por tener numerosos cráteres de impactos que sobrevivieron a la erosión y pertenecen a la época del gran bombardeo tardío. En la época temprana, debido al vulcanismo acompañado del degasamiento de volátiles, como agua y azufre, se ha propuesto la existencia de una atmósfera más densa y la presencia de agua líquida, generando las condiciones necesarias para el surgimiento de la vida. Se estima que Marte primitivo tuvo un campo magnético, que fue destruido y dejó anomalías magnéticas alrededor de las cuencas de impacto: *Hellas*, *Utopia*, *Argyre* e *Isidis*. Este periodo se estima entre los 4.1 a 3.7 mil millones de años (Mckay y Stoker, 1989; Carr y Head III, 2010). Actualmente la misión *Mars Science Laboratory*, mejor conocida como “*Curiosity*” ha determinado, en la Bahía de Yellowknife, la presencia de arcillas y sulfato de calcio que sugieren un ambiente lacustre (Grotzinger *et al.*, 2013).
- **Hesperiano:** Nombrado así por la región *Hesperia Planum* (*Hesperia*: "Occidente"). Los cráteres de impacto se caracterizan por ser pequeños, mejor preservados y con texturas de eyección. La densidad de cráteres sugiere que el período se extiende desde el final de 3.7 mil millones de años hasta aproximadamente los 3.55 -1.8 mil millones de años, lo cual coincide con el Arqueano temprano en la Tierra. En este periodo, el vulcanismo genera extensas llanuras de lava y canales que encauzaban lagos o mares. La disminución en la tasa de erosión y acumulación de sulfatos, sugiere condiciones favorables para la erosión acuosa (Carr y Head III, 2010).
- **Amazoniano:** Nombrado así por la región *Amazonis Planitia*. Comprende dos tercios de la historia de Marte, aproximadamente desde 3.0 mil millones de años hasta el presente. A pesar de lo extenso de este período, los cambios geomorfológicos como cráteres de impacto,

tectonismo y vulcanismo son modestos; las tasas de erosión y meteorización son extremadamente bajas. El paisaje se modificó, caracterizándose por la presencia y acumulación de hielo de agua, el cual, pudo haber cubierto gran parte de la superficie en latitudes medias y altas, incluyendo los trópicos; actualmente, el hielo es inestable en la superficie de estos últimos, debido a las temperaturas diurnas (Carr y Head III, 2010). La misión *Phoenix Lander* confirmó que debajo de la superficie hay gran acumulación de hielo de agua (Smith, 2009).

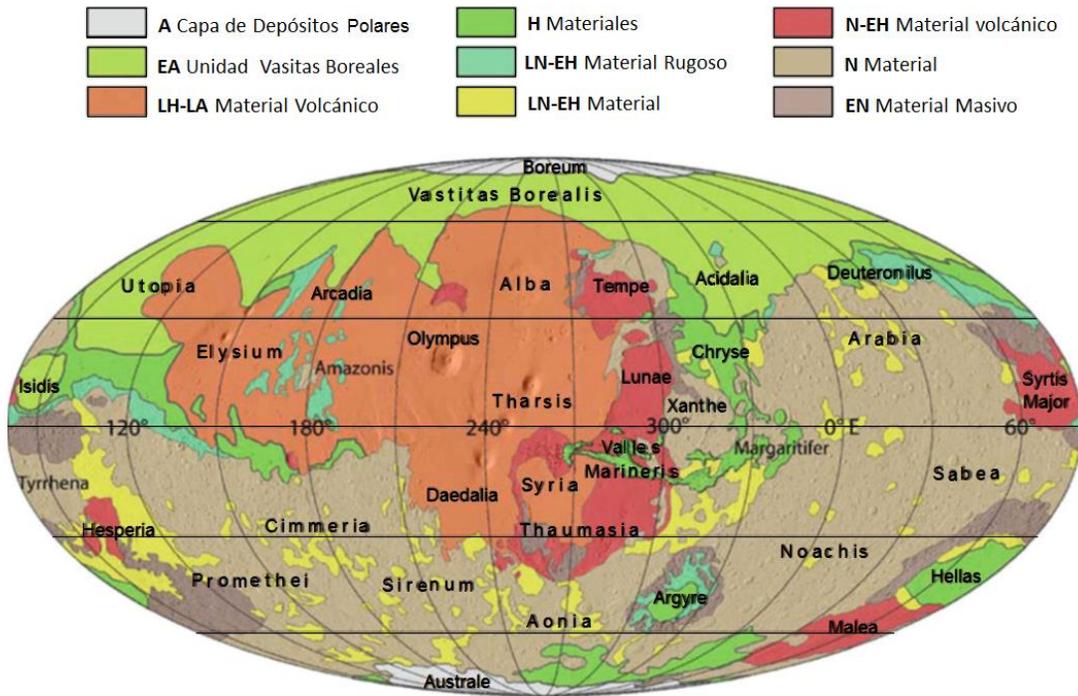


Figura 3.2. Mapa simplificado de la geología de Marte, se muestran aspectos fisiográficos, donde las abreviaciones por eras geológicas son N: Noachiano, H: Hesperiano; A, Amazoniano; por sus siglas en inglés E, temprano; L, tardío. (Modificada de Gargaud, *et al.*, 2011).

3.2. Búsqueda de Vida en Marte

Después de los experimentos de Miller en 1952, se consideró que el origen de la vida surgió mediante procesos de “evolución química”, en los cuales moléculas simples son transformadas a moléculas más complejas bajo la influencia de varias fuentes de energía (Klein, 1979). El primer objeto para determinar estos procesos fue Marte, en cuya superficie se buscaba detectar actividad metabólica, mediante el uso

de técnicas de cromatografía de gases y espectrometría de masas, debido a su alta sensibilidad y por ser capaz de identificar una gran gama de compuestos orgánicos. (Biemann, 1974). La única misión espacial diseñada con el objetivo de buscar vida fuera de la Tierra, a la fecha, ha sido la misión Vikingo (1968). Creada por iniciativa de un grupo de biólogos autodenominados “*exobiólogos*”, quienes se negaban a creer que Marte fuera un planeta estéril (Levinthal *et al.*, 1977). La estrategia para detectar sistemas vivos fue diseñar una serie de experimentos que dieran indicios de actividad metabólica, por cuestiones de costo y peso se seleccionaron tres experimentos, cada uno basado en suposiciones sobre la naturaleza de la biología marciana (Klein, 1979).

- Experimento de Intercambio de Gases (GEx): Diseñado para determinar si la vida marciana podría metabolizar e intercambiar productos gaseosos en presencia de vapor de agua y una solución acuosa con nutrientes (Oyama, 1972; Oyama y Berdal, 1977). El suelo era incubado en condiciones de sequedad, humedad y mojado; los gases fueron analizados por un cromatógrafo de gases, cuyo detector podía medir H₂, Ne, N₂, O₂, CO, NO, CH₄, Kr, CO₂, N₂O y H₂S (Kleint *et al.*, 1976).
- Experimento de liberación Pirolítica (PR): Diseñado para medir la fijación del dióxido de carbono radioactivo (¹⁴CO₂), en la fase luminosa y oscura; en condiciones de temperatura, presión, y composición atmosférica propias de Marte. Basado en la suposición de que la vida marciana tendría la capacidad de incorporar dióxido o monóxido de carbono en presencia de luz solar, tal como ocurre en la fotosíntesis de las plantas (Hubard *et al.*, 1970).
- Experimento de Liberación de Gases Marcados (LR): Con éste, se detectaría la presencia de vida heterótrofa al liberar ¹⁴CO₂, después de haber incorporado material orgánico radioactivo en una solución de nutrientes con centros de carbono quiral y aquiral (ácido fórmico, ácido glicólico, glicina, D- y L- alanina y ácido D- y L- láctico) (Levin y Straat, 1977). El experimento de liberación de gases marcados (LR, por sus siglas en inglés) al igual que el experimento GEx se llevaron a cabo mediante un sistema cíclico en el cual la muestra de suelo inicial se mantenía, mientras los gases y los nutrientes se renovarían en cada ciclo de incubación. Si la reacción fuese química o física ésta se reduciría o eliminaría conforme se llevarán a cabo los ciclos de incubación; mientras que, si la reactividad que se presentase era por sistemas biológicos, ésta persistiría e iría en aumento (Oyama y Berdal, 1977).

Para la búsqueda de vida, se enviaron dos naves espaciales idénticas denominadas VL1 y VL2 (*Viking Lander* por sus siglas en inglés), constituidas por un módulo de descenso y un módulo orbitador (satélite). Los módulos de descenso se posarían en las zonas denominadas “*Chryse Planitia*”(VL1) y “*Utopia Planitia*” (VL2), provistos por cámaras fotográficas para determinar la morfología, textura, color y evidenciar la existencia de formas de vida macroscópica (Levinthal *et al.*, 1977); equipos de fluorescencia de rayos X con los cuales se realizaría un mapeo topográfico (Binder *et al.*,1977; Mutch *et al.*,1977), así como determinaciones geoquímicas, un sismógrafo y otros equipos para determinar propiedades físicas del planeta (Soffen, 1977). También un equipo que podía determinar los componentes orgánicos depositados en la superficie del planeta por medio de la técnica acoplada de análisis pirólisis–cromatografía de gases espectrometría de masas (PI-CG-EM) (Clinton y Neuman, 1984), técnica que permite identificar estructuras, pureza y estabilidad térmica de materiales sólidos, sin tratamientos adicionales (Deum-Siftar, 1967), y que demostró diferenciar moléculas orgánicas de origen biológico, fósil o materia orgánica proveniente de meteoritos (Simmonds *et al.*, 1969).

Los tres experimentos biológicos dieron evidencia de actividad, siendo que el experimento de PR dio resultados consistentes con la producción de orgánicos provenientes del CO₂, aunque no hubo repetitividad. En el experimento GEx, el suelo liberó O₂ después de ser humidificado, en cantidades de 70 a 770 nmol/cm³ (Oyama y Berdahl, 1979; Oyama *et al.*, 1977). Para probar si esta respuesta era debido a la actividad microbiana, la muestra se calentó a 145°C por 3.5 horas, lo que redujo la liberación de O₂ cerca del 50%, generando una liberación lenta de CO₂ cuando los nutrientes fueron adicionados al suelo. En el experimento del LR se observó una liberación rápida, seguida de una liberación lenta y prolongada de ¹⁴CO₂ proveniente de la solución de nutrientes marcados isotópicamente; para corroborar la actividad biológica, se calentó la muestra a 160°C por 3 horas, el efecto fue completamente eliminado.

De los resultados de la misión Vikingo, lo más sorprendente de los análisis del suelo marciano, fue la ausencia total de carbono orgánico en ambos sitios de descenso por medio de la técnica PI-CG-EM. Las muestras tomadas de la superficie hasta 10 cm por debajo de ella, se calentaron a 350°C y 500°C lo que provocó la liberación de dióxido de carbono y agua, pero ningún otro compuesto orgánico (Biemann *et al.*, 1976). Una preocupación fue si el instrumento de PI-CG-EM operó correctamente, pues los experimentos biológicos ya habían dado respuestas positivas de actividad biológica. Afortunadamente, existía información experimental que demostró sin lugar a dudas la correcta operación del instrumento. Trazas de solventes orgánicos (los cuales fueron utilizados para la limpieza de los módulos de aterrizaje) fueron detectados en la línea base de los cromatogramas, tales como el clorometano (CH₃Cl) y diclorometano (CH₂Cl₂) (Biemann *et al.*, 1977). Aunque no hubiera vida se esperaba la presencia de componentes orgánicos en la superficie marciana debido a la caída de meteoritos y polvo interplanetario, calculado en 10⁵ kg año⁻¹ de compuestos orgánicos (Flynn *et al.*, 2000). Esta ausencia de orgánicos sugeriría que están siendo destruidos en la superficie y que la superficie de Marte es altamente reactiva.

Basado en el comportamiento de los experimentos GEx y LR, se sugirió la existencia de tres oxidantes en la superficie de Marte (Zent y Mckay, 1994; McKay *et al.*, 1998), es decir, la existencia de un fuerte oxidante, térmicamente estable, capaz de romper las moléculas del agua para dar hidrógeno (H₂) y oxígeno molecular (O₂) para el experimento GEx (Yen *et al.*, 2000). Un segundo oxidante fuerte, pero térmicamente inestable, para poder explicar los resultados del experimento LR (Zent y Mckay, 1994). Por último, se requiere la presencia de un oxidante débil, como el Fe₂O₃ (Banin y Margulies, 1983), para explicar la lenta oxidación que sufrieron los nutrientes radioactivos y la liberación de CO₂, en el experimento de liberación de gases marcados (Zent y Mckay, 1994). Oro y Holzer (1979) determinaron que la frecuencia de destrucción para balancear el ingreso de material orgánico sería de aproximadamente 7 x 10⁻¹¹ g cm⁻² año⁻¹ y podría ser explicada en parte por la excesiva radiación UV; sin embargo, en 1998 McKay y colaboradores propusieron los peróxidos de KO₂, ZnO₂, y

CaO₂ como posibles oxidantes, e incluso, al H₂O₂. Este último puede producirse en la atmósfera por reacciones fotoquímicas a una tasa de 2×10^9 moléculas cm⁻² s⁻¹, y podría explicar los resultados del experimento LR (Bada *et al.*, 2008; Yen *et al.*, 2000).

En 2003, Navarro-González y colaboradores replicaron varios de los experimentos realizados por la misión Vikingo. Utilizando suelos del desierto de Atacama, descubrieron que la técnica de PI-CG-EM estaba limitada por las temperaturas máximas de calentamiento que se utilizaron para dichos análisis, lo que reavivó el interés por determinar los componentes del regolito marciano. Así, la misión Phoenix determinó que el oxidante que generó los resultados positivos de las pruebas biológicas de la misión Vikingo, fue el ion perclorato (ClO₄⁻), un fuerte oxidante. El módulo aterrizó en marzo de 2008 en la región denominada Green Valley, cerca del polo norte marciano. Esta misión constaba de un instrumento llamado Laboratorio de Química Húmeda (WCL, por sus siglas en inglés), con una serie de electrodos selectivos para aniones y cationes, entre ellos se incluyó un electrodo de ion selectivo tipo Hofmeister para la detección de nitratos (NO₃⁻), el cual detectó cloro en forma de perclorato a una concentración aproximada de 0.5%, y posteriormente se confirmó por medio del equipo TEGA (horno de alta temperatura acoplado a un espectrómetro de masas), al mostrar una liberación de O₂ en un intervalo de temperatura de 325 a 625°C, el cual es característico de esta especie química (Grotzinger, 2012). Asimismo, Navarro-González y colaboradores (2010) determinaron que la presencia de percloratos limita la detección del material orgánico presente en la superficie por métodos térmicos, y que es necesario incorporar métodos analíticos que eviten la oxidación de los compuestos presentes en la superficie marciana, o bien, proponer técnicas de análisis *in situ* para detección de la vida, teniendo en cuenta que los módulos de descenso de la misión Vikingo (PI-CG-MS) sí detectaron la presencia de compuestos orgánicos en el suelo, abriendo nuevamente la posibilidad de detectar rastros de vida.

Actualmente, la búsqueda de vida en Marte se está centrando en zonas de depósitos sedimentarios, debajo de la superficie oxidada, donde podría localizarse vestigios de vida pasada o presente; incluso, se ha llegado a especular, que habrían las condiciones necesarias de hábitats subterráneos con una diversidad de microorganismos a los que denominamos extremos (Valdivia-Silva, 2009).

3.2.1 Vida en ambientes extremos

En los años 60, el profesor Thomas Brock, de la Universidad de Wisconsin-Madison, aisló y describió al primer organismo que crece a temperaturas superiores a los 70°C, que denominó *Thermus aquaticus*, del Parque Nacional de Yellowstone, Estados Unidos (Gargaud *et al.*, 2011). En las últimas décadas, se ha observado que donde hay agua líquida en la Tierra, prácticamente, sin importar las condiciones físicas de presión y temperatura, hay vida. (Rothschild y Mancinelli, 2001). De hecho, se ha denominado como un “ambiente extremo” aquel hábitat cuyas condiciones ambientales son totalmente adversas para el desarrollo de los seres humanos, como ejemplo pH de 2 a 11, temperaturas de -20°C ó 113°C, alta saturación de sales, alta radiación ultravioleta, presiones de 200 bar, entre otras (Gargaud *et al.*, 2011). Sin embargo, estos ambientes sirven como nicho de refugio a microorganismos que reciben el nombre de “extremófilos”. También se ha observado que algunos microorganismos sobreviven en el ambiente espacial y se ha llegado a modelar sobre la posibilidad de transferencia de vida entre los cuerpos celestes, lo que sugiere que la vida podría ser más común de lo que se pensaba anteriormente (Rothschild y Mancinelli, 2001).

Dependiendo de las condiciones fisicoquímicas que caracterizan a los ambientes extremos, estos pueden ser clasificados como:

- Ambientes de Temperatura Extrema. Existen dos tipos de ecosistemas en esta categoría, los extremadamente fríos con temperaturas menores a los 5°C, los cuales pueden localizarse en el océano profundo, en los picos de las altas montañas y en las regiones polares, cuyos habitantes (microorganismos) son conocidos como psicrófilos, un ejemplo es el lago Vostok a -20°C. Por otro lado, los extremadamente calientes, que se caracterizan por tener temperaturas superiores a los 45°C, son ambientes fuertemente influenciados por actividad geotérmica como géiseres, fumarolas de áreas volcánicas tanto continentales como oceánicas; los organismos que se desarrollan en estos ambientes se denominan termófilos, se ha observado que algunos microorganismos pueden vivir a temperaturas superiores a los 80°C (Gargaud *et al.*, 2011).
- Ambientes de pH extremo. De acuerdo al nivel de pH, estos ambientes pueden clasificarse como ácidos o alcalinos. Un ambiente ácido extremo debe tener un pH por debajo de 5, y un alcalino deberá tener un pH por arriba de 9; los organismos que viven en estas condiciones reciben el nombre de acidófilos y alcalófilos respectivamente (Gargaud *et al.*, 2011).
- Ambientes de Extrema Fuerza Iónica. Se conoce así a los ambientes hipersalinos, cuya concentración de iones es igual o mayor al agua de mar $\geq 3.5\%$. Ejemplos de estos sitios son el mar Muerto en Israel, las salinas de Santa Pola en España, entre otros. Los organismos que pueden crecer en estos hábitats se conocen como halófilos (Gargaud *et al.*, 2011).
- Ambientes de Presión Extrema. Estos sitios se encuentran a profundidades de 200 m o más en ambientes acuáticos o terrestres; los organismos capaces de vivir en estas condiciones pueden clasificarse como barotolerantes (pueden tolerar las altas presiones) o barófilos quienes dependen de la presión para crecer (Gargaud *et al.*, 2011).
- Ambientes de Alta Radiación. Son aquellos hábitats que están expuestos a dosis de radiación anormalmente alta, se considera principalmente la radiación de luz ultravioleta. Estos sitios pueden ser los desiertos, la alta montaña o la superficie de la estación espacial internacional (Gargaud *et al.*, 2011).
- Ambientes Xéricos. Son hábitats extremadamente secos, donde la disponibilidad de agua es limitada como en los desiertos fríos y calientes (Gargaud *et al.*, 2011).

- Ambientes oligotróficos. Son ambientes que ofrecen bajos niveles de nutrientes para mantener la vida, como los sedimentos oceánicos profundos, el hielo o el subsuelo profundo (Gargaud *et al.*, 2011).

En algún momento se consideró que la temperatura era la mayor barrera física para la vida en la Tierra; sin embargo, existen otras limitantes físicas y químicas que deberían ser ampliamente estudiadas para esclarecer los mecanismos asociados con la restricción de la vida y su actividad. En años recientes, los estudios microbiológicos se han enfocado en ambientes extremos, con la finalidad de expandir nuestro entendimiento sobre la naturaleza y los límites de la vida (Gargaud *et al.*, 2011B). Aprender acerca de los entornos en la Tierra que son habitables por los microorganismos y las adaptaciones que estos poseen, ha llevado a considerar una mayor diversidad de entornos similares, pasados o presentes, en el sistema solar donde la vida podría existir. Además, la comprensión sobre la formación y preservación de bioseñales microbianas ayudará a idear estrategias de búsqueda para la vida más allá de la Tierra. Por lo tanto, los sitios análogos terrestres son un componente esencial para la exploración planetaria y la astrobiología, ya que el enfoque de las misiones está evolucionando desde el mapeo global hasta análisis más detallados a nivel microscópico (Gargaud *et al.*, 2011B). Parece razonable argumentar que, bajo estas circunstancias, la vida podría haberse originado en el Marte primitivo o haber sido traída a la Tierra a través de meteoritos (o viceversa). El clima marciano cambió a través del tiempo, y la pregunta que surge es ¿qué sucedió con la vida en Marte primitivo, si alguna vez existió? Existen al menos dos hipótesis de lo que pudo ocurrir: 1) Se albergó en el subsuelo, donde se generarían ecosistemas microbianos asociados a hidrotermalismo (Boston *et al.*, 1992), ó 2) Se adaptó a zonas cercanas al permafrost para la obtención de agua líquida (Bebout *et al.*, 2004; Kral *et al.*, 1998).

3.2.2. Ambientes Análogos a Marte

Los instrumentos que llevó la misión espacial Vikingo, fueron probados en localidades terrestres que pudieran ser ambientes análogos a Marte (Horowitz *et al.*, 1969; Simmond *et al.*, 1969). Entendiéndose como un análogo marciano a un sitio en la Tierra cuyas condiciones ambientales, características geológicas, atributos biológicos o una combinación de éstas, se aproxime en alguna forma a aquellas esperadas u observadas en Marte. En la Tierra, el primer análogo fue los Valles Secos de la Antártica (Uydess y Vishniac, 1976), considerado un desierto polar, que ha permanecido inalterado por miles de años. La precipitación y la temperatura son tan bajas que la nieve sublima al calentarse, es decir, el agua líquida no está disponible. La temperatura media es de aproximadamente -60°C y en verano alcanza los 24°C (Murray *et al.*, 1981).

En el verano se forman lagos y depósitos salinos, debido a escurrimientos por la fundición del hielo, confinándose en los valles, a través de largos periodos de tiempo por la ausencia de lixiviación y actividad biológica (Claridge y Campbell, 1968), van generando una morfología muy característica (Murray *et al.*, 1981). Los Valles secos de la Antártica, han ayudado a entender ciertos procesos de erosión que se llevan a cabo en la superficie de Marte debido a la alta velocidad de los vientos. Otras similitudes, están dadas por el bajo campo magnético debido a su altitud, propiciando que los rayos ultravioletas del sol, disocie en átomos de O_2 e H_2 el vapor de agua, en la que participa el ozono (O_3), por la delgada atmósfera (Uydess y Vishniac, 1976; Murray *et al.*, 1981).

Después de los controvertidos resultados de la misión Vikingo, se recolectaron muestras en la Antártica, las cuales fueron analizadas por PI-CG-EM bajo las mismas condiciones utilizadas en la misión Vikingo, detectándose una variedad de compuestos orgánicos; se hicieron determinaciones microbiológicas, detectándose pequeñas

cantidades de bacterias ($\sim 6 \times 10^3$ microorganismos/g) y de algas. De estos experimentos se infirió que en los suelos de Marte debía existir algún polímero que no se degrada térmicamente a 500°C , y/o los microorganismos existen a una mayor profundidad protegidos de la radiación UV, o bien, el material orgánico se encuentra por debajo de los límites de detección del equipo utilizado (Murray *et al.*, 1981; Uydess y Vishniac, 1976; Biemann y Lavoie, 1979). En la década de los 70, los Valles secos al sur de Victoria en la Antártica fue el mejor análogo de Marte, pero debido a su alto contenido de material orgánico, los científicos se vieron en la necesidad de encontrar zonas con rasgos lo más similar al ambiente marciano, para diseñar nuevas metodologías con la intención de buscar vida fuera de la Tierra, y contribuir al desarrollo de los siguientes objetivos (Farr, 2004):

- Determinar los procesos geológicos que han creado y modificado a Marte
- Detectar vida o sus vestigios
- Determinar el clima presente, pasado y los procesos dinámicos que los provocan
- Preparar la exploración humana

Con el fin de probar la instrumentación que se llevará en futuras misiones, y mejorar la posibilidad de éxito, los análisis experimentales de suelos terrestres similares a los del planeta Rojo se han vuelto fundamentales, ya que proporciona una vista previa al entorno físico, así como predecir los materiales que pudieran encontrarse (Marlow, 2008). Hay que considerar, que existen procesos en la superficie de Marte para los cuales no hay ninguna analogía con los que se presentan en la Tierra (Murray *et al.*, 1981). No todos los análogos actuales son apropiados para todas las pruebas que se realizan para preparar una misión. De acuerdo a las propiedades marcianas que mejor reproducen, los análogos pueden ser clasificados (Marlow, 2008):

- Análogos químicos: Son suelos terrestres que deben presentar una mayor similitud al regolito marciano en términos de sus propiedades químicas, como lo son: la constante dieléctrica, potencial redox, pH, composición elemental y composición mineralógica. Estos análogos, se utilizan para probar y calibrar instrumentos científicos, así como, para interpretar las condiciones de formación del suelo marciano (Marlow, 2008).

- Análogos mecánicos: Suelos que presentan las mismas propiedades mecánicas que el suelo marciano tales como: fuerza de cohesión, ángulo interno de fricción, entre otras. Estos materiales son útiles para el desarrollo de robots, sistemas de desplazamiento (llantas) y sistemas de amortizaje (Marlow, 2008).
- Análogos físicos: Suelos que presentan propiedades físicas similares como tamaño, distribución y forma de partículas, densidad, porosidad, contenido de agua y propiedades termofísicas como el albedo y la inercia física. El uso en laboratorio de esos materiales podría clarificar el pasado y el presente de las interacciones entre el agua-suelo. Además, permiten entender las interacciones del suelo con la robótica de una sonda o con el traje de un astronauta, incluso, se puede estudiar la geomorfología (Marlow, 2008).
- Análogos magnéticos: Son suelos que presentan propiedades magnéticas similares a las determinadas en Marte como la susceptibilidad y saturación magnética. Son utilizados en instrumentos relacionados con el magnetismo (Marlow, 2008).
- Análogos orgánicos: Suelos con bajo contenido de materia orgánica, casi estériles. Muchos de los instrumentos en desarrollo para la detección de vida en las próximas misiones, deberán probar su eficacia en la detección de trazas de moléculas de interés biológico, con lo que se evaluará la sensibilidad del instrumento y su funcionalidad en campo (Marlow, 2008).

De acuerdo a la clasificación anterior, existen en la Tierra diversos sitios que presentan una o varias características similares a Marte, entre ellos destacan el desierto de Atacama en Chile, el desierto de Mojave (Valle de la Muerte) en California, los Valles secos de la Antártica, el río Tinto en España, el desierto de la Joya en Arequipa Perú, la planicie de Panoche en California, Saltem Skov en Dinamarca, el sistema hidrotermal del Jaroso en España y basalto de las Islas de Hawaii (Marlow, 2008).

3.3. Marte Actual

3.3.1 Condiciones Ambientales

Marte es el cuarto planeta de nuestro sistema solar; se encuentra a 1.5 UA (Unidades Astronómicas) del Sol. Un día marciano consta de 24.6 horas terrestres y se le denomina *sol*. La inclinación del planeta Rojo con respecto a su eje polar es de 25° en comparación con el de la Tierra que es de 23.5°, el cual es causante de las estaciones. Su velocidad orbital promedio alrededor del Sol es de 24 km/s, mientras que la Tierra es de 30 km/s, al estar más cerca del Sol se mueve más rápido, por lo el año marciano es mucho más largo con 669 soles (Jakosky, 1998). En la Tabla 3.1 se presentan otras características:

TABLA 3.1. Características principales de Marte

PROPIEDADES	MARTE	TIERRA	PROPORCIÓN MARTE : TIERRA
Radio ecuatorial (km)	3396.0	6378.1	0.532:1
Fuerza de gravedad (m/s ²)	3.719	9.81	0.379:1
Masa (x10 ²⁴ kg)	0.64185	5.9736	0.107:1
Radiación solar (W/m ³)	589.2	1,367.6	0.431:1
Densidad (kg/m ³)	3.933	5.515	0.716:1

Marte tiene días y estaciones climáticas similares a las de la Tierra, como su órbita no es tan redonda como la de la Tierra, los cambios estacionales son más extremos: en el sur, demasiado cálido en el verano y excesivamente frío en el invierno, mientras que en el hemisferio norte los cambios son moderados; esto se debe a que durante el verano el hemisferio sur de Marte está mucho más cerca del sol, que el hemisferio norte (Jakosky, 1998).

3.3.2. Atmósfera Marciana

La atmósfera de Marte es muy delgada, aproximadamente 6 milibar, compuesta principalmente de CO₂ (Tabla 3.2), el cual varía a lo largo del año. Durante el invierno a altas latitudes se condensa, formando una capa polar estacional que puede extenderse a más de 40° de latitud, mientras que en el verano los hielos subliman; sin embargo, la presión es tan baja que el CO₂ líquido no puede existir y sólo un tercio del CO₂ participa en los ciclos estacionales, intercambiándose entre los polos norte y sur (Jakosky, 1998). Existe una cantidad apreciable de ozono (O₃), que genera una capa que absorbe un poco de la radiación UV del sol durante algunos meses, pero durante el invierno se concentra en los polos dejando pasar casi inalteradamente la radiación (Jakosky, 1998).

TABLA 3.2 Principales constituyentes de la atmósfera de Marte²

PROPIEDADES	MARTE	TIERRA	PROPORCIÓN MARTE:TIERRA
Presión atmosférica	6.7 mbar	1013 mbar	0.0066:1
Dióxido de carbono (CO ₂)	95.9%	0.035%	2723
Nitrógeno (N ₂)	1.9%	78%	0.036:1
Argón (Ar)	2.0%	0.93%	1.72:1
Oxígeno (O ₂)	0.14%	20.95%	0.0062:1
Monóxido de carbono (CO)	0.06%	0.1 ppm	7000:1
Agua (H ₂ O)	0.03%	0 -4%	

El agua está presente en los casquetes polares. Durante el verano la temperatura llega hasta 243K (demasiado cálido para el ambiente marciano), liberándose vapor de agua; en este período la capa polar norte desaparece completamente, mientras que la capa polar sur permanece (Jakosky, 1998). Durante la sublimación del casquete polar del norte la atmósfera se satura de vapor de agua generando nubes, las cuales a unos cuantos metros de altitud condensan como hielo.

En la superficie marciana el agua líquida no sería estable, debido a que la temperatura media es de aproximadamente 220K (-53°C), muy por debajo del punto de congelación del agua, ésta se evaporaría rápidamente a la atmósfera (Jakosky, 1998). El equipo REMS de la misión “*Curiosity*” determinó, que debido a la presencia de sales de perclorato, se forma una especie de salmuera que puede abatir el punto de congelación del agua en las noches marcianas, lo cual podría permitir la presencia de agua líquida (Martínez-Torres *et al.*, 2015), ya que en las zonas polares se han detectado hielos de agua (Jakosky, 1998). Las actuales misiones aún no han podido detectar acuíferos de agua líquida, ya que se espera que ciertos instrumentos que llevan las sondas espaciales puedan detectar las propiedades dieléctricas del agua líquida (Gargaud *et al.*, 2011).

3.3.3. Paisaje Marciano

La superficie de Marte muestra un paisaje desértico, con formación de dunas y tormentas de polvo que lo llegan a cubrir totalmente. Las imágenes obtenidas por naves espaciales y orbitadores (Jakosky, 1998), evidencian diversos procesos geológicos como vulcanismo, movimiento de material sólido, intemperismo por hielo y agua líquida, e impactos de asteroides, cometas y meteoritos (Jakosky, 1998). Se ha observado que el polo sur presenta un mayor número de cráteres. Las características principales están representadas por cuencas de impacto profundo y grandes volcanes de escudo respectivamente. El punto más bajo de la superficie marciana se encuentra en *Hellas Planitia* (-8 180m por debajo del datum marciano), y el punto más alto en la cumbre del monte Olimpo (+21 300m). La superficie muestra una dicotomía o asimetría global, tanto en topografía como en morfología, el hemisferio sur (alrededor de dos tercios del planeta) muestra elevaciones significativamente más altas y una morfología más áspera, dominada por un terreno con muchos cráteres en comparación con el hemisferio norte (Figura 3.3; Zuber, 2001; Gargaud *et al.*, 2011).

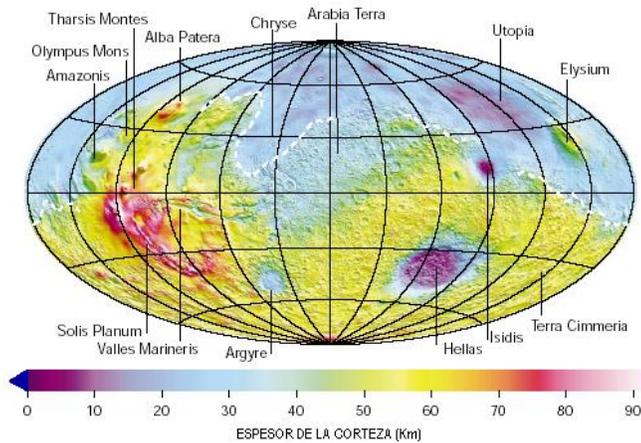


Figura 3.3 Mapa de la superficie Marciana. Muestra la localización de las zonas más estudiadas de Marte de acuerdo a las observaciones realizadas por la sonda *Mars Global suveyor*, con una resolución de ~180km. El modelo asume la existencia de una corteza continua. La topografía muestra las depresiones causadas por impactos de asteroides (Zuber, 2001).

3.3.4. Sinopsis del Geosistema Marciano

La corteza marciana tiene un grosor medio entre 30 y 80km, incluso en algunas zonas podría llegar hasta los 100km (Figura 3.3), es decir, es más gruesa en las tierras altas del sur y más delgada en las bajas del norte; constituido principalmente por basalto. Modelos de evolución termoquímica sugieren que la mayor parte de la corteza se formó durante los primeros mil millones de años. De acuerdo al modelo, la composición del manto está formada por silicatos ricos en hierro, conteniendo elementos radiogénicos en abundancia similar a la Tierra (Zuber, 2001; Gargaud *et al.*, 2011), como consecuencia se generaría un manto con estructura en capas, cuya parte superior es rica en olivino $[(Mg, Fe)_2SiO_4]$, en la parte media, una zona de transición compuesta por espinela $(MgAl_2O_4)$ y en la parte inferior por perruskita $[(Mg,Fe)SiO_3]$. La corteza está compuesta de minerales como pirrotita (Fe_7S_8) , magnetita (Fe_3O_4) , titanomagnetita $(Fe_2O_3-FeTiO_3)$ hematina (Fe_2O_3) y maghemita $(\delta-Fe_2O_3)$, suponiendo que son similares a los de la Tierra (Zuber, 2001); la formación de estos minerales sugieren la presencia de agua. Las medidas del campo magnético del planeta están asociadas a la composición de la corteza. El grosor de la litósfera ha variado en el

espacio y tiempo, siendo en los polos la parte más gruesa (>300km), más que en la zona de *Tharsis* (Zuber, 2001; Gargaud *et al.*, 2011).

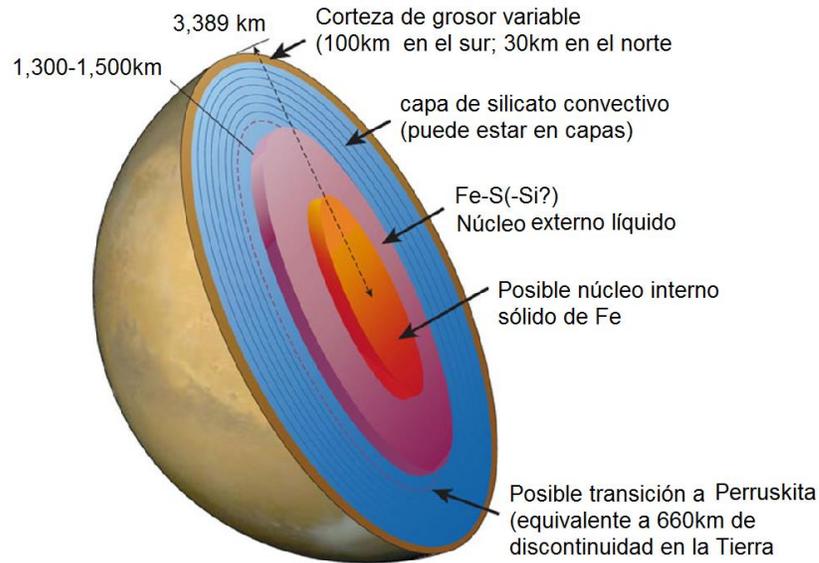


Figura 3.4 Representación gráfica de las capas que conforman la estructura interna de Marte, en la que se considera la existencia de la formación de un núcleo. Modificado de Gargaud *et al.*, 2011.

Los modelos de la diferenciación de Marte, se sustentan en la composición mineral de los meteoritos marcianos del tipo condriticos y basálticos *shergottites*, *nakhilites* y *chassignites* (colectivamente denominados SNC) que han llegado a la Tierra; los estudios de sus componentes geoquímicos indican que fueron formados por fusión en la parte superior del manto y la corteza por procesos volcánicos y magmáticos (Zuber, 2001). El meteorito conocido como ALH84001 es el más antiguo, cuya edad se determinó en ~4.5 mil millones de años (~1% de la historia de Marte); ayudó a dilucidar los componentes de la corteza marciana, constituido por 98% de ortopiroxeno $[(Mg,Fe)SiO_3]$, en proporciones menores de maskelinita ($NaAlSi_3O_8$), olivino $[(Mg,Fe)_2SiO_4]$, cromita ($FeCr_2O_4$), pirita (FeS_2), carbonatos y silicatos (Everett *et al*, 1998). Los meteoritos han sido de ayuda para evidenciar la existencia de agua líquida en el pasado.

3.3.5 Caracterización del Suelo Marciano

En 1996, la misión *Pathfinder* determinó las propiedades mecánicas del suelo marciano, identificó rocas prismáticas de tipo volcánico, arenas y limo, guijarros en matriz consolidada de arcillas, cementado por azufre y sílice; conglomerados del tipo sedimentario formados por limos y arenas; así mismo observó rocas redondeadas por la erosión (Rover team, 1997). Por otro lado, los datos espectrales de la sonda *Mars Global Surveyor* (1996) detectaron componentes basálticos y andesíticos, los primeros se asocian a actividad volcánica, mientras que los otros son característicos en ambientes donde el agua está presente (Rogers y Christensen, 2002; 2003). La composición mineralógica de la superficie marciana indica que existe una relación estratigráfica entre la composición superficial, en la cual los materiales andesíticos jóvenes (tierras bajas del norte), cubren la superficie de basalto más antigua, ubicada en las tierras altas del sur, lo cual está asociado con un cambio en el vulcanismo a través del tiempo y regulado por la localización espacial (Rogers y Christensen, 2003).

El espectrómetro de rayos gama (GRS, por sus siglas en inglés) a bordo del orbitador *Mars Odyssey* ha logrado mapear la distribución de H, Si, Ca, K, Cl, Fe y Th; mientras que en el orbitador de las *Mars Global Surveyor*, el espectrómetro de emisión térmica (TES), determinó la composición química y estructural de los silicatos, indicando el elevado contenido de plagioclasas y piroxenos ricos en Calcio, mientras que los vidrios y silicatos bajos en Calcio están presentes en la superficie andesítica; también se identificó olivino, en tanto que no se logró la identificar cuarzo, anfíboles, carbonatos y vidrio basáltico (Banfield, 2002; Bibring *et al*, 2005). Fue hasta 2009 que por medio del equipo TEGA de la misión *Phoenix*, se confirmara la presencia de carbonato de calcio (Hetch *et al.*, 2009). La Figura 3.5 resume los minerales que se han localizado en los últimos años tanto por percepción remota como por el análisis químico a los meteoritos marcianos (McSween *et al.*, 2009).

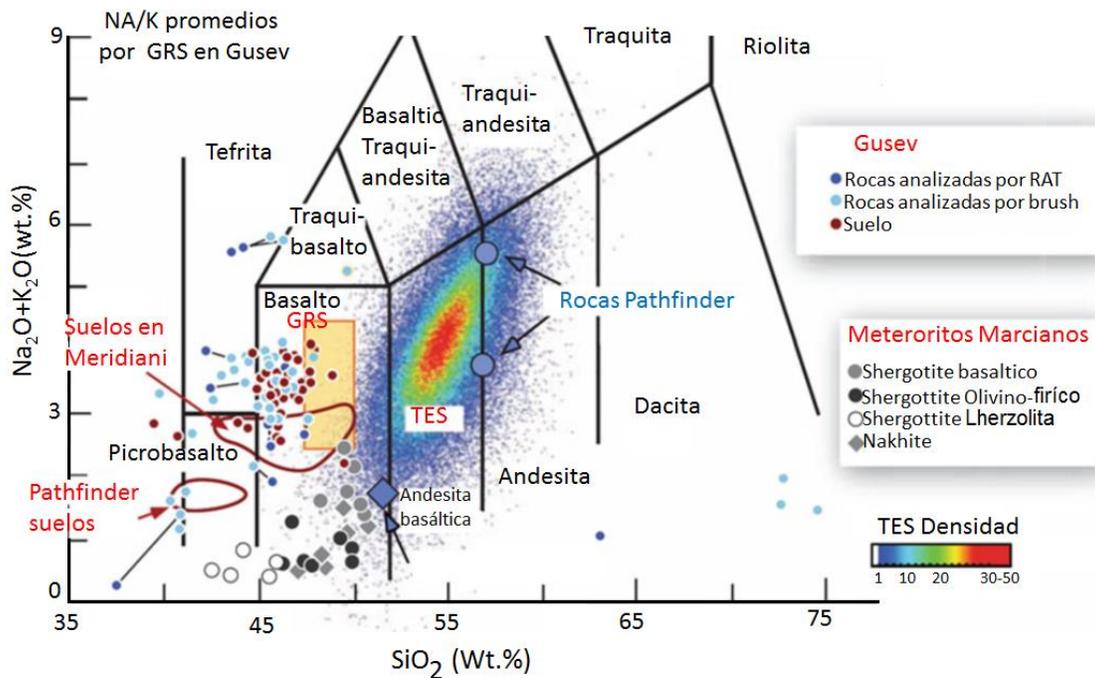


Figura 3.5 Diagrama de la composición de los materiales superficiales, en la que se grafica el contenido de álcalis ($\text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}$) versus sílice (SiO_2). Donde se aprecia que la mayor parte de la corteza está compuesta por rocas volcánicas con bajos niveles de álcalis como los basaltos y rocas ricas en álcalis como la riolita. Los datos se tomaron de las misiones *Pathfinder*, *Mars Odyssey* (GRS), *Mars Global Surveyor* (TES), *Mars Exploration Rover* (MER) con su herramienta de cepillado (brush) y herramienta de abrasión de roca (RAT), así como análisis de meteoritos marcianos, modificado de McSween *et al.*, 2009.

La posibilidad de vida en Marte se ha convertido en una cuestión científica de profunda importancia desde los aterrizajes de las naves Vikingos en 1976, el concepto de “límite de la vida” y la expectativa de habitabilidad han seguido expandiéndose. La era moderna de exploración sobre el cuarto planeta, ha seguido una estrategia de envío progresivo de orbitadores y misiones *lander* para determinar su potencial biológico. Los resultados de estas misiones han transformado nuestra visión de un planeta desértico, sin vida y estático, a uno que tuvo el potencial para la vida en el pasado y posiblemente incluso el presente (Meyer, M. 2012). De hecho, es posible que en el futuro, Marte pueda ser transformado a un planeta habitable mediante un proceso de ingeniería ambiental conocido como *Terraformación* (Fogg, 1998).

3.4 Terraformación de Marte

El objetivo cumbre de la exploración espacial es el asentamiento espacial, es decir, la fundación de nuevas civilizaciones alejadas de la Tierra, cuyo crecimiento y permanencia, dependerá del aprovechamiento de recursos locales, que sean bio-regenerativos, autónomos, estables y energizados por el sol (Fogg, 1998; Haynes y McKay, 1992). La colonización de la superficie de Marte provee la ventaja de encontrar todos los requerimientos químicos para la vida sobre su superficie, y debido a su gravedad, es intrínsecamente capaz de albergar una biósfera global, es decir, ser transformado de un planeta estéril a un sistema semejante al de la Tierra. Tal proceso hipotético se conoce como *Terraformación*, palabra acuñada originalmente en la ciencia ficción por Williamson en 1942 (Fogg, 1998). En 1960 Sagan lo retoma para desarrollar el primer trabajo científico sobre ecosíntesis planetaria, quien en 1971 y 1973 junto con Burns y Harwitt consideraran a Marte con posibilidad de terraformarse (Marinova y McKay, 2001).

En octubre de 1997, NASA publicó un acuerdo junto con el NAI, en el que se enmarcan una serie de preguntas clave, que serán tomadas como eje principal para la investigación científica sobre la ecosíntesis planetaria en Marte. (Marinova y McKay, 2001). En 1998, Fogg define a la *Terraformación* como: "... un proceso de ingeniería planetaria, dirigido específicamente a mejorar la capacidad de un entorno planetario extraterrestre para sostener vida, cuya última etapa, sería crear una biósfera planetaria sin contención que emule todas las funciones de la biósfera de la Tierra, y sea habitable para los seres humanos... ". Actualmente, *Terraformación* es un término científico, admitido oficialmente en el idioma inglés.

En nuestro sistema solar, Marte es el único planeta que se ha considerado con capacidad para ser terraformado, debido a que se encuentra dentro de la "zona

habitables", y sus características físicas, como tamaño, masa, flujo solar incidente, parámetros orbitales y posible inventario volátil, son consistentes con un estado habitable y biocompatible (Haynes y McKay, 1992).

La etapa biológica más temprana o inicial en el proceso de *Terraformación* se conoce como *ecopoiesis*, término acuñado por Haynes en 1990, de las raíces griegas *οικος*, casa o vivienda, y *ποιησις*, fabricación o producción. Fogg la definió como *"...fabricación de una biósfera anaerobia, no contenida en la superficie de un planeta estéril". Que no puede llevarse a cabo espontáneamente, en el sentido de que ninguna biota conocida puede simplemente ser emplazada y esperar que prospere en la superficie marciana actual. Por lo que se requiere un mínimo de modificaciones ambientales para crear las condiciones semejantes al precámbrico, necesarias para que incluso los extremófilos más duros tomen a Marte como su nuevo hogar...*" también se utiliza para describir la formación espontánea de los primeros ecosistemas anaerobios en la Tierra. La mayoría de las investigaciones sobre *Terraformación* se han centrado en esta etapa, en las que se concluye que se debe aplicar al menos cuatro modificaciones al ambiente marciano (Fogg, 1998; Haynes y McKay, 1992):

- 1) Incrementar 60 K la temperatura media global de la superficie
- 2) Incrementar la masa atmosférica
- 3) Disponer de agua líquida
- 4) Reducir el flujo de rayos UV superficial y cósmico

Estos cambios bastarían para hacer Marte biocompatible para ciertos ecosistemas anaerobios, pero no para la vida vegetal, por lo que se requiere una quinta modificación ambiental: aumentar las fracciones de O_2 y N_2 (Fogg, 1998). McKay ha señalado que podrían modificarse algunas plantas que toleren niveles bajos de O_2 (0.1 kPa), ya que la enzima mitocondrial requiere niveles de 0.01 kPa para funcionar, e incluso se podría utilizar plantas que prefieran niveles de O_2 por debajo del valor actual

en la Tierra (Marinova y McKay, 2001). El proceso de *Terraformación* se basa en el desarrollo de la biósfera de la Tierra. (Haynes y McKay, 1992).

Se tiene indicios que los organismos fotoautótrofos anaeróbicos estuvieron presentes posiblemente hace 2 800 millones de años, antes de que ocurriera la migración tectónica de las placas de la corteza terrestre. Así, el origen y evolución temprana de la vida, y su mantenimiento por períodos de tiempo considerables, pueden no depender del reciclaje tectónico del carbono (Haynes y McKay, 1992); esta consideración se hace, debido a que actualmente no se ha detectado tectonismo en la superficie de Marte, lo cual en principio no sería un requisito para el sostén de la vida (Haynes y McKay, 1992). Se piensa que el reciclaje realizado por los organismos bastaría para mantener un equilibrio en los componentes atmosféricos.

3.4.1 Formación atmosférica de Marte *Terraformado*

Las evidencias de que el clima de Marte fue más clemente para la vida, da la posibilidad de restaurarlo, aún cuando sean desconocidas las cantidades totales de CO₂, N₂ y agua, pues estimaciones realizadas por Burns y Harwit (1973), y Sagan (1973), sugieren que puede haber suficiente CO₂ en el subsuelo y los casquetes polares, que podría sostener hasta 1 bar de presión (Fogg, 1998). El calentamiento de la superficie será el paso esencial para generar una atmósfera que sea capaz de permanecer a una temperatura cálida estable durante un período de tiempo significativo sin una intervención técnica continua (Marinova y McKay, 2001). Se han propuesto varios mecanismos como el de reducir artificialmente el albedo, oscureciendo los hielos por medio del crecimiento de plantas psicrófilas, o bien, utilizar algún polvo; aunque estas opciones son poco viables, pues aún no se conoce algún organismo capaz de resistir las actuales condiciones de Marte. Por otro lado, la velocidad que llegan a presentar los vientos marcianos no permitiría la permanencia de tales polvos (Fogg, 1998). En la Tabla 3.3 se resumen varias de estas propuestas.

TABLA 3.3 Propuestas para generar el calentamiento de la atmósfera de Marte en su etapa de ecopoiesis (Fogg, 1998; Haynes y McKay, 1992; Marinova y McKay, 2001).

PROCESO PROPUESTO	HERRAMIENTAS	AUTOR/AÑO
Alterar la precesión de Marte provocando una evaporación masiva de CO ₂ de las capas polares	Masas en órbita.	Burns & Harwit, 1973
Evaporación masiva de CO ₂ de las capas polares mediante la reducción del albedo	Polvos; plantas adaptadas al frío.	Sagan, 1973; Avernier & MacElroy, 1976
Extraer CO ₂ del regolito		McKay, 1982
Añadir gases superinvernadero; liberar CO ₂ del regolito	Clorofluorocarbonos; industrias químicas.	Lovelock & Allaby, 1984; McKay <i>et al.</i> , 1991
Desgasificar carbonatos	Explosivos nucleares	Fogg, 1989
Extraer y degasificar CO ₂ ; aumentar la insolación; añadir gases superinvernadero	Espejos en órbita; explosivos nucleares; perfluorocarbonos; industrias químicas	Fogg, 1992, 1995
Gran aumento de la insolación; Desgasificar el regolito	Gran lupa; lentes atmosféricas	Birch, 1993
Añadir gases superinvernadero	Amoníaco; microorganismos; industrias químicas	Pollack & Sagan, 1993
importar gases superinvernadero; aumentar la insolación polar; Extraer CO ₂	Espejos en órbita; impactos de cometas ricos en amoníaco; clorofluorocarbonos; industrias químicas	Zubrin & McKay, 1997
Vaciar acuíferos naturales	Perforar agujeros; explosivos	Fogg, 1999
Añadir gases superinvernadero	Perfluorocarbonos; microorganismos; industrias químicas	Marinova <i>et al.</i> , 2000
Añadir gases superinvernadero	Nuevos perfluorocarbonos	Gerstell <i>et al.</i> , 2001

La utilización de los gases tipo invernadero como los perfluorocarbonos (PFC), se considera como la técnica más viable y eficaz, según modelos climáticos desarrollados para la Tierra, ya que son transparentes a la radiación visible, muy eficientes para absorber el infrarrojo y no dejarlo escapar. Se requiere niveles de ppm para generar un aumento significativo en la temperatura. Los gases que se utilicen deben tener un fuerte efecto invernadero, tener una larga vida en la atmósfera marciana, no tener efectos negativos en la biósfera, ser fácilmente sintetizados a partir de

materiales disponibles en Marte y ser capaces de ser producidos/metabolizados por microorganismos. Lo ideal sería, una mezcla gaseosa que formara parte de la fina atmósfera de CO₂, o bien N₂/O₂ con la finalidad de bloquear la salida de toda la radiación infrarroja y provocar un calentamiento máximo (Marinova y McKay, 2001).

Para formar una atmósfera en Marte, será necesario generar un efecto invernadero, introduciendo PCF, cuya función es forzar el sistema a elevar la presión y la temperatura, provocando el aumento en la transferencia de calor advectivo hacia los polos, produciendo desgasamiento de CO₂, generando a su vez, un incremento en la temperatura y presión al liberarse cada vez más gas (CO₂). El proceso se retroalimentará provocando un efecto de cambio climático desbocado, favorecido por la liberación del CO₂ de los polos y el contenido dentro del regolito marciano (Fogg, 1998).

La Figura 3.6 muestra un esquema del proceso que se estima en cerca de 100 años para generar una atmósfera suficientemente cálida y densa para que el agua en forma líquida sea estable y en la que podrían sobrevivir muchos microorganismos e invertebrados (Fogg, 1998). De acuerdo a un modelo teórico propuestos por Marinova (2001), se requerirá en la atmósfera un total de 200 kPa de CO₂, ya que los mismos PFC's y/o el metano producido biológicamente podrían compensar la presión para mantener estable la atmósfera, aunque para los propósitos de la ecosíntesis planetaria, una cantidad intermedia de 10-40 kPa (100-400 mbar) sería adecuada para las primeras etapas (Graham, 2004). Si se lograra calentar la superficie de Marte a más de -60°C, provocaría el restablecimiento del ciclo hidrológico sobre el planeta, pues se ha calculado que Marte contó con una capa de agua de 500 m de espesor en el pasado, de acuerdo a la abundancia de gases nobles y sus isótopos. El espectrómetro de Rayos Gamma (GRS) de la *Mars Odyssey* encontró H como hielo de agua por debajo de 1 m de la superficie con porcentajes del 20% al 50% en masa cerca de los 60° latitud sur (Graham, 2004). Si esta agua estuviera presente sobre la superficie, podría cubrir un tercio del planeta (Marinova y McKay, 2001) aún cuando parte de ella se haya perdido

en el espacio. Es insuficiente agotar cualquier reservorio inicial, considerando que se ha mantenido constante la tasa actual de escape atmosférico para el agua, en forma de H₂ y O, cuyo valor es $6 \times 10^7 \text{ cm}^{-2} \text{ s}^{-1}$ (Marinova y McKay, 2001).

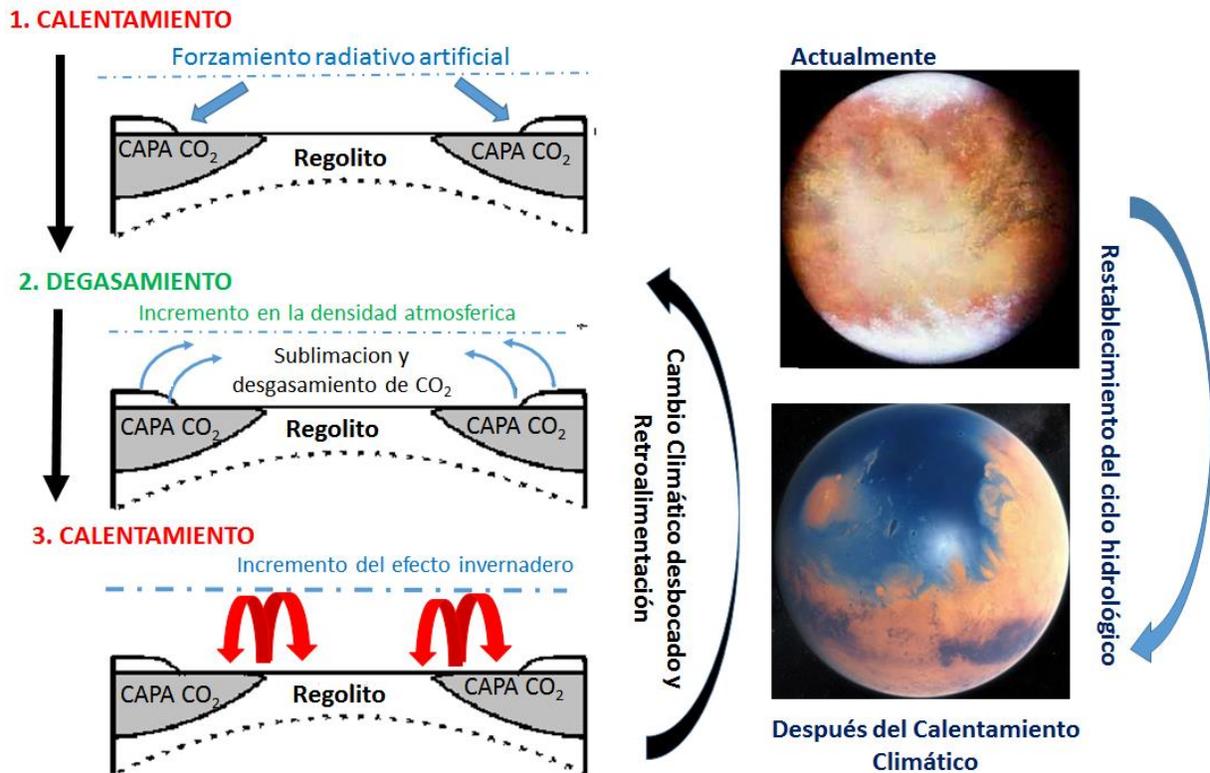


Figura 3.6 Esquema del proceso de calentamiento global de Marte: 1) Liberación de gases PFC's, 2) Sublimación de los casquetes polares y degasamiento de CO₂ generando un incremento de la densidad atmosférica, que, a su vez, 3) Incrementará el efecto invernadero, con lo que se pretende regenerar el ciclo hidrológico (Fogg, 1998).

Para que un ser humano pueda establecerse en Marte se requiere 20kPa de presión de CO₂, como fuente de O₂, para obtener una mezcla respirable, por otro lado se ha calculado que a los organismos les llevaría cerca de 100 000 años generar niveles de O₂ semejantes al que existe en la atmósfera terrestre. Marte tiene poco O₂ en su atmósfera, pero al tener una superficie muy oxidada, el O₂ producido por los organismos fotosintéticos no será absorbido por un ambiente reductor como ocurrió en

la Tierra temprana, sino que irá directamente a la atmósfera para elevar los niveles de oxígeno y ozono. Será necesaria la presencia de N₂, como un gas tampón en la respiración (McKay *et al.*, 1991). La cantidad de N₂ atmosférico debe ser lo suficientemente alta para proporcionar la fijación biológica de nitrógeno. Algunos autores como Kingler han determinado que las bacterias pueden fijar N₂ a niveles de 0.5 kPa. Sin embargo, la presión actual de N₂ en Marte está por debajo de 0.02 kPa, por lo que se requiere hacer determinaciones más precisas sobre la presión mínima requerida de N₂ (Marinova y McKay, 2001). La Tabla 3.4 muestra los requerimientos de N₂ y O₂ necesarios para la habitabilidad de los invertebrados.

Tabla 3.4 Composición atmosférica requerida para ser habitable por plantas, algas y microorganismos, así como para ser respirable (Marinova y McKay, 2001).

Parámetros	Límites	Notas
Temperatura Global	0°C a -30°C	*Tierra ~15°C
Composición para plantas, algas, microorganismos P _T >1k Pa	CO ₂ >0.015 kPa N ₂ >0.1-1 kPa O ₂ >0.1kPa	Límite inferior para la fotosíntesis Fijación de Nitrógeno Respiración de plantas
Composición de aire respirable Presión Total >25 kPa O ₂ Puro >50 kPa Mezcla de aire <500 kPa	CO ₂ >1 kPa N ₂ >30 kPa 13 kPa > O ₂ < 30 kPa	Límites tóxicos Gas amortiguador Límite inferior hipoxia, superior flamabilidad

*Temperatura promedio

Marte debería haber desgasado inicialmente cerca de 300 mbar N₂ (Graham, 2004). Debido a las bajas concentraciones en la atmósfera actual, pudo haberse fijado en forma de nitratos por diversos procesos abióticos (relámpagos atmosféricos, volcánicos, y/o entrada de meteoros), tal como ocurre en el desierto de Atacama, donde

se han generado grandes depósitos debido a la falta de actividad del agua y la consiguiente falta de desnitrificación microbiana por cerca de $10\text{-}15 \times 10^6$ años, edad del Desierto (Böhlke *et al.*, 1997). Por mucho tiempo se dudó sobre la existencia de nitratos, ya que no se habían encontrado en la superficie marciana hasta que el instrumento SAM (*Sample Analysis at Mars*) de la misión *Curiosity*, detectó compuestos oxidados de nitrógeno en sedimentos del cráter Gale en Marte (Stern *et al.*, 2015). Un objetivo clave para futuras misiones será evaluar la cantidad y ubicación de los nitratos en Marte, ya que la extracción de N_2 desde la Tierra es imposible. La cantidad necesaria para alcanzar una presión de 0.3 atm es de 10^{15} toneladas. Si Marte no tiene el nitrógeno necesario, podría ser un factor limitante en la creación de una atmósfera humanamente respirable, pero no lo sería para una biósfera dominada por plantas o microorganismo, pues se han realizado experimentos con bacterias desnitrificantes, en las que se concluye que el nitrato se metabolizaría rápidamente a N_2 en una atmósfera de CO_2 , si el agua líquida y los materiales orgánicos están presentes. (Marinova y McKay 2001).

A medida que esta etapa llegue a su fin, se espera que la presión atmosférica en Marte alcanzará 10-40 kPa, compuesta principalmente de CO_2 con pequeñas cantidades de N_2 , Ar, $\text{H}_2\text{O}_{\text{vap}}$ y O_2 . Las temperaturas superficiales medias en algunas áreas del planeta alcanzarán -20°C y el intervalo diario de la temperatura se irá reduciendo, los mismos gases de efecto invernadero proporcionarán un escudo contra la radiación UV y el agua estará circulando por la atmósfera; por consiguiente, el escenario está previsto para la introducción del primer ecosistema (Graham, 2004).

3.4.2 Inserción de organismos en Marte *Terraformado*

Los estudios sobre *Terraformación*, se han centrado en las técnicas ingenieriles y sus consecuencias sobre la transformación del clima en Marte más que en los aspectos biológicos de la ecosíntesis planetaria. Esto es debido a que se considera un planeta capaz de recibir ecosistemas terrestres en su superficie (Graham, 2004); donde las condiciones en las etapas iniciales serán determinantes para seleccionar las formas de vida que puedan ser implantadas (Marinova y McKay, 2001).

Un modelo sobre el proceso de inserción de organismos en Marte, puede basarse en el patrón de temperaturas y humedad que se presentan conforme uno asciende desde la base de una montaña hacia su cima. El clima se vuelve más frío y los ecosistemas cambian. Cada 150 m de elevación produce una disminución de $\sim 1^{\circ}\text{C}$. Dependiendo de la latitud de la montaña, la base puede estar en un bosque tropical, un ecosistema forestal templado, un bosque montañoso o conífero, seguido por la tundra alpina, y finalmente un desierto polar que termina en nieve y hielo permanente (Graham, 2004). Para el caso de Marte, se espera producir un clima similar a un desierto árido o polar, en el que se puedan introducir los primeros microorganismos y establecer un ecosistema microbiano (Graham, 2004; Marinova y McKay, 2001); conforme esto ocurra se podrá insertar otras especies generando una sucesión ecológica, produciendo climas más moderados y biológicamente más diversos. Este modelo proporciona una secuencia de los ecosistemas que serán implantados, véase Figura 3.7. En Marte cada etapa biológica alterará el medio ambiente de tal forma que la siguiente etapa sea posible. Se espera que las sucesivas etapas del proceso no se sustituyan entre sí como ocurre en la Tierra, sino que sean desplazadas geográficamente sobre la superficie (Graham, 2004).

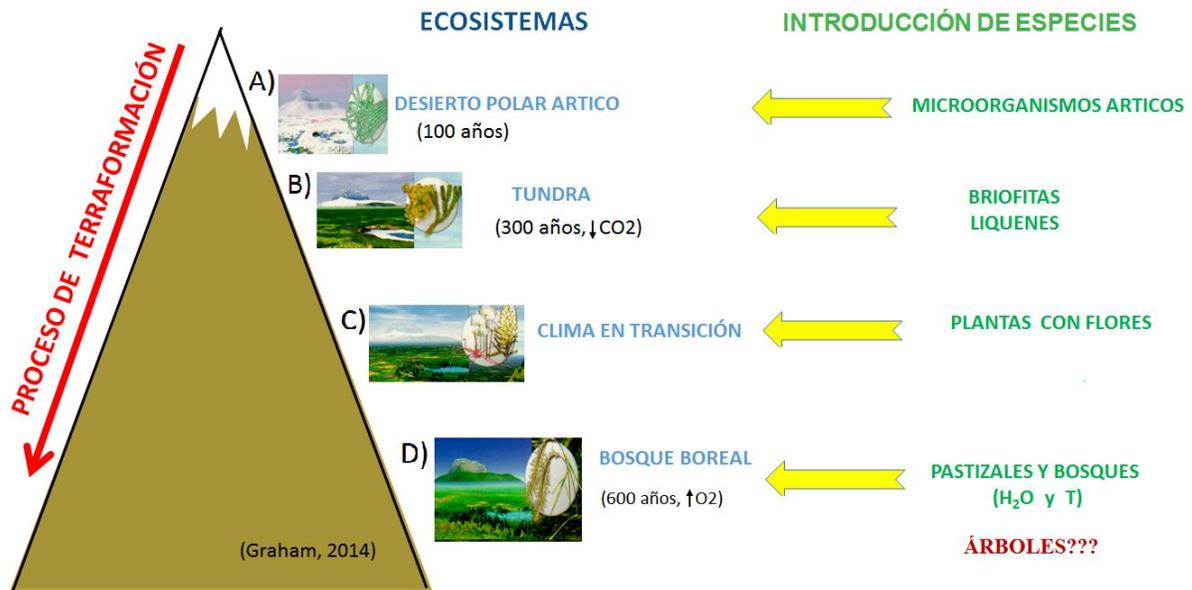


Figura 3.7 Diagrama de la ecosíntesis en Marte y su analogía a la sucesión ecológica en una montaña terrestre, donde se derrite un glaciar en un ambiente de alta latitud en la Tierra. A) Deja zonas áridas polares expuestas, que son colonizadas primero por microorganismos como cianobacterias; B) A medida que la temperatura y humedad lo permitan, se establecerán los musgos (briofitas) y líquenes (clima de Tundra Alpina), su actividad erosionará las rocas y agregará compuestos orgánicos al suelo desnudo, pronto las hierbas colonizan el área y crean un verdadero suelo; C) Los alisos añaden nitrógeno al suelo y finalmente los árboles forman un bosque denso. Cada etapa en la sucesión ecológica prepara el camino para la siguiente, alterando el entorno. Si se establecen condiciones para un bosque Boreal, podrían llegar plantas florecientes de la tundra ártica (*Saxifraga*, *Eriophorum* y *Pedicularis*); D) En la parte inferior de la montaña podrían establecerse árboles templados y pastizales (Graham, 2004).

Los límites entre los ecosistemas no son puntuales, sino parte de un continuo temporal; sin embargo, trabajarlos como etapas facilita la caracterización de cada una de ellas y permite hacer las propuestas sobre especies que podrían ser utilizadas como colonizadoras (Graham, 2004; Marinova y McKay, 2001). La Figura 3.8 enfatiza la dimensión temporal de la ecosíntesis planetaria que puede extenderse por 1 000 años o más, en el que puede apreciarse los cambios que se irán generando. Siendo la temperatura y humedad determinantes para indicarnos si un desierto, pastizal o bosque persistirá en áreas templadas. Se ha considerado que los patrones de circulación atmosférica podrían ser semejantes a los de la Tierra, por lo que zonas desérticas podrían surgir a 30° Norte y Sur con bosques templados en el ecuador. Las praderas se situarían a lo largo de los márgenes de los cinturones del desierto, con bosques boreales al norte y al sur de estos pastizales y la tundra hacia los polos; incluso pensar

que pequeños casquetes de agua podrían persistir en cada polo al finalizar la *Terraformación* (Graham, 2004).

El estudio de ambientes extremos ha llevado a considerar, para la primera etapa, a microorganismos anaerobios criptoendolíticos antárticos, encontrados en los Valles secos de la Antártida, como las primeras formas de vida fotosintética que puedan llegar a vivir sobre la superficie de Marte; ya que crecen en lugares donde la temperatura del aire nunca se eleva por encima de la temperatura de congelación. Podrían ser insertadas, cuando el aire alcance temperaturas de -10°C en los períodos más cálidos del año (Marinova y McKay, 2001).

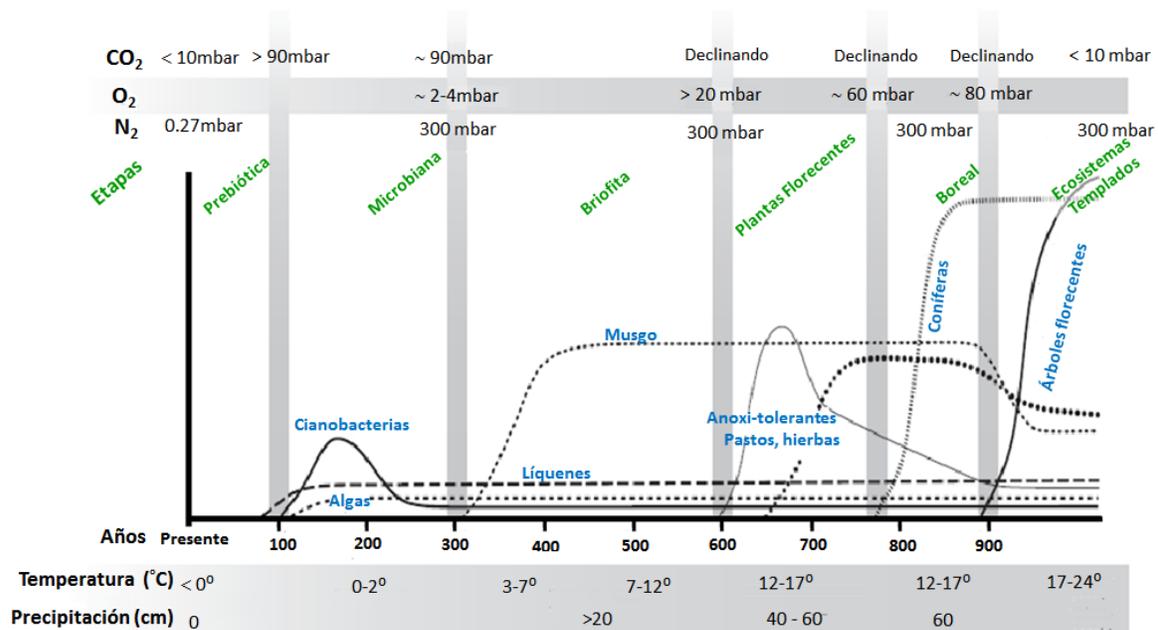


Figura 3.8 Diagrama de la introducción de los distintos ecosistemas sobre Marte en una línea de tiempo. Los intervalos de tiempo reales podrían ser más largos o más cortos, dependiendo del aumento de la temperatura media de la superficie, la tasa de producción de oxígeno, la cantidad de nitrógeno presente en el regolito, la disponibilidad de agua y la tasa de eliminación de dióxido de carbono de la atmósfera. Las curvas muestran la llegada de varias especies y su biomasa relativa, así como los promedios de temperatura y humedad necesarios para el establecimiento de ciertos ecosistemas (Graham, 2004).

El establecimiento y la actividad de las especies pioneras, contribuirá en generar condiciones más favorables para las comunidades bióticas menos resistentes (Meng *et al.*, 2002). Esta sucesión primaria, transformará el suelo y el microclima, incluso en los ambientes más ásperos y estériles (Cutler, 2010). En esta etapa se están considerando microorganismos resistentes a la alta radiación UV, largos procesos de desecación e involucrados en el ciclo del nitrógeno como cianobacterias, algas verdes y líquenes. Si el N_2 se encuentra en el regolito marciano en forma de nitrato, será posible proponer un orden en la inserción de los microorganismos para establecer un ciclo del nitrógeno (Figura 3.9). Este proceso podría elevar la presión parcial de N_2 (pN_2) en la atmósfera a 60-300 mbar (Graham, 2004).

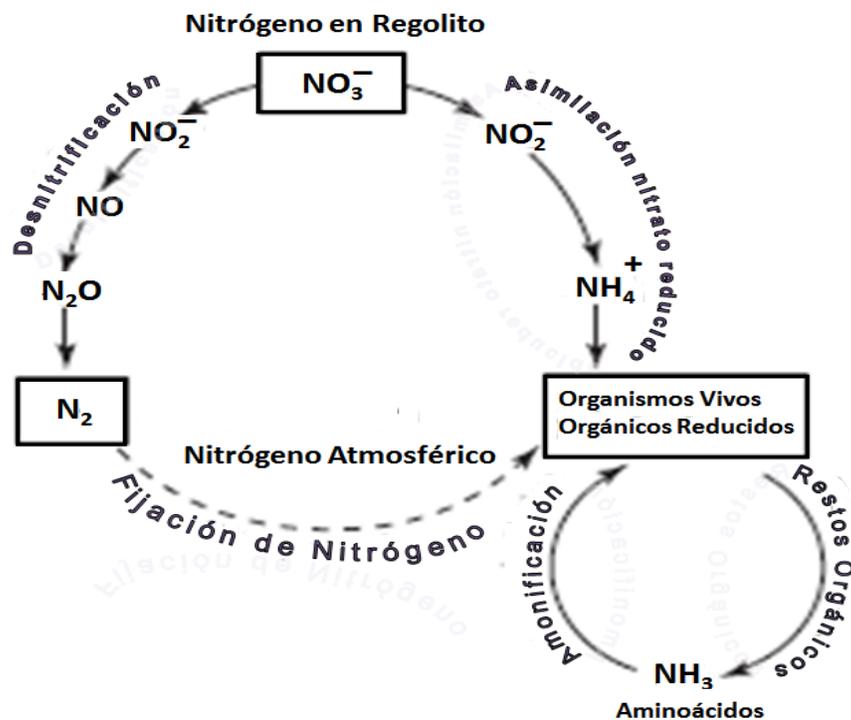


Figura 3.9. El ciclo del nitrógeno en Marte. Inicialmente, estará dominado por la desnitrificación del regolito llevada a cabo por una variedad de bacterias que convierten el nitrato en nitrito; por otro lado, las reductasas microbianas lo transformarán en amoníaco y aminoácidos, donde otros microbios pueden tomarlos por el proceso de asimilación de amoníaco, cerrando el ciclo e iniciando la fijación a aproximadamente 5mbar de presión parcial (Graham, 2004).

El nivel de oxígeno atmosférico es el factor crucial para determinar la transición al siguiente exosistema: plantas con flores; pero sus órganos subterráneos tales como raíces, rizomas y tubérculos son susceptibles a morir por bajos niveles de oxígeno. De estudios realizados por Armstrong y Gaynard (1976), se determinó que 20-25 mbar era la presión crítica del O₂ para mantener la respiración de la raíz en el arroz. Aunque se han publicado valores más altos para otras especies de plantas, en la propuesta de Fogg indica una pO₂ ~20mbar ó 2%. Las plantas con flor llamadas monocotiledóneas podrían ser estudiadas por la baja tolerancia al oxígeno; como hierbas, juncias y lirios (un tercio son acuáticas). Así mismo, las plantas con flores de ambientes alpinos y polares, las cuales están adaptadas para reproducirse sin la ayuda de polinizadores, debido al clima tan severo. Por lo anterior, las primeras plantas exitosas en Marte tendrían semillas y raíces o rizomas, tolerantes a la anoxia y mecanismos para la reproducción que no requieran animales para la polinización (Graham, 2004).

El establecimiento de las plantas con flores aumentará la meteorización física y la generación del suelo (Walker y Del Moral, 2011). Durante esta etapa de transición, el nivel de oxígeno debe seguir aumentando en el intervalo de 60 mbar (Figura 3.6), y ya no sería un factor significativo para restringir la secuencia de ecosistemas (Graham, 2004). El próximo ecosistema en el proceso llegará cuando el clima en la superficie marciana permita el establecimiento del bosque boreal terrestre o el ecosistema de la taiga, cuyos factores limitantes serán la temperatura y humedad (Graham, 2004). Es necesaria la introducción de árboles que generen mecanismos de retroalimentación planta-suelo y bioturbación (Lozano *et al.*, 2014, Castle *et al.*, 2016), que preparen los caminos para la posible utilización de prácticas agrícolas y por lo tanto, el establecimiento a largo plazo de asentamientos humanos.

En la Tierra, el clima del bosque boreal se define por la temperatura promedio del mes más cálido del año, 13°C a 18°C en julio; por la duración de su vegetación, de 30 a 120 días, con temperatura media superior a 10°C; así como, por la cantidad anual de precipitación, de 30 a 50 cm. Estas condiciones tan agrestes, hacen que los árboles

forestales boreales tengan una serie de adaptaciones para sobrevivir inviernos largos, fríos y secos. Por ejemplo, en invierno, los árboles de hoja caduca dejan solamente los troncos cubiertos de la corteza expuestos al frío y a la sequía; mientras que los de hoja perenne, las hojas están cubiertas de una gruesa cutícula y epidermis resistente, con estomas hundidos para reducir la pérdida de agua. Los árboles se endurecen a medida que se vuelven más resistentes a las heladas y entran en latencia, para resistir meses de frío extremo, donde su respiración disminuye a cero. De acuerdo al modelo de sucesión ecológica de alta montaña, los bosques de coníferas se encuentran en dos zonas basadas en la altitud: piso subalpino y piso montano superior e inferior. Las especies de coníferas que podrían ser útiles para ser trasplantadas a hábitats boreales en áreas montañosas de Marte, se encuentran en los bosques montanos de alta altitud de los trópicos (Graham, 2004).

Es necesario alcanzar las condiciones antes mencionadas para crear verdaderos bosques en Marte, donde la estación de crecimiento más larga debería compensar el invierno más largo para permitir que los árboles sobrevivan, pues las regiones ecuatoriales de Marte tendrán sólo una ligera estacionalidad, debido a la excentricidad de la órbita. Se ha calculado que la precipitación anual marciana podría alcanzar valores de 55-90 cm (Graham, 2004). Así, las líneas de árboles tropicales proporcionan un ejemplo más directo de cómo los primeros árboles crecerán en Marte. Estos bosques montanos crecen en las elevaciones más altas de la Tierra, están adaptados para crecer y reproducirse a presiones atmosféricas más bajas, niveles más altos de radiación y niveles de humedad más bajos que las especies de bosques a nivel del mar (Marinova y McKay, 2001; Graham, 2004). La línea de árboles más alta de la Tierra se encuentra en el volcán Pico de Orizaba, México, a 19°N, a más de 4 000 msnm (Lauer, 1978; Körner, 1998); en la que se encuentra como única especie arbórea el *Pinus hartwegii*, cuya temperatura media anual es de 5°C, y en suelo, entre 3°C y 7°C (Lauer, 1978). Quizás algún día, el *Pinus hartwegii* podría ser la primera especie de árbol en Marte (Graham, 2004).

3.5 Ambiente montañoso

Desde un punto de vista biogeográfico, las montañas se comportan como islas; en ellas reinan condiciones muy difíciles para la mayoría de los seres vivos y totalmente distintas a las del entorno. Los animales y plantas que viven en las zonas más altas, han logrado adaptarse tras una evolución que los ha convertido en organismos sumamente especializados y los ha dotado de recursos y estrategias adecuadas para soportar simultáneamente el frío, la nieve, el viento, la falta de agua, la escasez de suelo y la elevada radiación. Por ello, ningún otro organismo es capaz de desbancarlos en los ambientes de montaña que constituyen su territorio y en donde se encuentran a salvo de la competencia externa (Garcia-Codron, 2011).

Los factores que determinan la originalidad de los medios de montaña, se manifiestan con mayor o menor intensidad sobre el territorio dependiendo del relieve, de la orientación y, sobre todo, de la altitud. De hecho, la originalidad de los medios de montaña está siempre asociada a la altitud, debido a que a mayor altura las condiciones para la vida se vuelven más difíciles y, en consecuencia, menor es la biomasa, la biodiversidad y la vegetación adquiere caracteres cada vez más originales. Ello genera una zonación altitudinal de la vegetación, formando pisos bien diferenciados. Los pisos bioclimáticos reflejan la disposición de la cubierta vegetal y de los ecosistemas de montaña en función de los climas reinantes en las sucesivas franjas de altitud. Cada piso bioclimático alberga una serie de comunidades de organismos que son diferentes en las distintas regiones del mundo, pero que pese a ello, comparten diversos rasgos esenciales y generan ambientes comparables en todas las montañas (Garcia-Codron, 2011).

Alexander Von Humboldt es el primero en describir la relación existente entre las plantas y el paisaje, lo cual queda plasmado en 1803 en su obra "*Idea para una geografía de las plantas*". En 1797, junto al bótanicó Aimé Bonpland, inician una

expedición a pie recorriendo toda la costa del Mediterráneo, al llegar a Tenerife y ascender el volcán Teide, pudo distinguir cinco zonas de plantas (basándose en la taxonomía de Linneo), que ponía en evidencia las relaciones de los seres vivos con el lugar geográfico en el que se localizaban (Gomez-Mendoza y Sanz-Herraiz, 2010). En su viaje americano (marzo-abril de 1801), Humboldt entró en contacto con la alta montaña andina tropical, donde “las nieves permanentes”, se encuentran a mayor altitud que en las zonas templadas, lo que permitió un mejor desarrollo del mapa bótico, al observar la gradación de la temperatura y la estratificación de la vegetación a lo largo de la ladera de la montaña, a esta organización le llamo pisos por colocarse una encima de otra, sentando las bases de la biogeografía moderna (Gomez-Mendoza y Sanz-Herraiz, 2010).

Los pisos bioclimáticos fueron definidos en los Alpes y de ahí se originó la terminología alpina, que es frecuentemente utilizada como referencia para estudiar las demás cordilleras (Garcia-Codron, 2011). Los límites altitudinales de los pisos varían en función de la latitud y del tipo de clima regional. Las distintas cordilleras del mundo presentan la siguiente zonación altitudinal:

- **Piso Nival:** Región de una alta montaña donde se registran temperaturas menores a 0°C, cubierta por hielo o nieve gran parte del año y la roca aflora desnuda. Los veranos son muy cortos y la estación vegetativa es breve e irregular (Garcia-Codron, 2011).
- **Piso Alpino:** Se sitúa por debajo del piso nival. Se caracteriza por tener inviernos extremadamente fríos (<-7°C) y veranos breves que resultan insuficientes para numerosas plantas. En este sitio pueden observarse amplias extensiones de roca desnuda, en la que sólo pueden instalarse algunas plantas rupícolas y muy especializadas. Las características biogeográficas son similares a la tundra (Garcia-Codron, 2011).
- **Piso Subalpino:** Constituyen una franja de ecotono, es decir, la transición entre dos tipos de ambientes, entre la alta montaña, donde sólo existe la vegetación herbácea y la montaña media forestal. Sus inviernos siguen siendo fríos, con temperatura media mínima ~ -5°C y en los meses cálidos puede alcanzar temperaturas de 10°C, isoterma que coincide con el límite natural del bosque. Las praderas alpinas y subalpinas se van enriqueciendo en diversidad y biomasa a medida que disminuye la altitud. En los sectores más altos predomina la vegetación herbácea e incluye algunos árboles dispersos, arbustos enanos o bosques de árboles raquíuticos. En la cota más baja aparecen auténticos bosques de coníferas (Garcia-Codron, 2011).
- **Piso Montano:** Corresponde a la franja en que todos los meses tienen temperaturas medias positivas. Los inviernos son moderadamente fríos con frecuentes nevadas, pero con veranos cálidos, las precipitaciones bastante copiosas y la estación vegetativa prolongada, favoreciendo

la existencia de una importante biomasa vegetal; bosques capaces de soportar condiciones muy agrestes. Presenta ciertas similitudes con la taiga y en sus niveles inferiores puede ser plano caducifolio. Comparte numerosas características biogeográficas con el bosque boreal de coníferas. En la zona más baja se encuentra el pino colino que corresponde a los primeros cientos de metros sobre el nivel de la llanura (García-Codron, 2011).

Las montañas latinoamericanas han sido conformadas, tanto por factores locales climáticos y edáficos, como por incidentes importantes del pasado que afectaron su geología y su clima; por ejemplo: las glaciaciones del pleistoceno. Son sitios de temperaturas templadas o frías, que pueden llegar a ser factores limitantes del crecimiento de la vegetación y de la fauna. Las fluctuaciones bruscas de la temperatura también significan una restricción adicional del crecimiento. La humedad, en cambio, es un factor muy variable, pues existen provincias de humedad desde muy húmedas y pluviales (por ejemplo en Centroamérica, Ecuador y gran parte de Colombia), hasta secas y áridas (por ejemplo en México y especialmente en Perú, Bolivia y Argentina) (FAO, 1998).

3.5.1 Factores limitantes en la distribución de los organismos vegetales

Los árboles representan casi el 90% de la biomasa del globo y domina la mayor parte de la vegetación natural del mundo; fuera de las regiones polares y las zonas áridas, algunos conductores medioambientales ponen límites a la distribución de los árboles y ceden terreno a otras formas de vida, tales como arbustos y hierbas (Körner, 2012). Así, una de las preocupaciones perennes de los que estudian la vegetación, es la de encontrar las correlaciones existentes entre la distribución de las especies y los factores del medio físico y biótico. Una variedad de factores ambientales determina los límites de las zonas altitudinales que se encuentran en las montañas, que van desde los efectos directos de la temperatura y la precipitación hasta las características indirectas de la montaña misma, así como las interacciones biológicas de la especie. La causa de la zonificación es compleja, debido a muchas interacciones posibles y rangos de especies superpuestas. Se requieren medidas cuidadosas y pruebas

estadísticas para demostrar la existencia de comunidades discretas a lo largo de un gradiente de elevación, a diferencia de las gamas de especies no correlacionadas (Shiple y Keddy, 1987). El problema no es sencillo, porque los diferentes factores del medio no actúan de forma aislada, sino a menudo unos tienen influencia sobre la actividad de otros y no es raro que ejerzan entre sí acciones complementarias o antagónicas, un ejemplo bien conocido es el efecto de la temperatura sobre la eficiencia de la precipitación (Rzedowski, 2006).

En diferentes regiones del mundo se ha establecido que el clima es el principal factor de distribución de la vegetación, aunque en México, la distribución geográfica de las comunidades vegetales no tienen una correlación directa con él, por lo que es necesario recurrir a otros elementos del medio para entender qué factores limitan o regulan la distribución de la vegetación (Rzedowski, 2006). Se debe entender como factores limitantes, a aquellos que determinan la respuesta biológica máxima o mínima, y condiciona la distribución geográfica de las especies y los ecosistemas. Por ejemplo, en el sector forestal, al determinar la “calidad del sitio”, se está cuantificando los factores limitantes de respuesta máxima del bosque (densidad forestal, porcentaje de cobertura arbórea) bajo las condiciones ambientales de un sitio dado (Greenberg *et al.*, 2015). O bien, en las plantas leñosas, se ha determinado que en su etapa de plántula son muy vulnerables a diversas amenazas bióticas (hervivoría, competencia, alelopatía) y abióticas (degradación del suelo, niveles de radiación y temperatura inadecuada) que limitan su supervivencia. Esto provoca que sólo una pequeña fracción de los individuos germinados consiga establecerse; esta etapa es la más crítica en su ciclo de vida (Padilla-Ruiz, 2008).

En los ambientes de alta montaña, la distribución y tamaño de los árboles disminuye con la temperatura, la disponibilidad de nutrientes y el agua; estos factores no se relacionan linealmente con la altitud pues pueden diferir entre taxones y regiones geográficas (Kessler *et al.*, 2014). Durante mucho tiempo los científicos han tratado de entender por qué los árboles alcanzan límites distributivos donde otro tipo de

vegetación no puede prosperar, el hecho de que esta frontera natural sea inexacta de localizar ha dificultado su estudio, sin embargo, los márgenes superiores de la zona forestal son conocidos como línea forestal o línea de los árboles alpina que delimita el crecimiento arboreo (Körner, 2012).

3.5.1.1 Línea de árboles alpina

El límite forestal de mayor altitud se denomina *línea de árboles alpina*, que en general, se distingue por una disminución gradual del tamaño y apertura del dosel, marca aproximadamente una línea que conecta las mayores áreas de bosque dentro de una pendiente o serie de éstas, en una exposición similar. La línea de árboles representa una transición de las formas de vida dominantes, es dependiente del ambiente y se diferencia estructural y fisiológicamente en cada transición, puede estar determinada por gradientes térmicos de sequía, anegamiento, estrés nutricional o salino (Körner, 2012). La línea de los árboles no es una frontera abrupta, la línea de la parte superior del bosque forma habitualmente un ecotono entre el bosque cerrado continuo por debajo y la zona alpina sin árboles por encima; dentro de esta zona de transición, por encima del bosque cerrado, los árboles del dosel se vuelven atrofiados y los árboles verticales pueden finalmente ser deformados debido a la severidad climática, o bien, la vegetación leñosa está conformada por arbustos (Wieser y Tausz, 2007).

El límite superior en elevación donde crecen los árboles, representa un equilibrio entre factores abióticos y bióticos, en los que el clima cada vez se vuelve menos favorable e interactúa la tolerancia de los árboles, determinando su límite superior. A nivel global se considera la latitud como sustituto de la temperatura, en ambos hemisferios, la línea superior del bosque se eleva desde latitud alta hacia los subtrópicos y luego disminuye gradualmente en la zona ecuatorial tropical (Wieser y Tausz, 2007).

En la actualidad, no se sabe por qué la línea de árboles está a mayor altitud en las regiones subtropicales del norte que en las ecuatoriales más húmedas, donde se ve reducida por el incremento en precipitación y nubosidad. Un claro ejemplo de estos fenómenos, se observa en el Tíbet Oriental y el norte de Chile, los árboles se encuentran a $\leq 5\ 000$ m de altitud, el clima es más seco en comparación con las mismas altitudes del trópico húmedo, donde la vegetación arbórea se establece a altitudes < 4000 m; en este último caso, se ha considerado que la radiación solar y la temperatura son reducidas por efecto de la nubosidad, afectando a la fotosíntesis. Otra limitante en el crecimiento de árboles a gran altitud, que ha sido considerada importante, es la asimilación del carbono (Sah y Brumme, 2003).

A nivel mundial el límite superior de las diferentes especies arbóreas puede variar con respecto a las condiciones del sitio (Wieser y Tausz, 2007). Sin embargo, hasta el momento es incierto cuáles de estos factores sea el determinante para la transición de bosques hacia zonas alpinas. Se presentan cinco procesos que influyen en el crecimiento de los árboles y que tratan de explicar la transición de zonas alpinas (Körner, 2012; Wieser y Tausz, 2007):

1. Stress Climático. Daño periódico que puede ser provocado por congelamiento, desecación o efectos fototóxicos.
2. Disturbio/perturbación. Daño mecánico, provocado por viento, criogenia, rompimiento de nieve y avalanchas, así como herviboría y organismos patógenos.
3. Reproducción. La dispersión, establecimiento y germinación de semillas pueden limitar y evitar el agrupamiento de árboles a mayores altitudes.
4. Balance de carbono. El balance entre absorción y pérdida son insuficientes para sostener el desarrollo mínimo de los árboles.
5. Límite de crecimiento celular y formación de tejidos. Los procesos de síntesis, podrían estar rebasados por las tasas mínimas requeridas de moléculas orgánicas complejas que sirvan para el desarrollo y renovación de tejidos, los cuales pudieran ser dependientes a un suministro limitado de nutrientes.

3.5.2 El Suelo

El suelo soporta el crecimiento de las plantas, proporcionando un medio para el desarrollo radical. Controla la disponibilidad de nutrimentos, el balance hídrico, la capacidad de aireación y la transmisión de calor; influye de manera importante en el desarrollo y distribución de la vegetación (Peña-Ramírez, 2013).

El suelo se define como la capa más externa de la Tierra, en su mayor parte no consolidada, consta de una mezcla de materiales orgánicos y minerales sobre los cuales crecen las plantas. Sin embargo, existen múltiples definiciones dependiendo de los objetivos de que se trate. La calidad del suelo se relaciona con el ambiente que sostiene y al mismo tiempo, es una de las características del hábitat que influye en el crecimiento de las plantas (Prichett, 1986). También participa en el intercambio gaseoso con la atmósfera; gracias a su estrecha interrelación con la biota, puede ayudar a controlar la emisión de CO₂ que promueve el calentamiento global. El determinar sus propiedades físicas y químicas no sólo ayuda a clasificarlos, si no a entender su función dentro de un determinado ecosistema, los procesos que dieron origen y su evolución (Pérez-Hernández, 2007). El suelo se forma por la acción de cinco factores, llamados formadores, establecidos por Dockuchaev a fines del siglo XIX:

- 1) Material parental. Son materiales residuales que son depósitos de rocas expuestas a la intemperie, también pueden ser materiales transportados como minerales o fragmentos de rocas que han sido removidos de un lugar por la acción del agua, del viento o la gravedad.
- 2) Relieve. Son diversas geoformas como montañas, llanuras, taludes, valles, etc.
- 3) Organismos. Fauna y flora de diversos tamaños y tipos, incluyendo al hombre.
- 4) Tiempo. Es el factor independiente, reconociéndose un tiempo cero que marca el inicio de los procesos.
- 5) Clima. El clima según Duchaufour (1977) y Fanning (1989), promueve los procesos que causan los cambios en los suelos o en los ecosistemas durante la pedogénesis.

3.5.2 Suelo Forestal

La mayor parte de las investigaciones sobre el suelo son de carácter agrícola. En la segunda mitad del siglo XIX, a medida que la silvicultura se desarrolló en Europa, la necesidad de información sobre suelos forestales se volvió más evidente. En Alemania, Heyer y Ebermayer hicieron contribuciones significativas para la comprensión de las propiedades físicas de los suelos forestales; Müller (1879), describió las capas de humus y la influencia de la actividad biológica en su desarrollo y Ramann (1893), aplicó la información física, química y biológica de los suelos a ciertas prácticas forestales (Prichett, 1986). Un suelo forestal difiere de otro, particularmente por el *litter*, el cual, proporciona un microclima y un espectro de microorganismos diferentes de los relacionados con la mayor parte de los demás suelos. Procesos tan dinámicos como los ciclos de los nutrientes, entre los componentes de los campos forestales y la formación de los ácidos orgánicos, a partir de los residuos en descomposición y la subsecuente lixiviación de las bases, constituyen un carácter distintivo en estos suelos. También se reconoce los efectos singulares del arraigamiento profundo de los árboles, los organismos específicos que se relacionan con la vegetación y la lixiviación favorecida por los productos de su descomposición en la génesis del suelo, manifestándose una sucesión bien definida de horizontes naturales (Prichett, 1986).

3.5.2 Suelo Forestal y desarrollo de la vegetación

Los suelos se derivan de un material parental de composición mineral heterogénea, estos materiales determinan en gran parte las propiedades del suelo, que a su vez influye en la composición de la vegetación forestal como en el ritmo del crecimiento de los árboles. A medida que la roca madre se intemperiza se desarrolla el perfil del suelo, influenciado no solamente por los factores físicos del medio ambiente sino por la biota de la región que contribuye al intemperismo mineral y al contenido de

materia orgánica. Un suelo típico forestal bien drenado, en las regiones templadas, consta de cuatro horizontes: una capa orgánica (O), una zona de lixiviación (A), una zona de acumulación (B) y el material parental no intemperizado (C), se ilustra en la figura 3.10 (Prichett, 1986). Por otro lado, existen otros factores de gran importancia como el clima, la biota, la acción humana y el tiempo, e incluso pueden considerarse la topografía y las condiciones hidrogeológicas (Thiers, et al., 2014; Prichett, 1986).

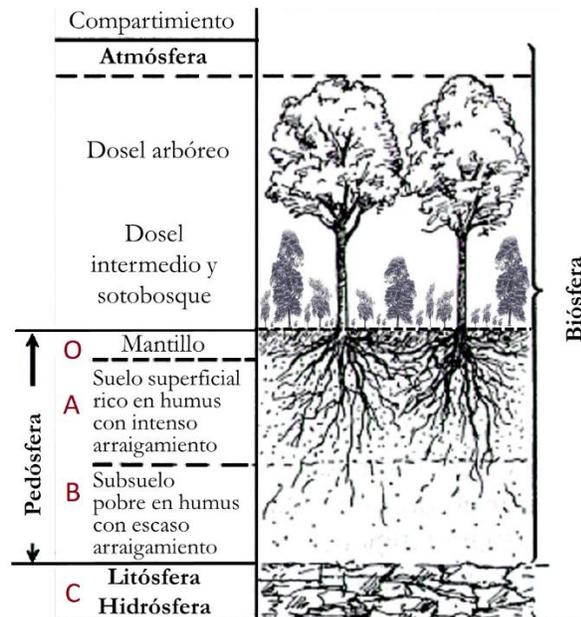


Figura 3.10. El suelo mantiene contacto permanente con el ambiente a través de la atmósfera, hidrosfera y litosfera, en ella se enmarca los principales componentes de un perfil de suelo forestal (O) mantillo también conocido como capa de litter, (A) zona de lixiviación, (B) zona de acumulación y (C) material parental. Modificado de Thiers et al., 2014.

La formación de estos horizontes se da a través de una serie de pasos denominados "Procesos pedogénicos". Se dividen a grandes rasgos en:

- Adición de materiales orgánicos y minerales al suelo en forma de sólidos, líquidos o gases. El agua y la lluvia actúa como agentes para el transporte de partículas de polvo, aerosoles y compuestos orgánicos lavados del follaje del bosque. Estas adiciones son grandes en el interior de los bosques extensos, pero pueden ser considerables cuando los campos abiertos están cerca de los bosques, o como resultado de las tormentas violentas o la acción volcánica, aportes de cenizas volcánicas que ocurren después de una erupción. La adición más significativa al suelo forestal a corto plazo es la materia orgánica, el *litter* superficial, pues ejerce gran influencia en la capa mineral subyacente y en las poblaciones asociadas de microorganismos y de animales del suelo (Thiers, et al., 2014; Prichett, 1986).

- **Perdida/ Remoción**, implica la pérdida de sustancias en forma sólida, líquida o gaseosa que ocurre desde un suelo. Como sólido puede tratarse del arrastre de partículas por erosión superficial hídrica y eólica; como líquido, la lixiviación de iones solubilizados por meteorización; como gases. La lixiviación ocurre por un exceso de agua que traslada los componentes hacia abajo en el perfil sobretodo a los iones móviles calcio (Ca^{2+}), magnesio (Mg^{+}) o potasio (K^{+}) y aniones de como nitrato (NO^{3-}), lo que aumenta con la acidez del suelo. Los procesos más importantes en los suelos forestales son los que se relacionan con la traslocación de entidades edáficas y están caracterizados por la eluviación y la iluviación, siendo que la eluviación es la transferencia de materiales, a menudo coloidales, de una zona de empobrecimiento a una zona de enriquecimiento, en tanto que la iluviación es el proceso inverso (Thiers, et al., 2014; Prichett, 1986).
- **Transformación**, Involucra a las modificaciones que sufren los diferentes componentes del suelo desde su etapa inicial de formación. La materia orgánica que se adiciona al suelo se transforma mediante la actividad biológica de los microorganismos del suelo, formando el humus, que es uno de los compontes de mayor estabilidad del suelo. (Thiers, et al., 2014). Por otro lado, la roca madre sufre meteorización provocando la formación de minerales secundarios. En climas húmedos y con suelos bien drenados, se favorece la alteración química denominada hidrolisis, como el agua comúnmente contiene CO_2 disuelto, se forma ácido carbonico (H_2CO_3), cuyos iones H^{+} atacan y sustituyen otros iones positivos encontrados en los minerales, destruyendo la red cristalina, promoviendo la formación de arcillas silicatadas, dejando sílice y cationes en solución (móviles) y oxidos de hierro y aluminio (menos móviles). En climas templados la alteración es lenta (Tarbuk, 1996; Duchaufour, 1984).
- **Redistribución**, es la movilización de componentes del suelo en el perfil, sin que ocurra una remoción. Principalmente puede ocurrir por arrastre con el agua en sentido descendente, ascendente o lateral, dependiendo del tipo de compuestos presentes, de la condición climática y de la topografía. Se considera como una lixiviación restringida o más lenta, que puede deberse a un régimen de precipitaciones estacional u otras restricciones en el flujo de agua. En ambientes húmedos normalmente el flujo de agua arrastra el material en sentido descendente en el perfil del suelo. Se agregan además los procesos de entremezclamiento o turbaciones derivadas de la acción biológica (bioturbación), del congelamiento (crioturbación) y de reiterativos humedecimiento y secado de minerales de arcilla del tipo hinchable (hidroturbación) (Thiers, et al., 2014).

Quizás los procesos más importantes en la formación del suelo en las áreas árboladas son: la podzolización y la laterización. El proceso dominante que ocurre debajo de los bosques de climas fríos y húmedos es la podzolización, por medio del cual los materiales orgánicos y los sesquióxidos se traslocan desde el horizonte superior del suelo depositándose en el horizonte B, el proceso se intensifica bajo la vegetación que produce capas de litter ácido, como ocurre con ciertas coníferas, sobre todo con los abetos y los pinos (Prichett, 1986). La mayor parte de los suelos, aunque no todos, los antiguamente se denominaban podzoles son Spodosoles, los cuales se caracterizan ampliamente como arenas acidas de color gris cenizo sobre margas

arenosas oscuras, los cuales se forman por el agua que se filtra a través de arena cuarzosa en donde los compuestos orgánicos solubles de la capa de *litter* ácido limpian los granos de arena del primer horizonte y cubre los granos del segundo horizonte con una mezcla oscura de humus y óxidos de hierro, formando complejos solubles de hierro aluminio, haciéndolos móviles (Prichett, 1986). Debido a la gran acidez, el elevado contenido en Al, la baja fertilidad química y las desfavorables condiciones físicas, los podosoles son inadecuados para el cultivo, en su estado natural solo presentan alguna potencialidad para el uso forestal o de pastizal extensivo (Prichett, 1986).

La Laterización se presenta en las zonas intertropicales de altas temperaturas y de lixiviación extrema, lo cual favorece una rápida desilicización y acumulación de los óxidos férricos en condiciones oxidantes. El proceso produce un horizonte óxico o plintita a una profundidad de 2 m, que forma una fase continua a 30 cm de la capa mineral y sin ningún horizonte spódico ni argílico sobre el horizonte óxico. Los oxisoles, que abarca la mayor parte de los suelos clasificados como latosoles o lateríticos, tienen un alto grado de intemperización y una baja capacidad para el intercambio catiónico. Son los suelos a los cuales se les asocia más a menudo con los bosques tropicales lluviosos, cabe señalar que no todos los suelos tropicales son oxisoles (Prichett, 1986).

Los factores ambientales que afectan el desarrollo del suelo también influyen en el tipo de comunidad vegetal que se desarrolla en un área determinada. Es decir, las propiedades de los suelos desarrollados bajo condiciones determinadas han influido bastante en el crecimiento y desarrollo de las plantas. Ejemplo de ello, el tipo de material parental puede influir en su contenido de bases y su capacidad nutritiva, considerando suelos derivados de areniscas son por lo general ácidos y de textura gruesa, produciendo condiciones en las cuales los pinos y otras coníferas tienen grandes ventajas competitivas. Del mismo modo, el intemperismo químico diferencial podría influir en la distribución y en el desarrollo de la vegetación forestal, debido a los cambios de acidez, contenido de bases y la disponibilidad de los nutrientes relacionado con la intensidad del fenómeno (Prichett, 1986). Por otro lado, a medida que aumenta

la altitud. La rápida disminución de la temperatura media y de la duración del periodo vegetativo, da lugar a una sucesión de pisos de vegetación, conforme aumenta la altitud, se frena la descomposición global de la materia orgánica, produciendo perfiles cada vez son más humíferos; con vegetación resinosa (piso montano) se formará mull bastante espeso; a mayor altura (piso subalpino) con predominio de especies acidificantes (resinosas y ericáceas), el suelo evoluciona en el sentido podsólico. Por encima del límite de la vegetación forestal, el césped alpino hace aparecer un humus de tipo morder o mull morder (Duchaufour, 1984)

Un ejemplo de un suelo que está en equilibrio con el ambiente, son los andosoles, los cuales se forman sobre cenizas y vidrios volcánicos (materiales piroclásticos). Los cuales tienen colores oscuros, altamente porosos, ligeros, permeables, de buena estructura. Su fertilidad es considerable. Se localizan en las regiones con volcanismo activo o no muy antiguo, cuyo relieve es montañoso, en regiones húmedas, árticas a tropicales con un amplio rango de tipos de vegetación. Se caracterizan por la presencia de un horizonte Ándico o un horizonte Vítrico. Pueden presentar los siguientes minerales primarios: ferrihidrita; haloisita, caolinita; gibsita y varias capas de silicatos (www.madrimasd.org/blogs/universo/2011/11/23/140258).

El horizonte Ándico es rico en Alofanos o complejos de humus-aluminio mientras que un horizonte Vítrico contiene “vidrio volcánico” en abundancia. Su formación depende del rápido intemperismo químico, porosidad, permeabilidad, material mineral de grano fino, así como de la presencia de materia orgánica. La fracción total de los poros en el material de suelo aumenta conforme avanza la alteración biogeoquímica (intemperización) de los materiales primarios, llegando a alcanzar entre el 50% y más del 75% del volumen del suelo. La fracción arcilla de los Andosoles contiene “materiales amorfos detectables mediante rayos X”, así como: el alofano e imogolita y/o complejos húmicos de Al y Fe junto con sílice opalino. Alofano/Imogolita y complejos Al- Húmicos. El ensamblaje de la arcilla en los Andosoles cambia a través del tiempo, particularmente en el subsuelo. De este modo el alofano e

imogolita van siendo transformados en haloisita, caolinita o gibsita (dependiendo de la concentración de sílice en la solución del suelo). El aluminio de los complejos Al-Húmicos gradualmente se volverá biodisponible y la ferrihidrita eventualmente se transformará en goetita. Todos estos procesos se encuentran fuertemente influenciados por factores tales como: el índice de rejuvenecimiento (deposición repetida de nuevas cenizas frescas), profundidad, composición de la sobrecarga, composición del material restante y el régimen de humedad. Eventualmente un Andosol puede convertirse en un suelo “normal”, ejemplo: un suelo podzolizado o un suelo con propiedades férricas o con iluviación de arcillas (www.madrimasd.org/blogs/universo/2011/11/23/140258).

3.6 Pino *Pinus hartwegii* Lindl

Su nombre fue asignado en honor al botánico Karl Theodor Hartweg; cuando fue descrito por primera vez se le incluyó como una variedad del *Pinus montezumae*, posteriormente, se propuso que debía considerarse como otra especie, ya que presentaba características estructurales internas y hábitats diferentes (Tivo-Fernández, 2004). El *Pinus hartwegii* pertenece a la especie del *Phylum Coniferophyta*, la cual se remonta al Carbonífero superior y se tiene indicios que durante el Jurásico el género *Pinus* evolucionó en Laurasia. En México, hay evidencias fósiles que indican que la taxa de afinidad boreal ya estaba presente desde principios del período Cretácico, se tiene la teoría que comenzó la colonización por la Sierra Madre Occidental (Richardson y Rundel, 1998). La Tabla 3. 5 muestra la información taxonómica

Las plagas forestales como el muérdago y los descortezadores son su principal enemigo natural. Los bosques *Pinus hartwegii* Lindl, fungen como reguladores del ciclo hidrológico, producto del deshielo de los volcanes; amortiguan los efectos de la contaminación ambiental, por la alta captura de carbono en la formación del suelo y

son un nicho de diferentes especies en los bosques altos. En México, marcan el límite altitudinal arbóreo (Tivo-Fernández, 2004).

Tabla 3.5 Taxonomía del *Pinus hartwegii* **

Reino	Plantae
Phylum	Coniferophyta
Clase	Pinopsida
Orden	Pinales
Familia	Pinaceae
Género	Pinus
Epíteto específico	Hartwegii
Nombre científico	Pinus hartwegii Lindl
Nombres comunes	Ocote blanco, pino de montaña, pino de las alturas.

**Ficha de identificación de la dirección del Parque nacional Iztaccíhuatl-Popocatepetl

3.6.1.1 Características

El crecimiento de la especie *Pinus hartwegii* Lindl depende de las condiciones ambientales de las regiones donde habita, bajas temperaturas y escasa precipitación. Se caracteriza por ser un árbol monoico, de 20 a 30 m de alto y más de 100 cm de diámetro (Salazar y Soihet, 2001). Este pino no adquiere la forma enana y retorcida compartida por muchas especies a grandes altitudes. Incluso en la línea de árboles alpina, este árbol no se ve en peligro por el frío, el hielo o por el viento presente a esa altitud (Tivo-Fernández, 2004). Su copa es redondeada, con ramas horizontales ligeramente ascendentes. Las hojas se encuentran en fascículos de tres agujas, en algunas ocasiones de 4 ó 5, las cuales son gruesas, rígidas y erguidas de 8 a 16 cm de largo, dispuestas en grupos o en racimos al final de las ramitas, cuyos estomas se encuentran en la superficie dorsal y ventral. Tiene canales resiníferos. Las vainas de los fascículos, persistentes de color café, son de 10 a 15 mm de largo (Figura 3.11). La

albura es de color blanco amarillento y el duramen café claro. Los frutos son conos largamente ovoides, casi simétricos, ligeramente curvados de 8 a 10 cm de largo, crecen en pares o en grupos de tres a cinco, en péndulos de 5 a 10 mm de largo, fuertes, ocultos a menudo por las escamas basales del cono. Los conos maduran entre los meses de noviembre y diciembre. La dispersión de la semilla es anemocrónica. La semilla es casi negra, de 5 mm de largo, con un ala articulada de color café pálido de 10 a 11 mm de largo. El número de cotiledones varía de cinco a seis, pero se presenta con mayor frecuencia cinco (Salazar y Soihet, 2001; Iglesias-Andreu, 2006).

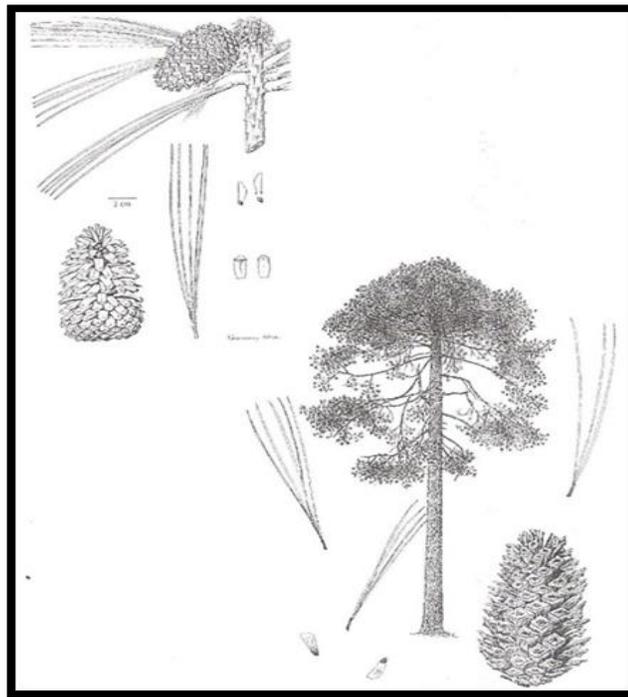


Figura 3.11 *Pinus hartwegii*. Se muestra la morfología del árbol con su copa redondeada, hojas en fascículos de 3 hojas y los conos largamente ovoides y casi simétricos.

Al llegar a la madurez la corteza es más dura, gruesa, pesada, resinosa y de color café rojizo; está dividida por estrechas fisuras horizontales y verticales en placas grandes y escamosas que protege su cambium del fuego, por lo que se regenera bien en áreas donde hubo incendios forestales (Iglesias-Andreu y Tivo-Fernández, 2006). Esta especie se asocia con zacatonal denso, principalmente con *Festuca tolucensis* y *Muhlenbergia macroura*. El fuego remueve la barrera física que presentan los zacates

y crea una cama de cenizas rica para su sustento (Gonzalez-Rosales y Rodriguez-Trejo, 2004), lo que da lugar a que embriones aparezcan de forma temprana, provocando la caída de ramas que evita que los árboles sean alcanzados por el fuego en incendios posteriores (Iglesias-Andreu y Tivo-Fernández, 2006).

El alto contenido de lignina y de resina de las hojas, más su cubierta cerosa, las hace poco apetecibles para la mayoría de la biota, por lo que su reciclaje es limitado, particularmente en bosques situados a gran altura, donde las bajas temperaturas reducen la actividad microbiana, provocando acumulación de materia orgánica en el suelo y en consecuencia, menores contenidos de nutrientes en las acículas (Pritchett, 1991). Cuando los nutrientes incorporados a las estructuras vegetales no se liberan y reciclan en períodos de tiempo largos, se acumula una capa de residuos en diferente estado de degradación que cubre el suelo del bosque y con el tiempo produce la formación de humus y un suelo ácido. Ante esto, la única manera de que las plantas obtengan nutrientes es al asociarse con hongos micorrícicos. Los escarabajos, colémbolos y lombrices de tierra coadyuvan a degradar la hojarasca y reciclar los nutrientes (Pritchett, 1991).

3.6.1.2 Hábitat y distribución

La distribución natural del *Pinus hartwegii* va desde los 13°N a los 25°03'N, que comprende México, Guatemala, El Salvador y Honduras (Musalem y Solis, 2000). En México se localiza en los volcanes más altos de la Región Central (Cofre de Perote, Iztaccihuatl, La Malinche, Pico de Orizaba, Popocatepetl), entre 16° 20' y 25° 03' de Latitud N y 92° 20' y 103° 55' Longitud W (Figura 3.12), en un intervalo altitudinal que va de 3,000 a 4,000 msnm. Altitud en donde ya no prosperan otras especies de *Pinus* (Tivo-Fernández, 2004).

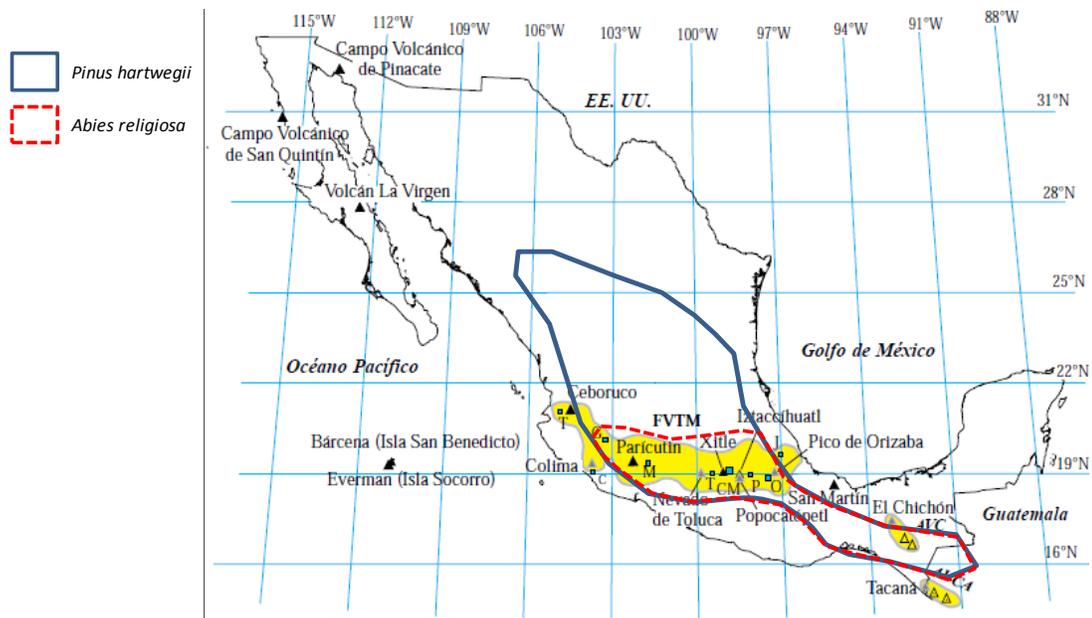


Figura 3.12. Distribución aproximada de *P. hartwegii* y *Abies religiosa*. Imagen tomada y modificada de Macías, 2005.

Los bosques de *P. hartwegii* se establece en un clima tipo Cwc (semifrío húmedo con veranos cortos), con precipitación de entre 700 y 1,800 mm, distribuidos de junio a septiembre, siendo marzo el mes más seco. La temperatura media anual $\sim 12^{\circ}\text{C}$, con una mínima de -20°C y una máxima de 38°C en los volcanes. Resiste caída de nieve con frecuencia de 5 veces por año y 115 heladas en invierno. Bajo estas condiciones, atraviesa por un estado cespitoso (pasto) que dura entre 2 y 5 años. Por la altitud a la que se encuentra el *P. hartwegii*, está expuesto a vientos superiores a 20 kmh^{-1} , particularmente de febrero a marzo (Musalem y Solis, 2000).

Probablemente es uno de los pinos con mayor variabilidad regional por la altitud, ya que existe formación de razas geográficas y altitudinales con aislamiento genético total entre ellas. Según Iglesias-Andreu *et al.* (2012), el sistema de apareamiento de los pinos es flexible para facilitar la invasión a nuevos hábitats, por lo que a pesar de que su patrón de apareamiento dominante es la alogamia, pueden darse cruzamientos consanguíneos. Para prevenirlo, los pinos cuentan con efectivas barreras postcigóticas que reducen la oportunidad de que los cigotos derivados de cruzamientos, sobrevivan y se reproduzcan.

En 2002, Dubroeuq y colaboradores, indicaron que *P. hartwegii* genera asociaciones con los pastos alpinos, en especial con la gramínea *M. macroura* asociada a mesofauna, lo cual contribuye a la formación del suelo y al subsecuente almacenaje de carbón y agua, debido a que mantienen un crecimiento constante para contrarrestar un proceso de descomposición agresiva; principalmente por tres causas: 1) acumulación importante de materia orgánica en la que los descomponedores de celulosa, principalmente hongos y bacterias, son muy activos, 2) presencia abundante de mesofauna que produce partículas fecales estables en el enraizado del suelo y 3) capacidad de los pastos para crecer sobre sus propios residuos (Rodríguez-Trejo, 2001). Los pastos asociados a este bosque están adaptados al fuego, ya que éste, al eliminar el zacatón, permite el contacto de la semilla con el suelo y lo fertiliza con una capa de ceniza rica en nutrimentos. Después del fuego aparecen *Lupinus montanus* (especie fijadora de nitrógeno) y *Penstemon gentianoides* (Rodríguez-Trejo, 2001).

Hasta el momento no se han realizado estudios sobre preferencias topográficas del *P. hartwegii*, pero se han observado en terrenos planos, adyacentes a praderas alpinas, sobre terreno irregular de malpaís o hasta pendientes pronunciadas, algunas superiores a 100% (Musalem y Solis, 2000; Rodríguez-Trejo, 2001). No obstante, prefieren establecerse sobre roca ígnea, lo que explica su afinidad con suelos ácidos, aunque pueden desarrollarse sobre roca metamórfica y en menor frecuencia sobre roca sedimentaria (Pritchett, 1991). Se ha observado una preferencia por suelos profundos con alto contenido de materia orgánica, bien drenados y con textura franca-franco arenosa (Musalem y Solis, 2000), principalmente sobre andosoles y podzoles (Rodríguez-Trejo, 2001). En un estudio realizado en el Parque Nacional Zoquiapan y Anexas, sobre la calidad del suelo bajo bosques de *Pinus* y *Abies*, se encontró que *P. hartwegii* se desarrolla sobre suelos significativamente más ácidos (pH 4.4-5.96) en comparación con *P. pseudostrobus*, *P. montezumae* y *A. religiosa* (Valderrábano-Gómez, 2005).

En el Pico de Orizaba se distribuyen entre los 2,750 a 4,300 m, con precipitaciones anuales de 800 a 1,500 mm, con una temperatura promedio de 11°C así como temperaturas extremas de -20°C a 38°C. En zonas menores a 4,000 msnm, los individuos presentan un crecimiento de entre 15 y 20 m de altura y a más altitud de 5 a 8 m. (Salazar y Soihet, 2001).

Capítulo 4

ÁREA DE ESTUDIO

4.1 Volcán Pico de Orizaba

El volcán Pico de Orizaba constituye el mayor macizo del país, se encuentra dentro del Parque Nacional Pico de Orizaba. Debido a la diversidad de ecosistemas ha sido definido prioritario, pues se encuentran en contacto las zonas tropicales húmedas del este, las templadas al norte y semiáridas al oeste (Arriaga *et al.*, 2000), ya que la cordillera volcánica Cofre de Perote-Pico de Orizaba conforma una importante barrera orográfica que separa al Altiplano Central de la Planicie Costera del Golfo (Rodríguez, 2005). Esta área corresponde a dos provincias fisiográficas, la Sierra Madre Oriental y el Eje Neovolcánico. La forma orográfica dominante es una sierra que tiene la dirección norte a sur, llamada sierra del Citlaltépetl, sus prominencias principales son el Cofre de Perote (4,282 msnm), el Citlaltépetl (5,760 msnm) y la sierra Negra (arriba de los 4,000 msnm). Sobre las estribaciones del Pico hay otros edificios menores como el Cerro Colorado, el Cerro de Xipe al suroeste y el Cerro de la Cumbre al norte; Figura 4.1 (Gleason, 1970).

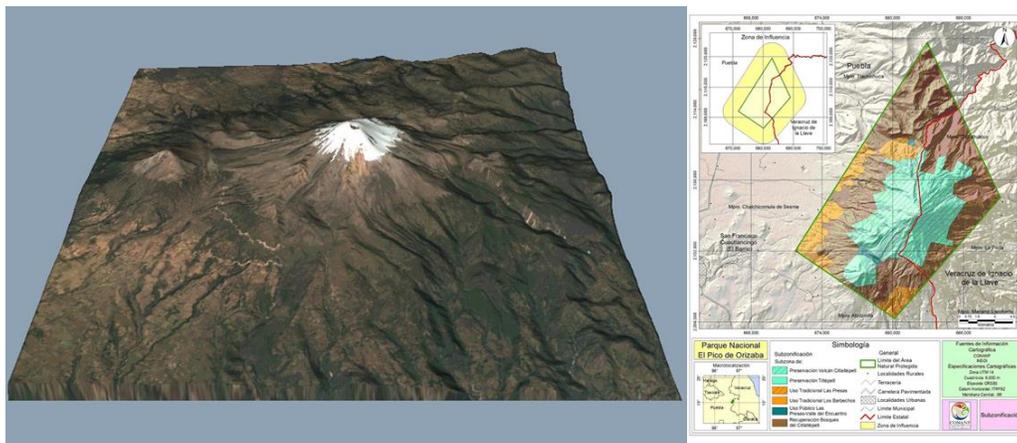


Figura 4.1 Modelo de elevación en 3D del volcán Pico de Orizaba (izq.). Mapa INEGI del Parque Nacional Pico de Orizaba, considerada área protegida (der.).

4.2 Localización

El volcán Citlaltépetl (cerro de la estrella en náhuatl), mejor conocido como Pico de Orizaba, se localiza a Latitud N $18^{\circ}54'08''$ a $19^{\circ}40'29''$; Longitud $96^{\circ}57'19''$ a $97^{\circ}34'41''$; su cima $19^{\circ}01'N$, $97^{\circ}16'W$; tiene una superficie aproximada de $2,337 \text{ km}^2$; a una altitud de $5,675 \text{ msnm}$, considerada la más alta del país. Está ubicado en la porción oriental de la faja Volcánica Transmexicana (Figura 4.2). Su cima es un cono volcánico siempre nevado, que sirve como punto limítrofe entre los estados de Veracruz y Puebla (Macias, 2005; Arriaga *et al.*, 2000; Yarza, 2003). En el estado de Puebla ocupa parte de los municipios de Tlalchichuca, Aljojuca, Chalchicomula, Atzitzintla y Esperanza; y en el estado de Veracruz parte de los municipios de Calcahualco, Alpatlahuac, Coscomatepec, la Perla, Atzacan, Chocomán, Orizaba, Tenango de Río Blanco, Nogales, Ixhuatlancillo, Mariano Escobedo y Maltrata (Gleason, 1970).



Figura 4. 2. Mapa de México donde se observa la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Agrupa a los principales volcanes (triángulos negros) entre el paralelo 19 y 20°N. El Pico de Orizaba se enmarca con un triángulo rojo. Existen regiones volcánicas aisladas como el Arco Volcánico Chiapaneco (AVC) y el Arco Volcánico de Centroamérica (AVCA), (Macias, 2005).

Presenta un rango altitudinal de los 2,700 a 5,760msnm. La estructura dominante de la sierra del Citlaltépetl ostenta una forma cónica casi perfecta, aunque en su lado Este presenta pendientes muy escarpadas; hacia el Sur un macizo antiguo, bastante erosionado y sin vestigios de cráter, llamado “*Atzintli*” o Sierra Negra, de más de 4 000msnm. En los flancos del Volcán se observan corrientes de lava, brechas, tobas, arenas y como producto final, bombas andesíticas o basálticas (Vargas, 1984). Las zonas glaciares del Citlaltépetl ocupan principalmente la parte Norte del cono superior y la porción existente entre éste y el llamado Sarcófago u Hombro Azul (Vargas, 1984).

4.3 Historia eruptiva

El Pico de Orizaba es un estratovolcán cuaternario de actividad intermitente que ha sido construido sobre rocas calizas y lutitas de edad Cretácica. Su silueta se acerca a la forma cónica clásica (Gleason, 1970; Yarza, 2003). La historia eruptiva del Pico de Orizaba ha sido compleja ya que existen indicios de diversos eventos de construcción y destrucción del edificio volcánico. Un detallado estudio estratigráfico realizado en 1994, y otro en 2000, concluyeron que su construcción había ocurrido en cuatro etapas eruptivas; a continuación, se describen de la más antigua a la más reciente (Figura 4.3; Macias, 2005).

- a) Cono Torrecillas. Inició su formación hace 0.65 ± 0.71 Ma, con la emisión de andesitas basálticas de olivino, denominado Pilancón; éstas fueron seguidas por las lavas andesíticas y dacíticas, Jamapa, y por las lavas Torrecillas, que consisten en andesitas con dos piroxenos, brechas y dacitas de anfíbol que fueron fechadas en 0.29 ± 0.5 Ma, culminando con andesitas con dos piroxenos. Todas estas lavas dieron origen a la formación del estratovolcán Torrecillas, con un volumen total de 270km. La etapa constructiva finalizó con la formación de una caldera cuyos vestigios se encuentran al sur del cráter actual (Macias, 2005).
- b) Cono Espolón de Oro. Fue construido al norte del escarpe caldérico del cono Torrecillas; los remanentes de esta estructura están representados por dacitas de anfíbol fechadas en 0.21 ± 0.04 Ma. El cono inició su formación con la emisión de lavas andesíticas con plagioclasa y anfíbol, denominadas Paso de Buey; éstas fueron seguidas por la emisión de lavas dacitas de anfíbol conocidas como Espolón de Oro, a las cuales se les asocia flujos de bloque de ceniza; luego vino la misión lateral de lavas andesítico basálticas de olivino, el Carnero; y por último, una secuencia piroclástica alternada con lavas andesíticas denominadas Alpinahua. Dicha secuencia finaliza con lavas andesíticas afaníticas intercaladas con brechas y una ignimbrita soldada con fiammes. Hasta esta fase, se estima que el cono Espolón de Oro tenía un volumen

de rocas aproximado de 50km³. Esta etapa terminó con el colapso del cono Espolón de Oro que ocurrió hace aproximadamente 16 500 años AP (Macias, 2005).

- c) Domos silíceos periféricos. Los domos Tecomate al NE y Colorado al SW, fueron emplazados durante la construcción del cono Espolón de Oro. El primero está constituido de lavas riolíticas de obsidiana y el segundo por lavas dacíticas y flujos piroclásticos asociados. A estos, siguió el emplazamiento de los domos dacíticos Sillatepec y Chichihuale al NW del cráter, con flujos piroclásticos asociados. Finalmente, ocurrió la emisión del complejo de domos Chichimeco, consistente en lavas andesíticas y anfíbol, que son cubiertas por un flujo piroclástico de escoria; fechado en 8 630±90 años AP (Macias, 2005).
- d) Cono Citlaltépetl. Inicio su formación hace ~16,500 años AP, dentro de los remanentes caldéricos del cono Espolón de Oro, con emisión de lavas dacíticas de hornoblenda denominadas Malacara, que fluyeron por 13km en el flanco sureste del cráter; siguieron las lavas andesíticas denominadas Vaquería, que fluyeron hacia el flanco noreste del cráter. La construcción del cono actual concluyó con la emisión hacia el SW y NE de espesas lavas dacíticas denominadas Orizaba (Macias, 2005).

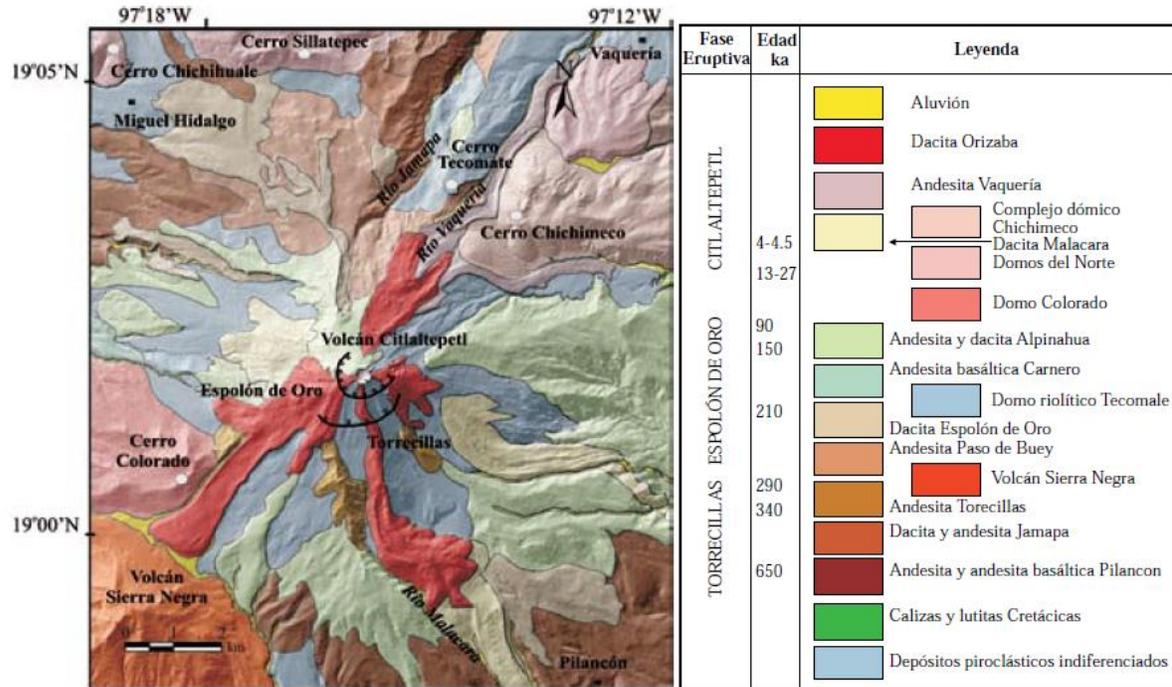


Figura 4.3 Mapa geológico simplificado del volcán Pico de Orizaba que muestra sus cuatro etapas principales de evolución. Tomado de Carrasco-Núñez (2000).

El registro estratigráfico indica que existieron tres eventos explosivos mayores:

- Una erupción que produjo flujos de pómez en el sector oriental del volcán hace ~13,000 años.

- La secuencia eruptiva Citlaltépetl, compuesta por varias caídas de pómez y flujos piroclásticos, ocurrida entre 8,500 y 9,000 años; y
- Una serie de flujos de cenizas y bloques expuestos en el flanco oeste y suroeste, ocurrida hace 4,100 años.

Entre 8,170 y 1,730 años se han fechado ocho eventos eruptivos por medio de flujos de ceniza, escoria y bloques (Macias, 2005). El cono actual del Citlaltépetl tiene un volumen de 25 Km², sus edificios están compuestos principalmente de bombas, arenas y cenizas, con escasas corrientes de lava poco fluida, formado por andesita de augita e hiperstena, observándose en algunas partes obsidiana negra (Yarza, 2003).

4.4 Hidrología, Suelos y Clima

Al suroeste del Pico de Orizaba existen algunos arroyos que drenan hacia el Río Salado y el Río Quetzalapa, los cuales se forman a partir de los deshielos, pero desaparecen rápidamente a medida que las aguas se infiltran a través del suelo. Las aguas de lluvia y nieve que caen escurren en tres grandes cuencas: la de Jamapa, con desembocadura en Boca del Río, situado al noreste del volcán, donde se originan dos importantes ríos, el Jamapa y el Cotaxta; la de Papaloapan, que desemboca en Laguna de Alvarado; y la cuenca Endorreica de Oriental (Gleason, 1970).

Los suelos y materiales que componen al Pico de Orizaba y su área circunvecina tienen una composición química compleja. Los suelos dominantes en orden descendiente desde el cráter del volcán son:

- a) Litosol. Suelos de bajo desarrollo evolutivo, ya que son materiales piroclásticos prácticamente sin alteración, de edad reciente y no se diferencian horizontes. Son pobres, delgados, con muy poca existencia de vegetación de tipo herbáceas, gramíneas y arbustivas; es escasa la actividad biológica debido a la poca presencia de nutrientes (SEMARNAT, 2015).

- b) Regosol eútrico. Suelos débilmente desarrollados que provienen de materiales no consolidados o de perfiles truncados por el alto grado y persistencia de la erosión; no cuentan con ningún horizonte de diagnóstico, la diferenciación de los horizontes está dada por la secuencia volcano-sedimentaria. Están formados por materiales piroclásticos de caída sin alterar o con ligeras alteraciones, por lo que son delgados o someros con mediana o alta susceptibilidad a la erosión, dependiendo del tipo y el nivel de cobertura vegetal. La disponibilidad de nutrientes está limitada por la débil actividad biológica resultante de la elevada relación carbono-nitrógeno. En el Parque, este tipo de suelos mantienen los bosques de pino (SEMARNAT, 2015).
- c) Andosol ócrico (To). Es un andosol muy limoso o arcilloso a menos de 50 cm de profundidad, tiene una capa superficial clara y pobre en materia orgánica y nutrientes; son oscuros, ligeros, derivados de cenizas volcánicas. De escaso desarrollo, que requieren para su formación ciertas condiciones ambientales y tiempo. Tienen baja fertilidad y fuerte susceptibilidad a la erosión. Este tipo de suelo es el mejor distribuido dentro del Parque Nacional (SEMARNAT, 2015).
- d) Andosol húmico (Th). Es un andosol con una capa superficial algo gruesa, oscura pero pobre en nutrientes, con terrones muy duros cuando están secos. Se encuentran en menor proporción (SEMARNAT, 2015).

Los bosques de la zona se localizan sobre andesitas de anfíbola y escasa hiperstena (cristales alargados y prismáticos). Los suelos son andosoles con textura migajonosa; su contenido de materia orgánica varía entre 0.11 a 0.72%; el valor máximo de la relación C/N es de 16.81 en el horizonte A; el pH es ligeramente ácido, de entre 4.8 y 6.7; presentan horizontes A/B/C profundos, con capa superficial friable y oscura por su alto contenido de materia orgánica; su estructura es masiva y se fragmenta a grano fino (SEMARNAT, 2015).

La variación de climas en el Pico de Orizaba es muy amplia. En la parte veracruzana, de acuerdo con el gradiente altitudinal, va de templado subhúmedo a semifrío; el régimen de lluvias es de verano, el cual es largo y fresco e isotermal, es decir, con oscilación de temperatura mensual inferior a 5⁰C, la clasificación climática sería C(w2)b. La precipitación total es de 1,698 mm anuales. La temperatura media es de 9.3⁰C y los extremos van de 27⁰C en mayo a -4⁰C en enero. Se registran en

promedio 238 días nublados y 146 con neblina durante el año. Mientras que del lado de Puebla el clima es más seco (SEMARNAT, 2015).

A lo largo del gradiente altitudinal, el Volcán presenta hermosas regiones tropicales en la parte más baja, pero a medida que se asciende, la vegetación se convierte en bosque de coníferas, las que van disminuyendo su desarrollo hasta el límite de las nieves perpetuas, alrededor de los 4,000 msnm, donde la temperatura más alta del año no llega a los 10°C (Yarza, 2003).

Existen diversos tipos de climas, entre los que se encuentran: el templado húmedo (2,200 a 3,200 msnm), con precipitación pluvial de 1,200 a 1,700 mm; templado subhúmedo (vertiente occidental a más de 2,600 msnm), con precipitación pluvial de 750 a 900 mm; y frío (3,200 a 4,300 msnm), con temperatura de 2°C a 5°C, precipitación de 1,000 a 1,200 mm en la vertiente oriental y de 800 a 1,000 mm en la occidental. Por arriba de los 4,300 msnm predomina un clima más frío, con temperatura media anual menor de 2°C y la del mes más caliente menor de 20°C. En esta zona, las precipitaciones alcanzan 1,000 mm anuales, casi exclusivamente en forma de nieve. Se cuenta con ambientes semidesérticos y montañosos, que van desde el límite altitudinal del bosque al Este y la zona semiárido poblano-veracruzana, hasta la cima (Arriaga et al, 2000). En otoño e invierno se registran heladas y nevadas a más de 2,400 m de altitud. La estación más seca se da en primavera, en abril, se registra en promedio la temperatura más elevada del año (Yarza, 2003).

4.5 Vegetación

En el Pico de Orizaba se encuentran diferentes tipos de vegetación como matorrales, bosques de coníferas y zacatonales alpinos. El bosque que predomina es el de pino con un 38% de superficie, siguiendo el bosque mesófilo de montaña con 7%

y por último, el bosque de oyamel con 6%; el resto de la superficie es de uso agrícola, pecuario y forestal (Arriaga et al, 2000).

En las partes mejor conservadas y originales se encuentra el Bosque de Pino, con especies como *Pinus patula*, *P. pseudostrobus* y *P. montezumae*; en el estrato arbóreo se mezclan con ellos en menor proporción, *Arbutus xalapensis madroño* y algunos encinos; pueden encontrarse individuos de *Alnus acuminata* y *Tillia mexicana* en zonas taladas. Este pinar se distribuye entre los 2,000 a los 3,000 msnm, por lo que sólo toca algunas de las partes más bajas del rango altitudinal del Parque; el estrato arbóreo de esta comunidad alcanza hasta 25 m de altura. El estrato arbustivo se encuentra poco representado, sólo se observan especies como *Cestrum benthami*, *Oreopanax achinops* y *Phymosia rosea*. El Bosque de oyamel también se encuentra poco representado, se localiza en las laderas y fondos de las Barrancas de Jamapa y Cuapa, las especies dominantes son *Abies religiosa* y *A. hickeli* (SAGARPA, 2015).

En la vegetación subalpina, el representante del estrato arbóreo es *Pinus hartwegii*; su rango altitudinal es de 3,000 a 4,000 msnm; en el estrato herbáceo se observan *Lupinus montanus*, *Agrostis tolucensis* y *Mulhenbergia sp.* como especies dominantes. El páramo de altura, se localiza entre 4,000 a 4,200 msnm; la especie que se observa es *Juniperus monticola*, dispersa en zonas poco protegidas; crecen sobre las rocas y alcanzan una altura sólo de 50 cm y un diámetro de fronda de 1.5 a 2 m. El zacatonal alpino lo conforman *Agrostis tolucensis*, con su característica forma amacollada y abundantes *Cirsium nivale*; el tipo de suelo donde se desarrolla esta vegetación corresponde al regosol eútrico (SAGARPA, 2015).

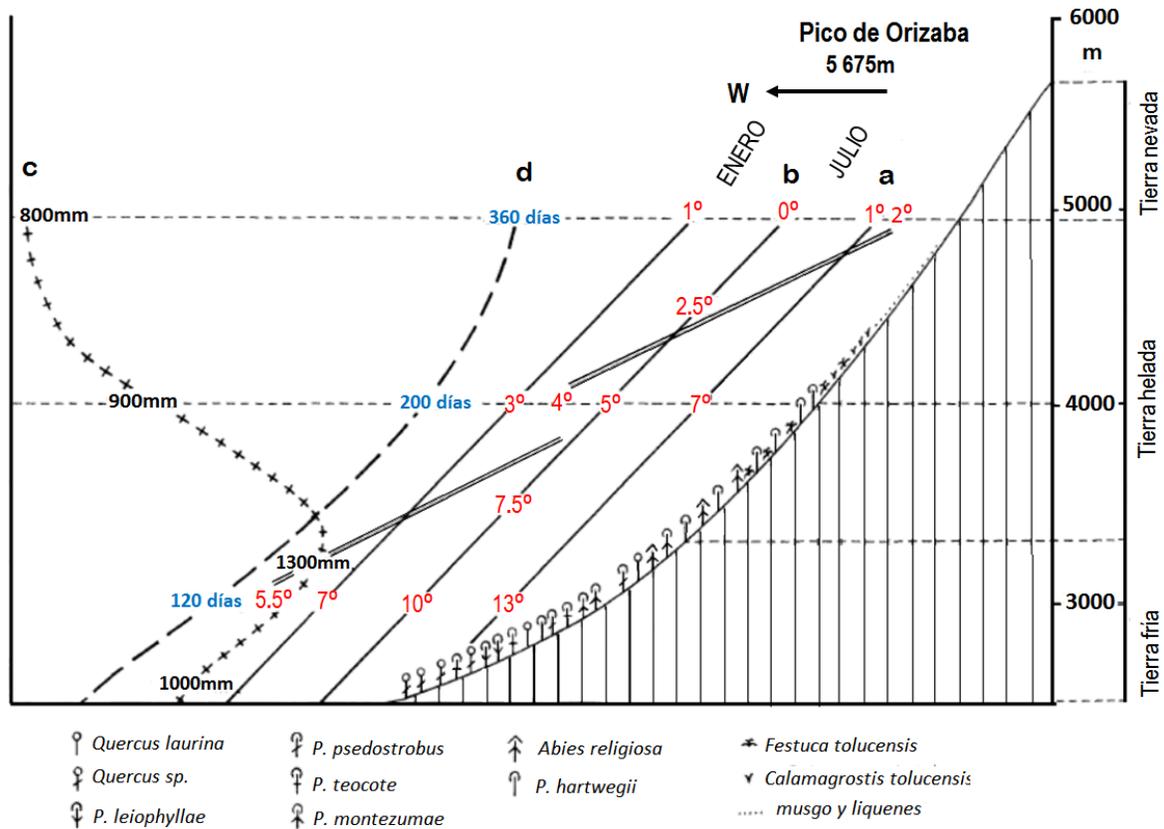


Figura 4.4 Parámetros climáticos en relación a la distribución de la vegetación en el Pico de Orizaba. (a) Variación de temperatura media anual (°C); (b) Temperatura media anual (°C); (c) Precipitación media anual (mm); (d) Media del número de días congelados (Lauer, 1978).

En 1975 Lauer y colaboradores trataron de determinar los parámetros que influyen en la distribución de la vegetación en el Pico de Orizaba (Figura 4.4). En aquel entonces concluyeron que existe una fuerte dependencia con la temperatura y la humedad, sin embargo, al tratar de entender el establecimiento de la línea de árboles a más de 4,000 msnm, la consideraron como una zona de transición que no permite una evaluación ecológica diferenciada como zona climática específica.

Capítulo 5

Estrategias de Estudio

En diferentes regiones del mundo se ha establecido que el clima es el principal factor de distribución de la vegetación, aunque en México, la distribución geográfica de las comunidades vegetales no tienen una correlación directa con él, por lo que es necesario recurrir a otros elementos del medio para entender los factores que limitan o regulan la distribución de la vegetación (Rzedowski, 2006). Estudios sobre el crecimiento de pinos en Estados Unidos, han concluido, que este tipo de vegetación con humedad suficiente puede crecer en arenas de cuarzo casi puro (Prichett, 1986).

El determinar factores de bosque en zonas de alta montaña, no es una tarea fácil; por lo que en el presente trabajo se utilizará el concepto de sitio para determinar qué factores intervienen en el establecimiento del *P. hartwegii* a más de 4,000 msnm, en la cara sur del volcán Pico de Orizaba.

5.1 EL SITIO

El concepto de sitio es de creación y uso especialmente forestal. Se define como un segmento espacial de la Tierra que, junto con factores climáticos del suelo, abióticos (factores físicos) y bióticos constituyen el medio ambiente para desarrollar árboles forestales. El sitio difiere del hábitat, ya que se pone énfasis en la relación que tienen los organismos con un determinado espacio (Schlatter y Gerding, 2014). En la Tierra existen infinitas combinaciones posibles entre los factores del clima y del suelo, pues son dimensionalmente variables; esto explica que las condiciones ambientales en la naturaleza sean muy cambiantes de un lugar a otro. Cuando las diferencias en ese resultado son mayores a lo que se puede considerar homogéneo, entonces se está en

presencia de un sitio diferente, cuyo ambiente físico es distinto para el desarrollo vegetal (Schlatter y Gerding, 2014).

Los factores que caracterizan un sitio y tienen efecto en la vegetación, deben ser considerados de acuerdo a un orden de importancia para proceder a una clasificación y definición de sitios, basado en las particularidades del ambiente físico (Schlatter y Gerding, 2014). A continuación, se describen en orden de importancia del mayor al menor:

1. Macroclima. Cantidad de radiación solar o energía solar incidente, temperaturas medias extremas, precipitaciones anuales y su distribución (afectadas por la geomorfología continental y las corrientes marinas).
2. Clima Local. Exposición a la radiación, al viento y las precipitaciones. Temperaturas medias extremas, balanceo hídrico local.
3. Suelo. Se deberá estudiar las características físicas y estructurales, así como material de origen, profundidad y estructura del perfil del suelo; capacidad de agua aprovechable y drenaje.
4. Estado nutritivo del suelo: Debe determinarse las características químicas y nutritivas del suelo; como contenido de materia orgánica, disponibilidad y accesibilidad nutritiva, profundidad del horizonte A, entre otras.

Las especies vegetales que aparecen en un sitio han logrado establecerse en él luego de un paulatino proceso de adaptación, y a través de su respuesta ecológica particular, han logrado sobrevivir en competencia con otras (Schlatter y Gerding, 2014). Aún cuando el nombre “sitio” tenga una clara connotación espacial, el concepto fundamental no se refiere al espacio en sí, sino a las condiciones que lo caracterizan. Por ejemplo, en dasimetría, se utiliza este concepto para la caracterización del potencial de crecimiento que se asocia a una localidad o área determinada (Corvalan y Hernández, 2006). Por su potencial de crecimiento de la vegetación los sitios se caracterizan en buenos, medianos y pobres; esto se expresa como la calidad de sitio. (http://www.laesferaverde.cl/ar_fdc.htm)

5.2 Evaluación de la Calidad de Sitio

Muchos métodos han sido desarrollados para medir la productividad del sitio. Al principio se tuvo interés en los bienes del bosque, fundamentalmente madera y leña; concentrándose los métodos de evaluación, en el volumen de estos productos por unidad de terreno. Sin embargo, hoy en día existen también otras demandas que no hace conveniente restringirse sólo a esos bienes, se requiere entender el ecosistema completo. Los ecosistemas boscosos de hoy son demandados para producción maderera en sus distintas variantes, producción de bienes no madereros, regulación del agua y protección del suelo, conservación de la vida silvestre que los habita y la biodiversidad, valoración estética y recreación, así como la manutención de los procesos dinámicos propios del sitio (Schlatter y Gerding, 2014).

5.3 Clasificación de sitios

Existe una serie de métodos para evaluar y determinar la calidad de un sitio, y así, poder clasificarlos. Autores como Carmean (1975), Daniel *et al.*, (1982) y Cluter *et al.*, (1983), dividen estos métodos en directos e indirectos. Los directos se utilizan para clasificar sitios con plantaciones ya existentes, basado en información histórica de la plantación, como su rendimiento en volumen y el desarrollo en altura dominante. Los indirectos se desarrollan utilizando factores que afectan el crecimiento de la especie, consiste en clasificar los sitios donde aún no existen plantaciones, el cual toma en cuenta el clima, factores fisiográficos, aspectos edáficos y sus relaciones (Montero, 1999).

A) Factores Fisiográficos. De acuerdo a Jenny la topografía es un factor que influye en la formación del suelo, por lo que se debe considerar como una fuente de variabilidad importante (Montero, 1999). Carmean (1975), manifiesta que los factores ambientales son influenciados por la topografía; por lo tanto, la posición topográfica debería ser utilizada como un indicador de estos factores y particularmente en latitudes extremas o regiones nubosas. La ventaja de utilizar esta información es evidente, ya que puede ser observada tanto en terreno como en material cartográfico (Montero, 1999).

B) Factores Edafoclimáticos. Las propiedades químicas y físicas de los suelos presentan una relación causa y efecto con el crecimiento de los árboles, en las que pueden adicionarse variables morfológicas (Montero, 1999), por lo que es necesario describir al suelo y las variables que lo determinan (Montero, 1999). En este trabajo nos centraremos en ellas.

C) Análisis Foliar. Los resultados se obtienen al tratar de correlacionar el contenido nutricional del follaje con el índice de sitio. Bockheim *et al.*, (1989), encontró que el contenido de nitrógeno y calcio foliar se relacionaba con el índice de sitio de *Pinus resinosa Ait.*, en el estado de Wisconsin, USA (Montero, 1999). En la actualidad existen muy pocos trabajos.

Cada factor actúa a diferente escala espacial y su importancia depende del área de interés. Su efecto integrado genera las condiciones en que crecerán las plantas, sin embargo, es difícil evaluar la contribución de cada factor, debido a la interacción que existe entre ellos (Peña-Ramírez, 2013). La forma en que estos factores contribuyen en el crecimiento de los árboles se describe a continuación:

Clima: La precipitación reabastece la humedad del suelo e influye de manera indirecta en el crecimiento, mientras que la temperatura afecta los procesos fisiológicos y el desarrollo de la planta. A baja temperatura es difícil mantener los procesos bioquímicos esenciales, en tanto que a elevada temperatura la actividad molecular puede ser tan rápida que los procesos metabólicos que controlan las enzimas se inactivan (Peña-Ramírez, 2013).

Intensidad Lumínica: La biomasa aumenta linealmente conforme aumenta la cantidad de luz solar interceptada. En un bosque la intensidad lumínica depende de la latitud y época del año (Peña-Ramírez, 2013).

Latitud: La temperatura, radiación, precipitación y velocidad del viento están correlacionadas con la latitud. En los límites de la vegetación arbórea, tiene una mejor relación con la temperatura (Peña-Ramírez, 2013).

Topografía: Las pendientes pronunciadas son inestables, produciendo suelos someros, debido a que son erosionados por el flujo de agua; sólo una pequeña parte del agua de lluvia penetra al suelo por la alta escorrentía que ocurre en las laderas. Las zonas planas y cóncavas reciben los sedimentos; los procesos de percolación y lixiviación son mucho mayores que en las zonas de pendiente pronunciada. En las zonas de alta montaña, la topografía genera un fenómeno que en ecología se conoce como “efecto de ladera”, es decir, en el hemisferio norte las laderas con orientación hacia el sur están más expuestas a la radiación solar favoreciendo el crecimiento arbóreo (Peña-Ramírez, 2013).

Factores Edáficos o Suelo: El suelo es un recurso natural diverso y frágil que proporciona el apoyo vital para la vegetación. Es el medio para la mayor parte de las interacciones biogeofísicas y químicas en la Tierra; en él se reciclan cerca del 25% del CO₂ atmosférico, tiene gran influencia en los ciclos hidrológicos y del nitrógeno (Wilding y Lin, 2005), por lo tanto, influye en la calidad de sitio forestal (Peña-Ramírez, 2013). En la Tabla 5.1 se resumen las propiedades del suelo y sus efectos sobre la calidad de sitio forestal.

Tabla 5.1 Propiedades edáficas que afectan la calidad de sitio forestal (Peña-Ramírez, 2013)

Propiedad del Suelo	Relación con la Calidad de sitio	Condiciones óptimas
Composición mineralógica del material parental	Afecta la disponibilidad de K, Ca y Mg	Abundancia de minerales máficos
pH	Afecta la disponibilidad de nutrientes	5 - 7
Materia Orgánica	Fuente de N y P, promueve la estructuración	Presencia de mantillo, acumulación de horizonte A y B, $\geq 4\%$ suelo fértil
Textura	Afecta el drenaje, almacenaje de agua y nutrientes	Franco-arenoso, franco y franco-limoso
Estructura	Promueve la aireación, contrarresta la compactación	Granular y sub angular en bloques
Drenaje	Determina el régimen de humedad del suelo y el estatus de aireación	Bien y moderadamente bien drenado
Contenido de piedras	Limita el suelo para las raíces, exceso o falta de aireación	< 15%
Consistencia	Afecta la firmeza del suelo	Friable
Profundidad del Horizonte A	Localización de alta actividad biológica y disponibilidad de nutrientes	> 10cm
Espesor del horizonte B	Arcilla y enriquecimiento de nutrientes	> 30cm
Humedad del suelo	Habilidad para almacenar agua	Arriba del punto de marchitez de la planta

5.3 Esquema de trabajo para el estudio de la Calidad de sitio en el volcán Pico de Orizaba

El principal objetivo de este trabajo es determinar cuáles son los factores ambientales que permiten el crecimiento del *Pinus hartwegii* siguiendo un gradiente altitudinal en el Pico de Orizaba. Así como identificar los principales factores que limitan el crecimiento de esta especie que caracteriza la línea de los árboles.

Para la presente investigación se utilizaron los siguientes indicadores edáficos de calidad de sitio: materia orgánica, textura, densidad real, densidad aparente, propiedades hidráulicas del suelo, topografía, material parental, pH y humedad. En el capítulo VI se incluirá de manera detallada como influyen cada uno de estos factores

en la calidad de sitio, así como los fundamentos de las técnicas usadas para su determinación.

En la Figura 5.1 se muestra el esquema de investigación que se utiliza para el presente estudio. De acuerdo con la investigación bibliográfica se determinó utilizar sólo la cara sur del Pico de Orizaba, debido a que en el hemisferio norte las altas montañas reciben más radiación lumínica en esa orientación. Utilizando material cartográfico, se seleccionaron los sitios de muestreo de acuerdo a variaciones de temperatura, litología, cobertura vegetal, tipos de suelo, precipitación, uso de suelo y vegetación, con respecto a la altitud. Posteriormente, se visitó la zona para determinar algunas variables en campo (humedad, gradiente, aspecto de la pendiente) y realizar la colecta de muestras que serán analizadas en el laboratorio.

Para evaluar si las condiciones son favorables para el establecimiento y crecimiento de la vegetación arbórea, se determinaron las propiedades químicas y físicas del suelo, ya que es un factor clave en la productividad de una especie, utilizando los indicadores edáficos de calidad de sitio antes mencionados; con ello se pretende conocer la variación de la fertilidad a lo largo del gradiente altitudinal. Se propuso analizar la presencia de Vanadio y Molibdeno a lo largo del gradiente altitudinal, pues son elementos esenciales para que se lleve a cabo la fijación biológica de nitrógeno. Se cuantificaron y estudiaron las relaciones entre los sexquióxidos (Fe, Al, Si) determinando los índices de intemperismo y así conocer los regímenes de temperatura y determinar si los suelos son jóvenes y aptos para la sobrevivencia de microorganismos.

Debido a que los suelos en el Pico de Orizaba son desarrollados a partir de cenizas volcánicas y lo escarpado de la orografía, los suelos en el límite superior de la línea de los árboles presentan baja estructura, por lo que se decidió analizar las propiedades microestructurales por medio de láminas delgadas del suelo (micromorfología), con el fin de identificar algunos procesos edáficos que están

Íntimamente ligados con el clima y el régimen de humedad; con este análisis también se puede determinar si existen las condiciones óptimas para el crecimiento radicular y dar información sobre la actividad biológica de la mesofauna.

Por último, con lo recabado se construyó una matriz de datos para realizar un análisis estadístico multivariado por conglomerados (cluster), que nos indicará la jerarquización de todos los parámetros estudiados y la relación existente entre sí. El reto consiste en la dificultad de conocer todos los factores ecológicos y su posible interacción conjunta, por lo que el resultado será una estimación de la capacidad productiva de la especie forestal en cada zona de muestreo.

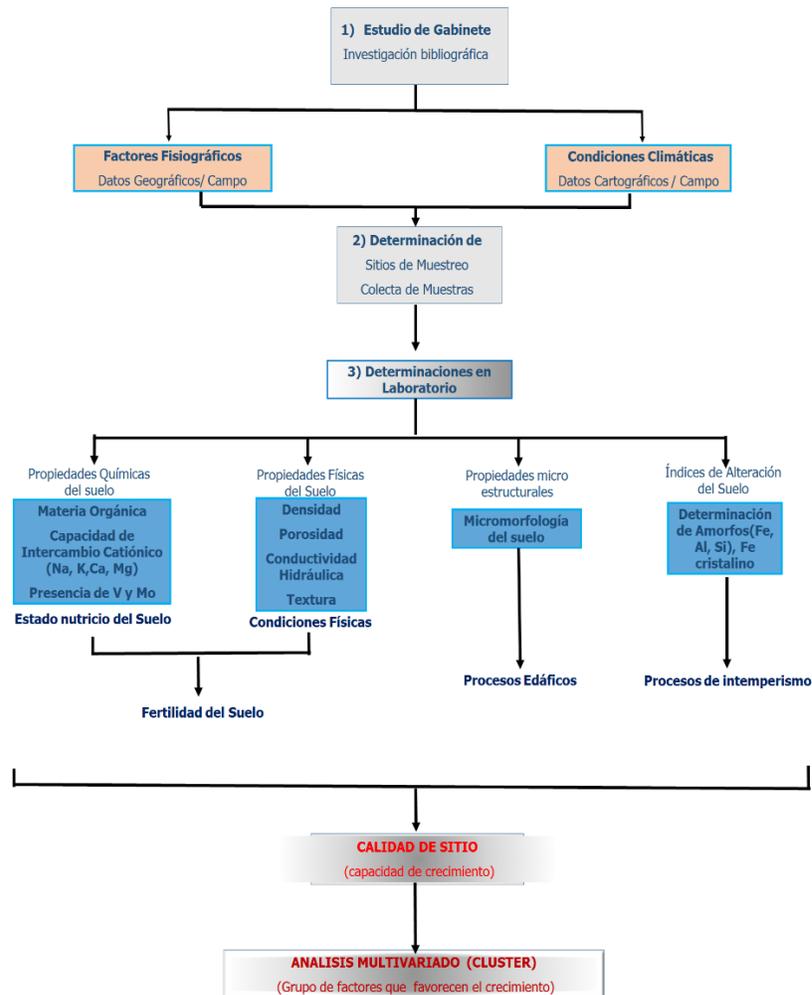


Figura 5.1 Esquema de trabajo para el estudio de la calidad de sitio en un medio extremo; el caso del Pico de Orizaba con una perspectiva de colonización de Marte.

Capítulo 6

Métodos

6.1 Trabajo de Gabinete. Determinación de la zona geográfica de estudio.

Cerezo-Medina y Galacho-Jiménez (2011), indican que al realizar un estudio utilizando sistemas de información geográfica (SIG), debe generarse primero una base de datos cartográficos con las variables que se pretende establecer y ubicarlas en mapas de acuerdo a coordenadas (UTM/grados). Donde el SIG se compone de ficheros *llamados shape file* (formato estándar para el uso de diferentes softwares), que guardan en formato vectorial la localización de los elementos geográficos y los atributos asociados a ellos. Una vez que todos los datos son introducidos en un proyecto mediante tablas y archivos *shape*, se componen distintas vistas temáticas en donde se seleccionan los elementos de interés (atributos/localización), de este modo, se genera una representación cartográfica (Cerezo-Medina y Galacho-Jiménez, 2011). El software usado para este estudio es ArcGIS 10.0 y mapa digital de México 6.1.0. para escritorio de INEGI.

Para la selección de los sitios de recolección de muestras, se obtuvo del Instituto de Estadística Geografía e Informática (INEGI) los datos cartográficos de los estados de Puebla y Veracruz; recopilándose las cartas digitales de topografía, uso de suelo, vegetación, edafología, ríos, municipios y conjunto vectorial (altimetría), todos ellos con escala 1 a 250,000; también se utilizó fotografía satelital spot, fotografías aéreas y el modelo geológico realizado por Macías (2005).

Se establecieron los criterios de selección de las condiciones de sitio que se planean analizar por medio de sistemas de información geográfica (SIG): localización, altitud, topoforma, litología, aspecto de la pendiente, gradiente, suelo, clima y uso de

los suelos, vegetación y cobertura vegetal de acuerdo a los criterios utilizados en "*Field Book for Describing and Sampling Soils*" (Shoeneberg *et al.*, 1998a), "*Glossary of Geomorphology*" (Shoeneberg, 2012) y el "*Keys to soil Taxonomy*" (USDA, 2006). Para determinar estos parámetros se empleó material cartográfico impreso del INEGI y del municipio de Coscomatepec de Bravo, Veracruz, con una escala 1:50,000 (E14B).

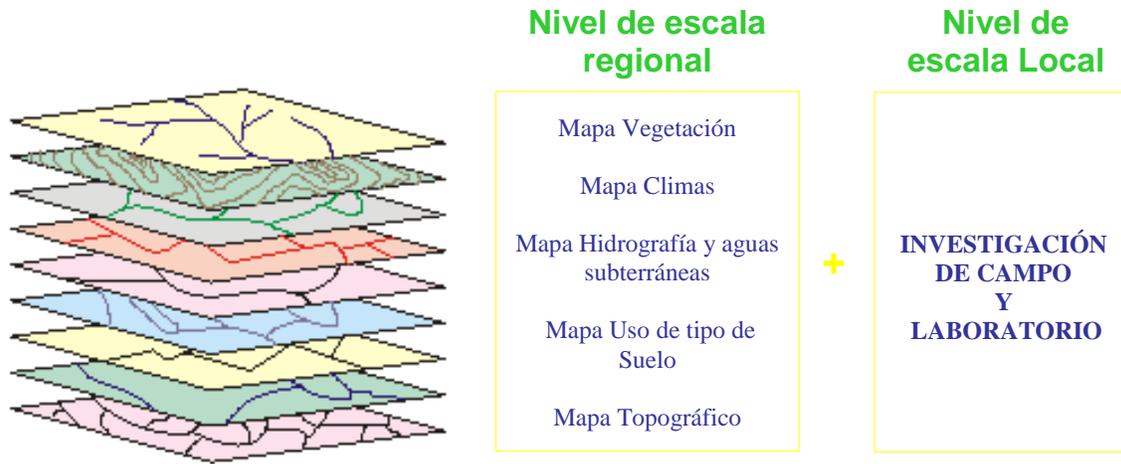


Figura 6.1 Descripción gráfica del trabajo de gabinete.

El estudio de gabinete ayudó a analizar por medio de SIG los posibles puntos de muestreo, la información generada por Cruz-Kuri *et al.*, (2004) para los datos de temperatura del suelo y determinación del clima, por Callegan *et al.*, (2008) para la actividad microbiológica y por Palma-Jiménez (2010) para conocer la variación del nitrógeno a lo largo del gradiente altitudinal. El determinar las condiciones de estación, ayuda a describir la capacidad productiva de una especie forestal e identificar parámetros que puedan combinarse y resultar importantes, o bien, limitantes para el crecimiento de la vegetación.

6.2 Muestreo de campo

6.2.1 Recolecta de muestras para análisis químicos y físicos

De acuerdo a los objetivos de este trabajo y con base en los datos obtenidos del estudio de gabinete y de una visita preliminar a la zona de estudio, fueron seleccionadas ocho zonas de muestreo en la cara sur del volcán Pico de Orizaba. En cada una de ellas se recolectó suelo superficial entre 0 y 10 cm de profundidad, previa remoción del mantillo, con el objetivo de tener el suelo que está expuesto a la radiación ultravioleta, en un área de 5 m² para tener una mayor representatividad. Se tomaron alrededor de 2 Kg. de muestra en cada zona para realizar los análisis físicos y químicos. En todos los casos los sitios de muestreo fueron ubicados con coordenadas de latitud, longitud y altitud utilizando equipos de posicionamiento global (GPS). Las muestras fueron recolectadas con pequeñas palas de polipropileno estériles y almacenadas en bolsas estériles de polietileno; fueron transportadas inmediatamente a la Ciudad de México para hacer las diferentes determinaciones en el laboratorio.

6.2.2 Recolecta de muestras para láminas delgadas

El grupo de muestras para la elaboración de las láminas delgadas, fueron recolectadas de suelo superficial tomando bloques inalterados de suelo. Debido a que la estructura era muy pobre en la mayoría de los sitios, se llevaron envases plásticos de aproximadamente 12x10x10 cm, cuyas dimensiones se encuentran dentro de lo recomendado por Jongerius y Heintzberger (1963), para los bloques con que se obtendrán las secciones delgadas. En cada caso se procedió a enterrar el recipiente y por medio de una espátula (cuña) se fijaba la muestra y se sellaba con la misma tapa del recipiente (Figura 6.2); debido a las características de la muestra el recipiente plástico sirvió de transporte, almacenamiento para secado y ahí mismo, se fijó la muestra. Se realizó el muestreo a 4,068; 4,098; 4,187; 4,347 y 4,454 msnm, considerando

relevante determinar las propiedades del suelo a las altitudes en que la vegetación arbórea encuentra su límite de crecimiento, pues hay presencia de individuos aislados cerca de los 4,200 msnm y cambios en la cobertura vegetal entre los 4,300-4,400 msnm.

Se realizó el muestreo a 4,068; 4,098; 4,187; 4,347 y 4,454 msnm, considerando relevante determinar las propiedades del suelo a las altitudes en que la vegetación arbórea encuentra su límite de crecimiento, pues hay presencia de individuos aislados cerca de los 4,200 msnm y cambios en la cobertura vegetal entre los 4,300 – 4,400 msnm.

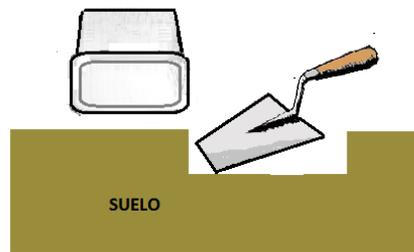


Figura 6.2 Esquema de toma de muestra para la obtención de láminas delgadas.

6.2.3 Recolección de muestras para determinar la conductividad hidráulica, densidad aparente

Fueron recolectadas cinco muestras en cada una de las ocho zonas de muestreo; para ello se utilizaron nucleadores, los cuales son tubos de acero inoxidable (5 cm de diámetro, 11 cm de alto) con un volumen de 100 cm³, tienen un borde afilado para que en caso de haber raíces se corten y no alteren la estructura del suelo; en cada caso se procedió a enterrar el nucleador. Por medio de una cuña se fijaba la muestra; primero se cerraba la parte superior, se volteaba con delicadeza, usando tapas plásticas herméticas se tapaba el otro extremo para que las muestras no perdieran humedad. Se almacenaron en un cuarto oscuro y fresco hasta su análisis.

6.3 Estudio químico de la Materia Orgánica

Tradicionalmente el método de Walkley and Black (1986), ha sido utilizado como una medida de la materia orgánica en suelos, la determinación del contenido de carbono total (TOC), así como el carbono oxidable. Para este estudio, sin embargo, se propone la utilización de la determinación de la materia orgánica por la técnica de oxidación en vía húmeda por permanganato de potasio (KMnO_4); una importante ventaja de usar esta técnica es que con ella se logra determinar el carbono orgánico lábil por hidrólisis con el ácido sulfúrico (extractante), considerado la fracción biológicamente activa de la matriz de suelo (Lucas, 2004). El Carbón orgánico lábil es buen indicador de la calidad del suelo, ya que influye en los procesos de mineralización de carbono y nitrógeno, así como en la estabilización de agregados, actividad microbiana incluida biomasa microbiana, carbono microbiano, etc., (Lucas y Weil, 2012, Lucas, 2004). Es un método altamente reproducible y económico, el cual puede incluso ser utilizado en campo, tanto en suelos agrícolas, hiperáridos y como en este caso, forestales. El límite de detección de la técnica ha sido calculado en 1.2 ppm de carbono orgánico (Lucas, 2004; Navarro-González *et al.*, 2006; Perez-Montaña *et al.*, 2008; Valdivia-Silva *et al.*, 2005).

La materia orgánica en un suelo es difícil de caracterizar ya que es un conglomerado de restos vegetales y animales en el que se puede encontrar moléculas como azúcares, proteínas y restos de paredes celulares; ha habido estudios en los que se ha tratado de caracterizarla para así determinar sus funciones. Un estudio realizado por Simonds (1969) y colaboradores, por medio de la técnica acoplada de pirólisis, cromatografía de gases y espectrometría de masas (PI-CG-EM), logró identificar actividad biológica dentro de los suelos, así como distinguir materiales exógenos; por esta razón fue utilizada por la sonda espacial Vikingo pues proporciona una idea del ambiente, como el hecho de ser oxidante o reductor, ya que puede determinar cierto grupo de moléculas de interés biológico (Navarro-González, 2003). Esta técnica podría ser utilizada para monitorear los suelos de Marte en su proceso de *Terraformación*.

6.3.1 Determinación por Análisis elemental (TOC)

El análisis elemental es una técnica instrumental que proporciona el contenido total de carbono, hidrógeno, nitrógeno y azufre presente en un amplio rango de muestras de naturaleza orgánica e inorgánica tanto sólidas como líquidas. La técnica está basada en la completa e instantánea oxidación de la muestra mediante la combustión con oxígeno puro a temperaturas entre 1600-180⁰C. Los diferentes productos de combustión son dióxido de carbono (CO₂) con el que se cuantifica carbono, y agua (H₂O) para determinar el contenido de hidrógeno y nitrógeno (N₂); son transportados mediante el gas portador (He) a través de un tubo de reducción y después, selectivamente son separados en columnas específicas (de cobre para CO₂ y plata para H₂O) para luego ser desorbido térmicamente. Finalmente, los gases pasan de forma separada por un detector de conductividad térmica que genera una señal proporcional a la concentración de cada uno de los componentes individuales de la muestra (Rubinson, 2001).

Las muestras correspondientes al gradiente altitudinal de suelo del Pico de Orizaba, se pasaron por tamiz de 2 mm; después una pequeña parte fue molida en un mortero de ágata y homogeneizada; se tomó 10 g de cada una para ser enviadas al Laboratorio de Análisis Elemental de la Unidad de Servicios y Apoyo a la Investigación (USAI) de la Facultad de Química de la UNAM, para que fuera realizado el análisis elemental y con ello determinar la concentración de carbono, hidrógeno, nitrógeno y azufre total en suelo. Con base en la metodología, se utilizó un analizador elemental marca FISONs modelo EA1108, con el fin de obtener la relación carbono/nitrógeno (C/N) en los diferentes puntos de muestreo e identificar la biomasa, la evolución de la materia orgánica, y conocer el grado de fertilidad del suelo.

6.3.2 Determinación de la materia orgánica por vía húmeda por Permanganatometría

De acuerdo a la metodología propuesta por Navarro-González y colaboradores (2006), las muestras se pasaron por tamiz de 2 mm, después fueron molidas finamente en un mortero de ágata; se pesó 1g de suelo en tubos de centrífuga de 15 mL agregando 10 mL de ácido sulfúrico (H₂SO₄) al 30%; la mezcla se agitó en un sonicador (Branson Ultrasonics Model 1510-DTH) por 5 minutos; posteriormente, se centrifugó por 15 minutos a 5,000 rpm. El sobrenadante es vertido en matraces Erlen Meyer de 50 mL, calentándose en una parrilla a 70°C para ser valorado con una solución de permanganato de potasio (KMnO₄) 0.01M utilizando una bureta de 50 mL (±0.05). Por su color, la solución de permanganato sirve como indicador, por lo que se va adicionando gota a gota al extracto, hasta que el color del permanganato (rosa tenue) permanece por un minuto, esto determina el punto de equivalencia. Se anota el volumen gastado, el cual se puede transformar a porcentaje de carbono oxidado por gramo de suelo, utilizando una curva de calibración. La solución de permanganato de potasio se normaliza por medio de ácido oxálico (C₂O₄H₂) que es utilizado como estándar primario, de acuerdo a la ecuación:



Debido a la heterogeneidad de las muestras, las determinaciones se hicieron por cuadruplicado.

6.3.3 Análisis por Sistema Acoplado de Pirólisis acoplado a Cromatografía de Gases- Espectrometría de Masas (PI-CG-MS)

Las muestras fueron liofilizadas, se pasaron por tamiz de 2 mm y posteriormente fueron molidas finamente en un mortero de ágata, siguiendo los lineamientos de Navarro-González y colaboradores (2003); para cada análisis se tomó una porción de ~40 mg que se colocó en un tubo capilar de cuarzo taponado con lana de cuarzo. Se prepararon tubos sin muestra de suelo que sirvieron como blancos. Cada tubo fue montado en una bobina de platino dentro de una cámara, que en conjunto se denomina pirolizador (Pyroprobe 2000 de CDS Analytical, Inc, Fig.6.3). La cámara fue purgada 3 veces por un flujo de Helio (99.9999%) a 60 PSI por 3 minutos. Las muestras se sometieron a un programa de pirólisis que se mantiene a 200°C por 10 segundos, seguido de una rampa de temperatura de 10°C/ms hasta 750°C, manteniéndose la temperatura final por 60 segundos. Los gases y/o compuestos volátiles producto de la pirólisis del suelo, fueron inyectados 60 segundos después al puerto de inyección de un cromatógrafo de gases (CG), donde fueron separados (Navarro-González, 2003; Molina, 2006).

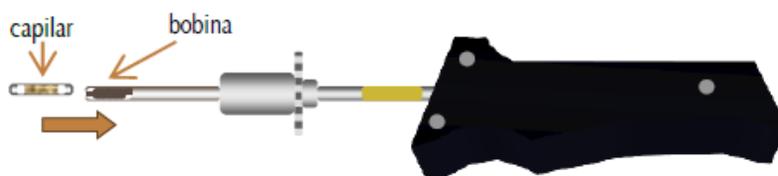


Figura 6.3 Probeta de un pirolizador Pyroprobe 2000 CDS Analytical. Inc. Donde se observa el capilar que contiene la muestra y la bobina de platino que es calentada a 1200°C.

El cromatógrafo de gases (Hewlett Packard serie 5890, USA) está acoplado al pirolizador por medio de una interfase que permanece a 250°C y cuenta con un sistema de inyección split (250°C). Para este estudio se utilizó una columna capilar de tipo PoraPLOT Q de sílice fundida, de 25 m de longitud, 0.32 mm de diámetro interno y grosor de película de 5 µm de copolímero de estirenodivinilbenceno. La separación de gases se realizó mediante un programa de temperatura establecido: isoterma a 60°C

por 2 minutos, una rampa de 10°C por minuto hasta 240°C hasta completar un tiempo de análisis de 30 minutos. Debido a su alta pureza, baja viscosidad, bajo coeficiente de difusión, bajo peso molecular, alto potencial de ionización y ser inerte (de la Rosa, 2001) se usó helio como gas acarreador, con un flujo de 2 mL/min.

El cromatógrafo de gases se encuentra conectado por medio de una interface que se calienta a 250°C, a un espectrómetro de masas de tipo cuadrupolo (Hewlett Packard 5989B, USA) con el cual se identifican las especies químicas generadas durante la pirólisis. El espectrómetro de masas fue operado en modo de impacto electrónico a 70 eV, con un intervalo espectral de 10 a 200 m/z y una resolución de 1 uma, en modo de barrido de masas (SCAN). La identificación de los compuestos se realiza comparando los patrones de fragmentación (espectro de masas) obtenidos de la muestra, contra los espectros contenidos en la biblioteca electrónica del National Institute of Standards and Technology (Wiley 138). Figura 6.4 Fotografía del sistema de análisis.



Figura 6.4 Sistema de acoplado de análisis donde PI=pirolizador, CG=Cromatógrafo de Gases, IR=Espectrofotómetro de infrarrojo, EM=espectrómetro de masas.
B) Fotografía ampliada del sistema de pirólisis, controlador, cámara y sistema de inyección. Se muestra un acercamiento de la probeta de pirólisis.

6.4. PROPIEDADES QUÍMICAS

6.4.1 Determinación de pH

El pH del suelo, es la medida de acidez o alcalinidad que se presenta en los suelos; es considerada una variable importante debido a que influye en la disponibilidad de nutrientes. El pH óptimo para las plantas oscila entre 6.5 - 7.5. En la Tabla 6.1 se detalla algunas condiciones asociadas al pH (Fernández *et al.*, 2006).

Las muestras se pasaron por un tamiz de malla 10, de 2 mm de abertura. Se utilizó un potenciómetro marca Thermo Orion modelo 5 Star con un electrodo de pH ROSS®, el cual fue calibrado previamente con soluciones amortiguadoras de pH 4, 7 y 10, como lo describe el manual del equipo. Posteriormente en un vaso de precipitados de 25 mL, se pesó 1 g de suelo y se adicionó 10 mL de agua destilada para hacer una solución 1:10, la suspensión se agitó con un sonicador por 5 minutos, se filtró y se tomó la lectura; se hicieron cuadruplicados por cada muestra (Fernández *et al.*, 2006).

Tabla 6.1 Condiciones asociadas al pH de los suelos

pH	Indicador	Condición asociada
< 5.5	Deficiencia de Ca y/o Mg	Baja CIC, pobre crecimiento de plantas y posible toxicidad de Aluminio
5.5 - 6.5	Bajo Ca	Satisfactorio para muchos cultivos, limitado en disponibilidad de Fósforo
6.5 - 7.5	Intervalo ideal ideal	El por ciento de bases intercambiables es cercano a 100%
7.5 - 8.4	Presencia de CaCO ₃	Micronutrientes y Fósforo tienden a decrecer
> 8.4	Presencia de Na intercambiable en exceso	Condiciones físicas muy pobres, la materia orgánica no tiene buena descomposición

6.4.2 Determinación de Vanadio y Molibdeno por espectrometría de masas con acoplamiento inductivo (ICP-MS)

Los seres vivos requieren una gran cantidad de nitrógeno que va de entre 2 y 20 átomos por cada 100 de carbono que ingieren (Canfield & Glazer, 2010). El nutriente que más influye en el rendimiento y calidad del producto a obtener en la actividad agropecuaria, es el nitrógeno y se le clasifica como macronutriente para las plantas junto con el fósforo (P) y al potasio (K) (Perdomo, 2015). Sin embargo, se encuentra en la naturaleza en forma de un gas molecular (N_2), casi inerte, difícil de utilizar por los seres vivos. Para que una planta pueda tomarlo, es necesario que las bacterias lo hayan fijado simbióticamente o asimbióticamente, o bien disuelto en el agua de lluvia. Siendo que el mayor aporte proviene de la fijación simbiótica entre 50 a 70 kg ha⁻¹año, mientras que el aportado por la fijación no simbiótica y la lluvia oscila entre 10 a 20 kg ha⁻¹año (Perdomo, 2015).

La fijación biológica de nitrógeno es uno de los procesos metabólicos más costosos energéticamente, y es llevado a cabo por organismos pertenecientes a los dominios eubacteria y arquea. El cual es un proceso que convierte el N_2 en moléculas reactivas como amoníaco (NH_3/NH_4^+) óxidos de nitrógeno (NO_x), o enlazado a moléculas orgánicas, los cuales serán asimilados por los microorganismos para posteriormente ser reincorporados a la atmósfera (Carabinas, 2009; Raymond, et al 2004).

Para fijar el N_2 los organismos utilizan la enzima nitrogenasa, codificada por el operon *nifHDK*, el cual codifica para la enzima heterotetramérica dinitrogenasa $\alpha_2\beta_2$ y para la enzima homodimérica reductasa de la dinitrogenasa γ_2 . La subunidad α , codificada por *nifD*, posee el centro catalítico que facilita la reducción de N_2 , este centro consiste en un compuesto bioinorgánico constituido por $MoFe_7S_9$ al cual se ha denominado FeMo. También, se han encontrado variaciones en las que el Molibdeno (Mo) es remplazado por hierro (Fe) o vanadio (V); sin embargo, estas tienen una menor especificidad y rendimiento (Raymond, et al 2004). Este sistema biológico debe ser

muy antiguo, siendo que el operon *nifHDK* requiere cationes metálicos como Fe, Mo y V en su centro catalítico (Klotz, 2011), siendo que la nitrogenasa de Mo la más abundante, encontrada en todas las especies que contienen esta enzima; la nitrogenasa de V, es la segunda en ser descubierta y en abundancia, mientras que la nitrogenasa de Fe, se encuentra en una proporción mucho menor a las anteriores, por lo que se debe determinar la concentración principalmente de Mo y V a fin de saber que existen las condiciones necesarias para la fijación biológica del nitrógeno.

Las muestras se llevaron al Laboratorio de Espectrometría de Masas con Plasma de Acoplamiento Inductivo (ICP-MS) del Instituto de Geofísica, UNAM. Se trataron, de acuerdo al procedimiento de preparación de muestras de tipo ambiental (suelo) especificado en el manual de este laboratorio, "Manual de Preparación de Muestras para análisis por espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inductivo" (Hernández Álvarez E. *et al.*, 2004). La técnica se basa en la normatividad de la EPA (por sus siglas en Inglés Environmental Pollution Agency), por lo que los ácidos y el agua desionizada que se utilizan son tridestilados para reducir posibles interferencias. Los equipos de laboratorio se calibran por ensayos de intercalibración GeoPT, desde abril de 2008 (Hernández-Álvarez *et al.*, 2004).

De acuerdo con el protocolo, la muestra se secó a 105°C por 12 horas, se pasó por un tamiz de malla 200 de 75 µm de abertura y se trituroó en mortero de ágata. Para cada análisis se pesaron 0.2 g de muestra en vasos de teflón, la muestra se humedeció con ácido nítrico (HNO₃) al 2% en agua desionizada; se adicionó 10 mL de ácido fluorhídrico (HF) y 4 mL de ácido perclórico (HClO₄); la solución se calentó a 125°C en una parrilla, hasta formarse una pasta cristalina. La adición y evaporación de los ácidos continúa hasta que la muestra quede totalmente digerida; para asegurar la eliminación de residuos HF, se le añade 2 mL de HClO₄ y se evapora nuevamente. La muestra se lleva al aforo a 50 mL en un matraz volumétrico con una solución estándar de Indio-Renio de 10 µL/L en 2% HNO₃ y es colocada en una botella nueva de polipropileno para ser almacenada (Hernández-Álvarez *et al.*, 2004).

Las muestras se analizaron en un espectrómetro ICPMS Agilent 7500 ce, utilizando un nebulizador-desolvatador APEX-Q, el cual permite mejorar los límites de detección en un orden de magnitud y disminuir al mismo tiempo, las interferencias del tipo MO+ generadas dentro del ICP, debido a que se introduce significativamente menos disolvente al plasma. El principio de funcionamiento del APEX está basado en la generación de un aerosol con un nebulizador neumático microconcéntrico de bajo consumo (400 mL/min) conectado a una cámara de nebulización ciclónica. El aerosol es calentado a 120°C con el fin de evaporar el solvente (típicamente agua o HNO₃), posteriormente pasa por un serpentín enfriado a -2°C el cual permite que se condense el vapor. El aerosol resultante, libre de solvente, es introducido al ICP (Hernández-Álvarez *et al.*, 2004).

6.4.3 Contenido de Bases Intercambiables (Sodio, Potasio, Calcio y Magnesio) y Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC)

Extracción de los cationes por acetato de amonio

Las muestras se pasaron por un tamiz de 2 mm, para realizar la extracción se hicieron 3 lavados utilizando en total 100 mL de solución de acetato de amonio 1N (57 mL CH₃COOH_{conc.} + 68 mL NH₄OH_{conc.} ajustado a pH=7), en cada caso se agitó por 10 minutos, posteriormente se centrifugó, el sobrenadante se colocó en matraces aforados de 100 mL, al término de los lavados se llevó al aforo con la misma solución, se filtra y se guarda en refrigeración hasta su análisis (Van Reeuwijk, 1992).

Para hacer las determinaciones de Sodio (Na) y Potasio (K) se utilizó una solución de Cesio (Cs) al 2% como estándar interno. Las muestras se prepararon en una proporción 1:2 (1.2 mL de sol. 2% de Cs + 1.8 mL de H₂O + 2 mL del extracto) y 1:10 (0.25 mL de sol. 2% de Cs + 4.5 mL H₂O + 0.5 mL extracto) (Van Reeuwijk, 1992). Las muestras se leyeron en un flamómetro Corning 400. Para determinar la concentración se hicieron curvas de calibración para cada elemento (usando

concentraciones de 0, 0.5, 1.0, 2.0, 3.0, 4.0 mg/L de Na y 0, 0.5, 1.0, 1.5, 2.0 mg/mL de K); véase Anexo B.

Para determinar Calcio (Ca) y Magnesio (Mg) se utilizó una solución al 0.5% de Lantano (La) como estándar interno. Las muestras se prepararon en una proporción 1:30 (2mL de solución 0.5%La + 2 mL H₂O + 1 mL del extracto) y 1:5 (0.25 mL de solución 0.5%La + 3.75 mL H₂O + 1 mL del extracto); para las muestras que quedaron por debajo del límite de cuantificación se tomó 4.5 mL del extracto y se adicionó 0.5 mL de solución de La. Se utilizó el espectrómetro de absorción atómica Perkin Elmer 3110. Se realizaron curvas de calibración de cada elemento para determinar la concentración (usando concentraciones de 0,0.5,1.0,2.0,3.0, y 4.0 mg de Ca y 0,0.1,0.3,0.5, 0.7 mg/L de Mg; véase Anexo B.

Las siguientes ecuaciones se utilizan para determinar la concentración de los cationes intercambiables:

$$Ca_{Ex} \text{ (cmol/kg suelo)} = \frac{(Ca \text{ mg/L muestra} - \text{Blanco}) \times \text{factor dilución} \times 100}{10 \times 20.04 \times \text{g de Suelo}}$$

$$Mg_{Ex} \text{ (cmol/kg suelo)} = \frac{(Mg \text{ mg/L muestra} - \text{Blanco}) \times \text{factor dilución} \times 100}{10 \times 12.15 \times \text{g de Suelo}}$$

$$Na_{Ex} \text{ (cmol/kg suelo)} = \frac{(Na \text{ mg/L muestra} - \text{Blanco}) \times \text{factor dilución} \times 100}{10 \times 23.00 \times \text{g de Suelo}}$$

$$K_{Ex} \text{ (cmol/kg suelo)} = \frac{(K \text{ mg/L muestra} - \text{Blanco}) \times \text{factor dilución} \times 100}{10 \times 39.10 \times \text{g de Suelo}}$$

Ecuación para calcular Capacidad de Intercambio catiónico

$$CIC \text{ (cmol/kg suelo)} = \frac{(Na \text{ mg/L muestra} - \text{Blanco}) \times \text{factor dilución} \times 100}{10 \times 23.00 \times \text{g de Suelo}}$$

Ecuación para determinar el porcentaje de Saturación de Bases (BI):

$$\text{Saturación de Bases (\%BI)} = \frac{Ca_{Ex} + Mg_{Ex} + K_{Ex} + Na_{Ex}}{CIC} \times 100$$

También se calculó el índice de Parker, el cual es muy sensitivo para estimar la pérdida de bases por efecto de intemperismo. Los valores más pequeños obtenidos corresponden a muestras desbasificadas, es aplicable a rocas volcánicas y suelos derivados de éstas (Jaso-Castañeda *et al.*, 2012). En la Tabla 6.2 se detalla cómo deben interpretarse estos valores.

Tabla 6.2 Interpretación de los valores de Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC), así como el contenido de Ca, Mg y K medidos en cmol/kg de suelo.

Clase	CIC (cmol/kg)	Ca (cmol/kg suelo)	Mg (cmol/kg suelo)	K (cmol/kg suelo)
Muy alta	> 40			
Alta	25 – 40	> 10	> 3.0	> 0.6
Media	15 – 25	5 - 10	1.3 – 3.0	0.3 - 0.6
Baja	5 – 15	2 - 5	0.5 – 1.3	0.2 - 0.3
Muy Baja	< 5	< 2	< 0.5	< 0.2

Así como las siguientes relaciones:

$$\frac{\text{Mg}}{\text{K}} ; \frac{\text{Ca}}{\text{K}} ; \frac{\text{Ca}}{\text{Mg}} ; \frac{(\text{Ca}+\text{Mg})}{\text{K}}$$

De acuerdo a Salamanca S. R.(1990), para el desarrollo de las plantas en general, se consideran ideales las siguientes relaciones nutrimentales:

Mg/K	ideal 3 deficiencia de K mayor a 18
Ca/K	ideal 6 deficiencia de K mayor a 30
(Ca+Mg)/K	ideal 10 deficiencia de K mayor a 40
Ca/Mg	ideal 2 - 4

6.5 Índices de Alteración del Suelo (Hierro y Aluminio)

El hierro desempeña un papel importante en los procesos de ferralitización, laterización, podsolización, gleificación y solodización. A partir de la proporción del contenido y de las formas de hierro en distintos horizontes, puede evaluarse el grado de desarrollo de los procesos edáficos antes indicados. La distribución del hierro, en función de la profundidad en los perfiles del suelo, es un reflejo de los procesos pedogenéticos (Acevedo-Sandoval *et al.*, 2004).

Los índices de alteración del suelo permiten conocer la proporción de minerales secundarios, que constituye el complejo de alteración con relación al conjunto de los minerales primarios y secundarios que existen en el suelo, por regla general este índice es más elevado cuanto más evolucionado es el suelo, y para determinarlo se utiliza la concentración de hierro y aluminio (Douchafour, 1984). Los factores ambientales que se toman en cuenta en la formación de los compuestos de hierro son el clima, pasado o presente (Ochoa, Bracho y Oballos, 2000).

Si partimos del material parental este sufre una transformación debida a la meteorización, en el mismo orden que la serie de Bowen, es decir, que los minerales ferromagnesianos se alteraran de manera prioritaria en comparación con los ricos en silicio, por medio de dos mecanismos (Tarbuck, 1996):

1. Oxidación, es importante para minerales ferromagnesianos como el olivino, piroxeno y hornblenda, el Fe se combina fácilmente con el O_2 para formar óxido férrico denominado hematita (Fe_2O_3), y en otros casos limonita [$FeO(OH)$], estos productos son los responsables del color que aparece cuando las rocas ígneas empiezan a experimentar meteorización siendo el primero de color marrón-rojizo y el segundo amarillo. Cabe señalar que la oxidación solo puede ocurrir después de que el hierro es liberado de la estructura del silicato por otro proceso denominado Hidrolisis (Tarbuck, 1996).
2. Hidrolisis, el agua debe estar presente para que este proceso se lleve a cabo, pues está sirviendo de vehículo a los agentes químicos activos (O_2 , ácidos orgánicos y CO_2). El CO_2 disuelto forma H_2CO_3 , promoviendo que los iones H^+ ataquen a los silicatos y se intercambien por otros iones positivos; por ejemplo: si tenemos feldespato potásico ante la presencia de ácido carbónico formará caolinita y dejará en solución K^+ , ion bicarbonato (HCO_3^-) y sílice (Tarbuck, 1996).

Cabe destacar que los óxidos y los oxihidroxidos de hierro influyen en las propiedades de los suelos altamente meteorizados. Estos minerales se presentan en cristales muy pequeños y se pueden agregar, dispersar a través del suelo o revestir a otros minerales, por lo que emplean como indicadores de la pedogénesis (Schwertmann, 1985). Estos pueden indicar las condiciones del medio ambiente en las

cuales se formaron, tomando gran relevancia los depositados como recubrimiento de minerales primarios y secundarios o infiltrados en agregados de arcilla, ya que alteran la carga eléctrica, modifican las propiedades de la superficie e incrementa la capacidad amortiguadora del suelo; por otro lado, el hierro juega un papel importante en la agregación de partículas, en la formación de la estructura del suelo, y en el sentido genético, existe una correlación entre las formas del hierro con distinto grado de cristalinización, entre las que se encuentran: oxihidróxido férrico amorfo ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot n\text{H}_2\text{O}$), maghemita ($\gamma\text{-Fe}_2\text{O}_3$), lepidocrocita ($\gamma\text{-FeOOH}$), hematita ($\alpha\text{-Fe}_2\text{O}_3$), goethita ($\alpha\text{-FeOOH}$); los cuales difieren únicamente en el arreglo espacial de la unidad estructural básica: el octaedro $\text{Fe}(\text{O},\text{OH})_6$ (Acevedo-Sandoval *et al.*, 2004). En los suelos también podemos encontrar Ferrihidrita ($\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{FeOOH} \cdot 2.6\text{H}_2\text{O}$), Magnetita (Fe_3O_4) y Feroxyhita ($\delta\text{-FeOOH}$) (Hernández y Meurer, 1997).

Los índices de alteración son ecuaciones que indican la relación existente entre los óxidos menos móviles y los más móviles o solubles en condiciones superficiales, permitiendo conocer el grado de descomposición que presentan (Acevedo-Sandoval *et al.*, 2004). Para evaluar el contenido de hierro en el suelo, se han empleado técnicas donde se usan varios reactivos (tabla 6.3), cuyos resultados dan una estimación de la cantidad de estos minerales. El tratamiento con ditionito-citrato-bicarbonato extrae hierro (**Fed**) de la mayoría de los minerales del hierro pedogénico, esto es debido a la reacción de oxido/reducción hace que se puedan extraer tanto amorfos como cristalinos esta técnica determina óxidos de hierro lábiles; el oxalato ácido de amonio (**Feo**) extrae hierro amorfo, no cristalino y pobremente ordenado, es selectivo de la ferrihidrita puesto que forma el complejo oxalato de hierro(III) ($\text{K}_3[\text{Fe}(\text{O}_2\text{CCO}_2)]_3$). El pirofosfato de sodio o potasio (**Fep**) obtiene el hierro presente en el suelo como parte de complejos orgánicos. (Acevedo-Sandoval *et al.*, 2002).

Tabla 6.3 Eficiencia de algunos reactivos para disolver componentes con hierro del suelo (Acevedo-Sandoval et al., 2002).

Componentes del suelo	Pirofosfato	Oxalato	Ditionito-citrato
Ferrihidrita	Eficiente	Eficiente	Eficiente
Goethita	Deficiente	---	Eficiente
Hamatita	---	---	Eficiente
Lepidocrocita	---	Deficiente-Regular	Eficiente
Maghemita	---	Deficiente- Regular	Eficiente
Magnetita	---	Deficiente- Regular	Regular

Algunas relaciones de hierro son usadas para determinar la presencia de estos minerales en el suelo, como: Fe_o/Fed es una medida de la proporción del total de hierro pedogénico (amorfo más ferrihidrita), $Fe_2O_3(\text{ditionito})/Fe_2O_3(\text{total})$ es una medida de la cantidad total de Fe que es retirado del suelo, la diferencia $Fed - Fe_o$ es usada para estimar el hierro en la goethita y la hematita (Acevedo-Sandoval et al., 2002). A continuación, se expresan los índices de alteración utilizados en este trabajo; descritos y empleados en estudios por Escamilla-Sarabia *et al.*, 2002; Jasso-Castañeda *et al.*, 2006; Jasso-Castañeda *et al.*, 2012;

6.5.1 Relación Fe-oxalato y Fe-ditionito (Fe_o/Fed)

Este índice relaciona las cantidades extraídas de óxidos de hierro con oxalato de amonio (Fe_{ox}) y ditionito (Fed), lo que indica la presencia/contenido de ferrihidrita; cuando es mayor de 0.5 se asume que la formación de óxidos de hierro cristalinos es inhibida o retardada y que formas paracrystalinas, como la ferrihidrita, tienden a ser dominantes sobre minerales como goethita y lepidocrocita (Schwertmann, 1985). La goethita es el óxido de hierro difundido ampliamente en los suelos y por lo general, es el único óxido de hierro de origen pedogénico en suelos de la región fría y templada (Hernández y Meurer, 1997). Para este estudio se utilizó el indicador propuesto por Campbell y Schwertmann (1984). Esta relación se basa en la selectividad del extractante, lo que permite recuperar formas con distinto grado de cristalización asociadas a diversas fracciones o compuestos del suelo (Reyes y Torren, 1997),

pudiéndose establecer si el ambiente pedológico inhibe o retarda la evolución de los óxidos de hierro hacia formas cristalinas.

$$R_{Fe} = \frac{Fe_o}{Fe_d}$$

Donde

Fe_o es el hierro extraído con oxalato (Fe_o)

Fe_d es el Hierro extraído con ditionito (Fe_c)

De acuerdo con Ochoa y colaboradores (2000), en suelos más evolucionados el contenido de Fe_d aumenta a expensas de los amorfos. Por el contrario, cuando se tienen suelos poco evolucionados la relación Fe_o/Fe_d supera la unidad se habla de suelos poco evolucionados; es decir, la formación de óxidos de hierro cristalinos es inhibida o retardada. y formas paracristalinas como la ferrihidrita tienden a ser dominantes sobre minerales como goethita y lepidocrocita (Schwertmann, 1985).

6.5.2 Determinación Aluminio y Silicio

El término alófono es el nombre genérico que se da a un grupo de minerales (aluminosilicatos) no cristalinos del tamaño de la arcilla, que incluye en su composición química al silicio, aluminio y agua (Al₂SiO₅*nH₂O), 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 (Campos-Cascaredo, et al.,2001).

El alófono es común en los suelos formados de materiales volcánicos, los elementos que controlan su formación son primordialmente el material geológico, la vegetación y el clima. Su presencia hace que los suelos posean un volumen grande

pero cuando acontece una deshidratación éste disminuye de manera notable, lo que implica que puedan retener una gran cantidad de agua, y es resultado del gran volumen y de poros pequeños que dominan (Campos-Casaredo, et al., 2001).

La presencia de aluminio es importante, porque da estabilidad a la materia orgánica por la formación de complejos (compuestos de coadiación) del humus con el aluminio, y por la adsorción de las sustancias húmicas al alófono o a la imogolita. En los Andosoles se observa este proceso, cuyas propiedades están determinadas por la naturaleza de su fracción coloidal, en ambientes templados fríos y húmedos, el suelo está constituida por acomplejaciones de humus–aluminio o por alófono/imogolita. Las acomplejaciones de humus–aluminio se forman principalmente en ambientes ricos en carbono orgánico y que presentan pH ácido (Campos-Casaredo, et al., 2001).

Por otro lado, el aluminio (Al) tiene un papel importante en la acidificación del suelo sus óxidos, hidróxidos y oxihidróxidos adsorben grandes cantidades de metales traza y tienen además una importante influencia en la sorción y disponibilidad de fosfatos, los cuales incrementan la fertilidad del suelo. Se ha observado que la remoción selectiva de óxidos de Fe, Al y de materia orgánica (M.O.) influyen en la microestructura del suelo, actuando como agentes floculantes. Y que las formas no cristalinas de Al, hidróxidos y complejos órgano aluminicos insolubles deben ser considerados como los parámetros clave para la estabilización de la M.O. en suelos Andicos, en lugar de alófono (o imogolita); por otra parte, los filosilicatos de arcillas, con sus grandes superficies, son considerados, con frecuencia, como parte importante en la estabilización de la M.O. en los suelos, protegiéndola del ataque microbiano. (Vásquez-Polo et al., 2014).

El alófono se puede estimar por una disolución selectiva. (1) Utilizando pirofosfato sódico, con este método se solubilizan los complejos orgánicos de Al (Alp) y Fe (Fep). (2) Extracción con oxalato para la extracción de formas de Al y Fe ligadas a óxidos amorfos, óxidos hidratados, aluminosilicatos no cristalinos y a la M.O. (Alo y Feo). El oxalato ácido 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 (3) Extracción con ditionito–citrate sódico, con esta metodología se solubilizan óxidos cristalinos de Fe, así como el Fe presente en compuestos inorgánicos no cristalinos y asociados con la M.O., además es un buen estimador de la cantidad de Fe y Al libre total (Fed y Ald). Por otro lado, la relación atómica Al/Si, que permite advertir la presencia de alófono, se evalúa con $(Alo - Alp)/Sio$, y se utiliza la cantidad de silicio extraída con oxalato (Sio) para estimar la cantidad de alófono. Como el oxalato ácido también disuelve a los complejos humus-aluminio, la cantidad de aluminio extraída con pirofosfato (Alp) se resta de la cantidad de aluminio extraída con oxalato (Alo) (Campos-Cascaredo, et al., 2001; Vásquez-Polo et al., 2014).

Para la evaluación del intemperismo, las muestras fueron liofilizadas; se pasaron por tamiz de 2 mm; fueron homogeneizadas para posteriormente continuar con los procesos de extracción y de análisis que se describen a continuación.

6.5.3 Extracción de óxidos de Hierro por ditionito (Fe_d)

Para cada análisis se pesó 1g de muestra depositándolo en un tubo de centrifuga de 50 mL, se adicionó 25 mL de una solución de citrato de sodio ($Na_3C_6H_5O_7$) 2.4 M y bicarbonato de sodio ($NaHCO_3$) 0.2 M, llevándose a 75°C a baño María; se adicionó 0.4 g de ditionito de sodio ($Na_2S_2O_4$) y se dejó en el baño por 15 minutos, mezclando con agitador de vidrio. Después se centrifugó por 5 minutos a 4500 rpm, el sobrenadante fue colocado en un matraz aforado de 100 mL; este procedimiento es repetido con el sedimento producto de la centrifugación. Al sobrenadante se adicionó 10 mL de sulfato de magnesio al aforo (Holmgreen, 1967; Mehra y Jackson, 1960). Por último, se filtraron con papel Whatman No. 4 y se envasaron en frascos de polietileno de 125 mL hasta su análisis. Cada muestra se analizó por triplicado; fueron usadas dos muestras como blanco y una muestra patrón.

6.5.4 Extracción de óxidos de Hierro, Silicio y Aluminio por oxalato

Para cada muestra se pesa 1 g de suelo; se colocó en frascos de polietileno de 125 mL, se adicionó 50 mL de la solución de oxalato previamente preparada. El procedimiento se realizó en una campana de extracción y en oscuridad, debido a que los componentes de la mezcla son fotosensibles. Los frascos se colocaron en cajas oscuras y en agitación constante por 4 horas; después se filtraron utilizando papel Whatman No. 4 en cuarto oscuro, desechando los primeros 5 mL de cada uno. Es importante mantener los tiempos constantes durante todo el proceso desde la adición de la solución de oxalato hasta el filtrado final (McKeague y Day, 1965). Los filtrados se mantienen en oscuridad hasta el momento del análisis (el tiempo de espera no debe ser mayor de 24 horas después de la extracción ya que se promueve la precipitación del Si). En caso de que las muestras necesiten ser diluidas para su lectura, se utilizará una solución de cloruro de potasio (KCl) al 1%.

La solución de oxalato se preparó en un vaso de precipitados de 1L, usando 17.56 g de ácido oxálico dihidratado ($C_2H_2O_4 \cdot 2H_2O$) y 28.4 g de oxalato diamónico monohidratado $[(NH_4)_2C_2O_4 \cdot H_2O]$; se ajustó a pH de 3.25 usando hidróxido de amonio diluido. Esta solución, se utilizó como solución extractante (McKeague y Day, 1965).

6.5.5 Determinación de Hierro-ditionito (Fe_d), Hierro-oxalato (Fe_o) Aluminio (Al) y Silicio (Si) mediante absorción atómica

Las determinaciones de hierro amorfo (Fe_a) se llevaron a cabo en el Laboratorio de Edafología Ambiental del Instituto de Geología de la UNAM, utilizándose un espectrofotómetro de Absorción Atómica (AA) marca Perkin Elmer, modelo 3110. Se prepararon curvas de calibración de cada elemento para determinar la concentración, utilizando lámparas selectivas de cada elemento (Fe, Al, Si).

La curva de calibración para los óxidos amorfos de Al y Si se preparó a partir de una solución patrón (100 mg Al/L, y una de 100 mg Si/L). Se tomaron 0, 2.5, 5, 10, 15, 20 mL de la solución patrón y se llevaron al aforo en matraces de 50 mL para obtener soluciones con concentraciones de 0, 5, 10, 20, 30 y 40 mg. Para la determinación del Aluminio, antes de aforar se adiciona 5 mL de KCl al 10% para estabilizar la solución. En el Anexo B se muestra la curva de calibración. Los cálculos para expresar los resultados en mg/g de suelo se dan por la ecuación

$$Fe, Al, Si \text{ mg/g de suelo} = \frac{(Fe \text{ mg/L muestra} - \text{Blanco}) \times \text{Factor dilución} \times 50}{g \text{ de Suelo} \times 1000}$$

Para el caso de los óxidos de Fe_o y Fe_d la curva se preparó tomando 0, 0.5, 1, 1.5, 2, y 2.5 mL de la solución patrón de 100 mg Fe/L, se llevaron al aforo en matraz volumétrico de 50 mL, obteniendo una curva de 0, 1, 2, 3, 4 y 5 mg/L de Fe. En el Anexo B se muestra la curva de calibración empleada para hacer los cálculos de concentración de Fe_c , utilizando la ecuación

$$Fe_c \text{ mg/g de suelo} = \frac{(Fe \text{ mg/L muestra} - \text{Blanco}) \times \text{factor dilución} \times 100}{g \text{ de Suelo} \times 1000}$$

Se recomienda que en cada determinación se evalúe la señal del estándar y se limpie el equipo, pues la solución de oxalato de amonio puede tapar los capilares y el nebulizador del equipo de absorción atómica.

6.6 Propiedades Físicas

Las determinaciones de las propiedades físicas del suelo se realizaron con base en el Manual de procedimientos analíticos del Laboratorio de Física de Suelos del Instituto de Geología (Flores-Delgadillo y Alcalá-Martínez, 2010).

6.6.1.a Determinación de la humedad del suelo usando un Reflectrómetro del dominio de tiempo(TDR)

Se entiende por humedad del suelo a la masa de agua contenida por unidad de masa de sólidos del suelo (Flores-Delgadillo y Alcalá-Martínez, 2010). Es muy dinámica y depende del clima, vegetación, profundidad del suelo y de las características y condiciones físicas del perfil. La humedad del suelo influye en muchas propiedades físicas como densidad aparente, espacio poroso, compactación, penetrabilidad, resistencia al corte, consistencia, succión total de agua y color del suelo.

En cada sitio de muestreo se determinó el porcentaje de humedad en suelo, utilizando un equipo de reflectometría de dominio de tiempo (TDR por sus siglas en inglés) marca Soilmoisture Equipment Corp. Este método se caracteriza por no ser destructivo, se basa en la relación existente entre la constante dieléctrica del suelo; regida principalmente por el contenido de agua y sales más que por la composición mineral (Flores-Delgadillo y Alcalá-Martínez, 2010). Siguiendo el manual de operación del equipo, se procede a enterrar las guías metálicas de 20 cm; oprimir el botón *MEASURE* y la Unidad realiza la medición. Se desentierran las guías para limpiarlas y secarlas con papel absorbente. Este procedimiento se realiza en cada determinación. En este caso el equipo se programó para que hiciera la conversión y automáticamente proporcione los resultados en porcentaje de humedad.

6.6.1.b Humedad gravimétrica del suelo

El contenido de agua en los suelos varía dependiendo de la textura, materia orgánica que contiene, estructura, drenaje y su mineralogía. En general, los andosoles presentan altos contenidos de agua y gran capacidad de retención, debido a la gran cantidad de materia orgánica y la presencia de minerales no cristalinos (alofano). La

humedad determina el grado de factibilidad para la germinación y el crecimiento vegetal (Flores-Delgadillo y Alcalá-Martínez, 2010).

Se utiliza el método gravimétrico para la determinación del contenido de humedad de los suelos. Se basa en la medición de la cantidad de agua, expresada en gramos, que contiene una muestra de suelo; esta masa de agua es referenciada con respecto a la masa del suelo seco de la muestra. La determinación de la masa de agua, se realiza por diferencia de peso entre la masa de suelo húmedo (secada al aire, sin alterar la naturaleza de la muestra) y la de suelo seco (secado a estufa a 105⁰C hasta obtener un peso constante entre 24-48 horas), (Flores-Delgadillo y Alcalá-Martínez, 2010).

$$W = \frac{M_{sh} - M_{ss}}{M_{ss}} \times 100$$

Donde:

W contenido de humedad gravimétrica, unidades kg/kg de suelo

M_{sh} masa de suelos humedo

M_{ss} masa de suelo seco, a 105 °C

6.6.2.a Determinación de Densidad Real

La Densidad Real (ρ_r) se define como la masa de los sólidos del suelo por unidad de volumen expresada en g/cm³. Nos permite determinar otras propiedades físicas de los suelos como porosidad y distribución del tamaño de partículas (Flores-Delgadillo y Alcalá-Martínez, 2010). Para su determinación debe removerse la materia orgánica de tal modo que se pueda inferir la composición mineral; es decir, suelos con altos contenidos de bases y ferromagnesianos ($\rho_r > 2.65$ g/cm³), se relacionan con una mayor fertilidad; en cambio, valores más bajos indican deficiencia en bases y alto contenido de sílice (por ejemplo, el vidrio).

Para su determinación, se pesa 15 g de suelo pasado por malla 10 (2 mm); se coloca en un vaso de precipitados de 500 mL y se adiciona peróxido de hidrógeno (H₂O₂) al 30% hasta eliminar la materia orgánica (ya no burbujea la solución). Para eliminar el exceso de peróxido de hidrógeno, se adiciona el doble del volumen de H₂O₂ utilizado de agua destilada y se calienta a sequedad (105⁰C). Del suelo seco se pesa 10 g y se coloca en matraz volumétrico de 50 mL, se adicionan 25 mL de agua destilada por medio de una bureta de 25 mL (V_i); el matraz se coloca en vacío (aprox. 12 horas para eliminar el aire contenido en los poros) y se lleva al aforo con agua destilada, usando la misma bureta se toma la lectura del volumen gastado (V_a). Para los cálculos, se divide el peso de la muestra entre el volumen total gastado para llevar al aforo (Flores-Delgadillo y Alcalá-Martínez, 2010).

$$\rho_r = \frac{M_{ss}}{100 - 2(V_i + V_a)}$$

Donde:

ρ_r densidad real

M_{ss} masa de suelo seco, a 105 °C

V_i volumen antes del vacío

V_a volumen al aforo

6.6.2.b Determinación de Densidad Aparente

La determinación es un indicador de la calidad del suelo ya que de ella depende la percolación, infiltración, aeración y crecimiento reticular. La densidad aparente (ρ_a) es la masa por unidad de volumen del suelo en estado natural y se expresa en g/cm³. El valor de la ρ_a es dependiente de la textura, estructura, porosidad, macro y microporosidad, así como de los componentes orgánicos y minerales. La densidad aparente de una muestra de suelo es calculada a partir de dos parámetros: masa del suelo y volumen total (Flores-Delgadillo y Alcalá-Martínez, 2010). Para su determinación, se recolectan cinco muestras en cada sitio por medio de nucleadores

de acero inoxidable de 100 cm³ (muestreador Uhland). Se calcula con la siguiente ecuación

$$\rho_a = \frac{P_T - (P_n + P_t)}{V_n}$$

Donde:

- ρ_a densidad aparente
- P_T Peso total del núcleo con suelo y tapas
- P_n Peso del núcleo vacío
- P_t Peso de las tapas
- V_n volumen del núcleo

6.6.3 Porosidad

La porosidad del suelo está ligada a la aeración, absorción activa del agua, crecimiento reticular y al tipo de desarrollo de los microorganismos. El volumen de este espacio poroso depende de la disposición de las partículas sólidas, poros, canales o fisuras y éstos de la textura, contenido de materia orgánica, estructura y manejo del suelo (Flores-Delgadillo y Alcalá-Martínez, 2010). La reducción de la porosidad repercute de forma negativa en la capacidad de infiltración del agua y la penetración de las raíces. Los poros pueden clasificarse a) Macroporos, donde circula el agua y regularmente están ocupados con aire y b) Microporos, son los de menor tamaño y son capaces de retener agua. La porosidad es la relación de la densidad real con respecto a la aparente, indica la cantidad de huecos de cualquier tipo en un volumen de suelo y se expresa en porcentaje

$$\varphi = \left(1 - \frac{\rho_a}{\rho_r}\right) 100$$

Donde:

- φ % de Porosidad
- ρ_a densidad aparente
- ρ_r densidad real

TABLA 6.4 Interpretación de los valores de la porosidad

% Porosidad	Interpretación
< 30	Muy baja
30-40	Baja
40-50	Media
50-60	Alta
> 60	Muy Alta

6.6.4 Determinación del Análisis granulométrico de partículas

6.6.4.1. Fundamentos

El suelo esta constituido por material orgánico, minerales, aire y agua, por lo que sus propiedades no son homegenas y continuas. Estos componentes se agrupan formando agregados, conformando la estructura del suelo, generando micro hábitats y el ambiente reticular de las plantas (Pellegrini, 2004). La estructura es dependiente del tamaño de las particulas minerales y su determinación se conoce como análisis granulométrico o textural (Pellegrini, 2004).

La textura influye directamente en las propiedades físicas del suelo como permeabilidad, consistencia, capacidad de intercambio de iones, retención hídrica, distribución de poros, infiltración y estructura; se puede alterar con eventos como el laboreo, erosión eólica e hidrica (Pellegrini, 2004). A las partículas del suelo se conoce como fracciones texturales y dependiendo su tamaño puede clasificarse en arenas, limos y arcillas, de acuerdo a USDA (Soil Survey Staff, 1999) se describen como:

- ARENA: Conforman la fracción esquelética del suelo, forman macroporos entre sí, su presencia aumenta la permeabilidad. En altos porcentajes confiere una baja fertilidad a los suelos, los vuelve susceptible a la erosión y la deficiencia de agua (Pellegrini, 2004).
- LIMO: Es una fracción derivada de la anterior por alteración física. Los poros que forma son capaces de almacenar agua. Cuentan con baja actividad superficial por lo que su papel en la fertilidad química es indirecto. Su presencia limita a veces la permeabilidad al rellenar macroporos (Pellegrini, 2004).
- ARCILLA: Es la fracción de suelo más fina, presenta valores muy elevados de superficie activa, por lo que incide fundamentalmente en la fertilidad de los suelos, almacenamiento de agua, etc. Desde el punto de vista físico-mecánico su rol es generar estructura al ligar las partículas de limo y arena. Forma cuerpos de elevada porosidad, con predominio de microporos que al llenarse de agua y luego desecarse producen hinchamiento y contracción sucesivamente. Las arcillas con el agua resultan muy plásticas y adhesivas (Pellegrini, 2004).

Tabla 6.5. Tamaño de partícula de los componentes del suelo.

Fracción	Arena					Limo	Arcilla
	<i>Muy gruesa</i>	<i>Gruesa</i>	<i>Media</i>	<i>Fina</i>	<i>Muy fina</i>		
Mm	2 - 1	1 - 0.5	0.5 - 0.25	0.25 - 0.1	0.1 - 0.05	0.05 - 0.002	<0.002
Mm	1000 - 2000	500 - 1000	250 - 500	100 - 250	50 - 100	2 - 50	<2

La combinación de las fracciones granulométricas se denomina clase textural e indica el grupo de partículas preponderantes, existen 12 clases de acuerdo al sistema del USDA, se representan por medio de un triángulo de textura (Figura 6.5) (Soil Survey Staff, 1999). Con estas se predice el comportamiento físico del suelo, movimiento del agua en el perfil y cantidad de nutrientes.

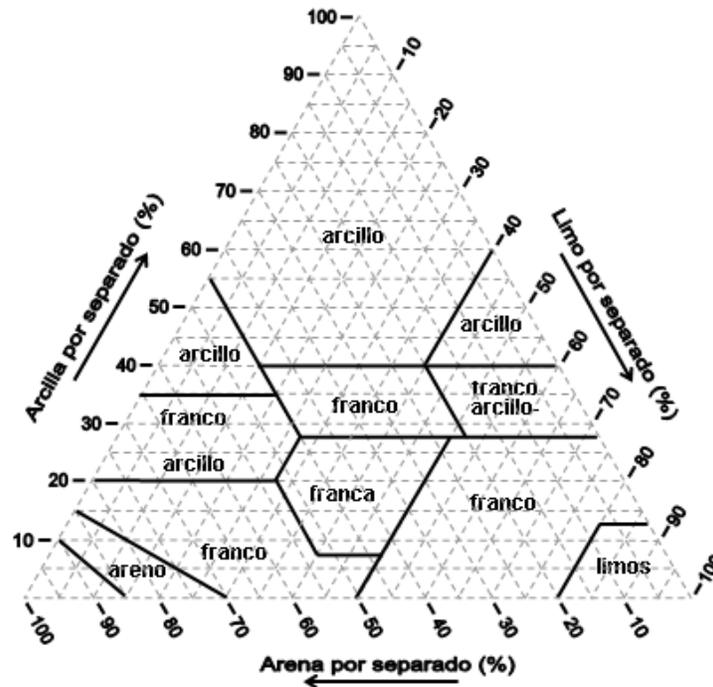


Figura 6.5. El triángulo textural, es un triángulo equilátero en el que un lado corresponde al % de arenas, limos y arcillas respectivamente, las líneas solidas determinan los límites porcentuales para cada clase textural.

La determinación textural, se basa en la ley de Stokes, la cual consiste en la separación y cuantificación de las partículas por medio del tiempo en que ocurre la sedimentación dentro de un fluido viscoso. Al ser una determinación rápida se seleccionó el método del hidrómetro, el análisis mostró muy bajo porcentaje de arcilla, por lo que se decidió incluir la determinación por el método de la pipeta, por ser más preciso.

6.6.4.a. Determinación textural por el método del hidrómetro (Bouyoucos)

El método consiste en preparar una suspensión de la muestra de suelo con hexametáfosfatos de sodio a la cual se le determina la densidad, que varia directamente con la cantidad de partículas suspendidas. Para llevarse acabo, la

muestra de suelo debe estar libre de materia orgánica, cuando al tacto el suelo presenta textura fina se deben pesar de 10 a 20 g, y de 60 a 100 g para texturas gruesas, para obtener datos reproducibles (Day, 1965).

La muestra de suelo se tamiza en malla 10 (2mm), se pone a secar al aire, y se pesan 100 g de suelo (a peso constante), colocándose en un vaso de precipitados de forma alta, la muestra es humedecida y es agregado 10 mL de peróxido de hidrogeno (H_2O_2 , al 30%), se somete a agitación leve y calentamiento moderado, esta operación se repite hasta que la materia orgánica sea destruida, lo cual se observa al no presentar reacción al peróxido, con un cambio de color. Para lavar el exceso de peróxido, se adiciona el doble del volumen de agua destilada. Los vasos con las muestras se colocan en baño María con una temperatura de 40°C, poco a poco es aumentada la temperatura hasta llegar a 80°C, aumentando el volumen de agua cuando sea necesario. La muestra no debe secarse durante el tratamiento previo, después los vasos son colocados en una parrilla eléctrica y calentados a ebullición para asegurar la completa eliminación de la materia orgánica. Posteriormente, los vasos son introducidos a estufas y secadas a 105°C. Las muestras son molidas con un mortero de madera y pistilo de goma para no romper las partículas minerales. Se pesan 50 g de la muestra y se coloca nuevamente en los vasos de forma alta, se agregan 200 mL de agua destilada y se adiciona 100 mL de una solución de hexametáfosfato de sodio (50 mg/mL), se agita por 12 h, posteriormente, la muestra se pasó por una malla 270 de 53 micrómetros de abertura para separar las arenas, las cuales se lavaron con agua destilada, posteriormente se secan a 105 °C y se pesan

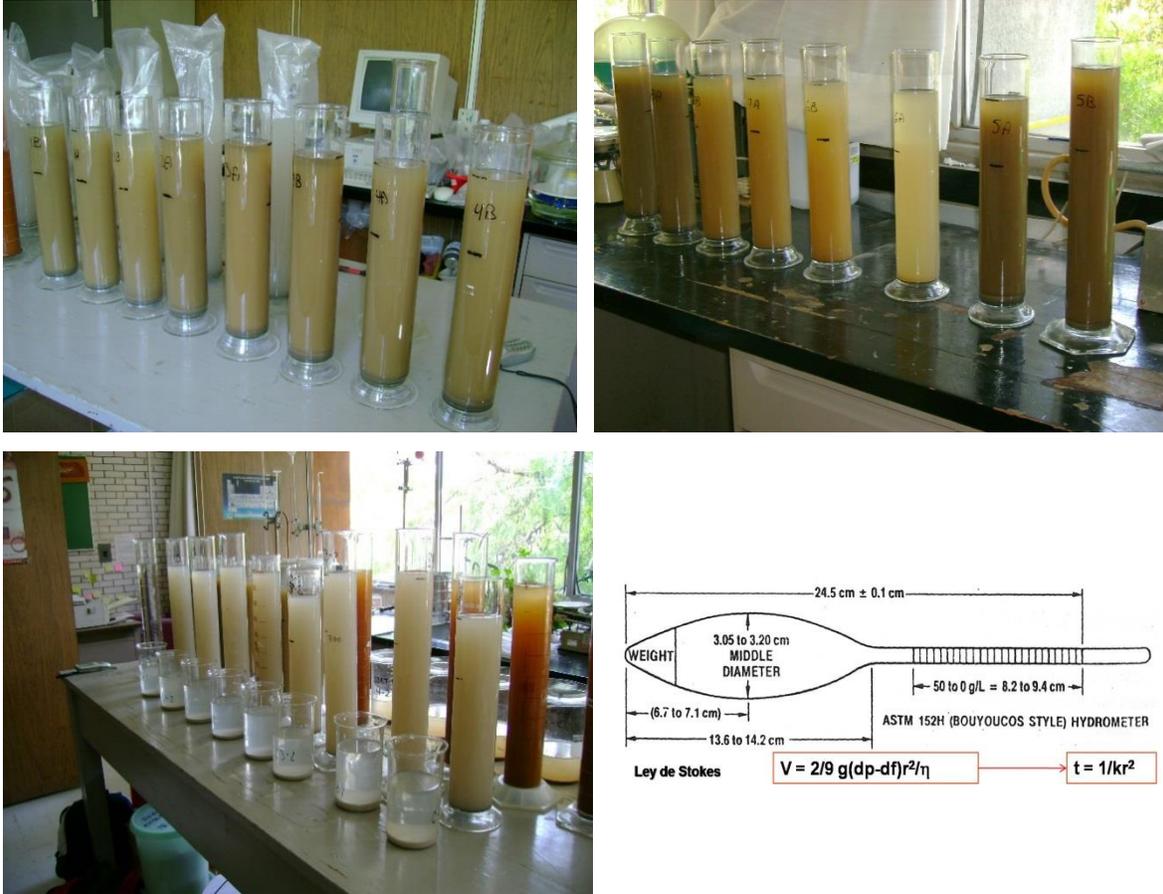


Figura 6.6. Separación granulométrica por el método de la pipeta y del hidrómetro. Las Figuras A, B y C muestran el proceso de separación. La Figura D, muestra un esquema del hidrómetro. La ley de Stokes demuestra que el tiempo para recorrer una cierta distancia es inversamente proporcional al radio aparente de la partícula. V =velocidad de la partícula, g =gravedad, d =densidad de la partícula y del fluido, r =radio de la partícula [aparente], y h =viscosidad del fluido. El valor de "k" se asume si todos esos valores son constantes.

La parte fina (limos y arcillas) fueron colocadas en probetas de 1000 mL. Para realizar la determinación, las probetas se aforaron, se agitaron e inmediatamente se tomó la primera lectura a los 40 segundos (limo y arcilla), $[R_{40}]$ con el hidrómetro y la siguiente a las 7 horas (arcillas, $[R_7]$). Las lecturas se realizaron con un hidrómetro ASTM 152H (Figura 6.6), el procedimiento fue realizado bajo una temperatura controlada de $19 \pm 1^\circ\text{C}$. Para realizar los cálculos es necesario hacer un "blanco", es decir la misma determinación pero solo usando agua destilada y dispersante, sin muestra de suelo $[R_L]$. Para calcular los porcentajes de arenas, limos y arcillas, se utilizaron las ecuaciones que se muestran a continuación:

$$\text{Arenas} = 100 - ((R_{40} - R_L) \times 100 / \text{g suelo})$$

$$\text{Arcillas} = (R_7 - R_L) \times 100 / \text{g suelo}$$

$$\text{Limos} = 100 - (\% \text{arcillas} + \% \text{arenas})$$

6.5.4.b. Determinación de la clase textural por el método de la pipeta (Robinson)

Para preparar la muestra se siguen los mismos pasos que en el punto anterior, separar las partículas mayores, eliminar la materia orgánica, secar, pesar 10g, agregar 10 mL de metafosfato de sodio (50g/L), agitar 12 horas y pasar la suspensión por un tamiz de malla 270 de 53 micrómetros de abertura para separar las arenas las cuales son secadas a 105 °C y se determina su peso constante.

Las arenas secas se pasaron por tamices de 1, 0.5, 0.25, 0.1 y 0.05 mm de abertura. Para la determinación de la fracción fina que pasó a través de la malla 270 (agua de lavado), se trasvasa a probetas de 1000 mL. Para realizar la determinación, las probetas fueron llevadas al aforo, se agitaron durante 1 min. Después es usada una pipeta la cual se sumerge 10cm y se toma alícuotas a tiempos determinados, para este caso se utilizaron 28 s, 4.37 min, 46.39 min y 3h51.29 s con base en el manual de Fisca de suelos (Flores-Delgadillo y Alcalá-Martínez, 2010). Las alícuotas se transfieren a capsulas de porcelana, previamente tarada, y son secadas a 105 °C, para posteriormente determinar el peso constante y calcular de acuerdo a la ley de Stokes las fracciones.

6.6.5. Conductividad hidráulica saturada (k)

La conductividad hidráulica (K) se refiere a la velocidad con la que el agua pasa a través de la masa del suelo, por unidad de gradiente de carga hidráulica; el cual depende de la porosidad del suelo, en particular de poros con radio mayor a $15\mu\text{m}$ que se mantienen abiertos en condiciones de saturación. El método utilizado fue desarrollado en el laboratorio de Física de Suelos del Instituto de Geología, el cual se basa en la aplicación directa de la Ley de Darcy a una columna de suelo saturado con área uniforme conocida (conductividad hidráulica saturada con carga constante, K_s), utilizando cilindros de suelo sobre los que se mantiene una carga constante de agua, para lo cual se mide el volumen de agua que pasa en un determinado tiempo.

Para hacer la determinación se utiliza un cilindro plástico que se coloca en la parte superior de los muestreadores tipo Uhland que contienen la muestra de suelo (sección 5.2.3), y por debajo papel filtro, se colocan en charolas plásticas para saturar el suelo por capilaridad (aproximadamente 12 horas, la superficie del suelo debe ser brillante). Posteriormente se coloca un embudo buchner en la parte inferior del nucleador y se coloca todo el dispositivo sobre un soporte, debajo de él se coloca una probeta graduada de 50 mL. Al cilindro plástico se colocan mangueras de hule, véase Figura 6.7., la de entrada ira colocada a un flujo de agua (llave tarja) y la de salida al desagüe. La llave de agua se abre y se deja estabilizar el flujo, iniciando así la determinación, se colecta en la probeta el agua que pasa por la columna de suelo, se anota el tiempo requerido para llenarse la probeta. La colecta de agua se repite dos veces más. Al final se desmonta todo el dispositivo, teniendo en cuenta que el suelo contenido en los cilindros se puede utilizar para las determinaciones de porosidad, densidad aparente y contenido de humedad a saturación, si es el caso debe cuidarse que el suelo no pierda su estructura.

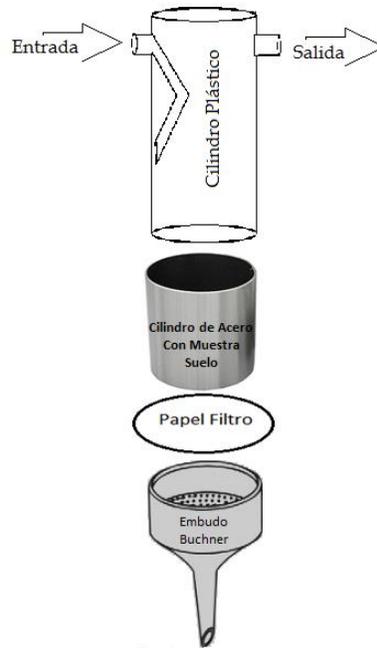


Figura 6.7 Diagrama que muestra el ensamblado del equipo para medir la conductividad hidráulica. Se aprecia el cilindro plástico por donde pasará el agua a flujo constante, el papel filtro para no perder partículas y debajo del embudo Buchner se coloca la probeta de 50 mL.

Cálculos:

$$K_s = (Q/At)(L/\Delta H)$$

donde

K_s = conductividad hidráulica saturada (cm/hora)

Q = volumen de agua recogido en la probeta graduada (cm³)

A = área de la sección circular horizontal del cilindro (cm²)

t = tiempo transcurrido hasta la medición final del volumen Q (hora)

L = altura del cilindro de suelo (cm)

ΔH = carga de agua constante por encima del nivel superior del cilindro de suelo (cm)

En la tabla 5.2 se muestra como la textura del suelo está íntimamente relacionada con la conductividad del suelo, para hacer una mejor evaluación de los

sitios d estudio, la Tabla 5.3 contiene la información de cómo hacer una buena interpretación de los resultados, recordando que un buen drenaje es aquel que permite el almacenaje de aire y agua en el suelo para estar disponible para las plantas(Flores-Delgadillo y Alcalá-Martínez, 2010).

Tabla 5.2 Relación de la conductividad hidráulica con las texturas del suelo.

Clase textural	Ks (cm h⁻¹)
Arena	21.0
Arena migajosa	6.11
Franco arenoso	2.59
Franco arcillo arenoso	0.43
Franco	1.32
Franco limoso	0.68
Franco arcilloso	0.23
Arcilla arenosa	0.12
Franco arcillo limoso	0.15
Arcillo limoso	0.09
Arcilla	0.06

Tabla 5.3 Interpretación de los valores de conductividad hidráulica

Conductividad hidráulica (cm h⁻¹)	Interpretación
< 1	Muy baja
1 – 2	Baja
2.1 – 3.0	Moderadamente baja
3.1 – 5.0	Media
5.1 – 10.0	Moderadamente alta
10.1 – 20.0	Alta
> 20.1	Muy alta

6.7. Estudio de la Micromorfología en Láminas Delgadas

6.7.1. Fundamentos

La micromorfología se conoció a principios del siglo veinte y a partir de la publicación del libro "micropedología" escrito por Kübiena, se consideró una disciplina con terminología y conceptos sistemáticos (Loaiza, Stoops, Poch y Casamitjana, 2015). Su principal objetivo es contribuir a resolver problemas relacionados a la génesis, clasificación y manejo de los suelos, incluyendo la caracterización paleontológica y arqueológica (Stoops, 2010). En las dos últimas décadas se ha incluido el estudio de paleosuelos, la relación suelo-biota, manejo estructural del suelo, así como suelos endurecidos y, "duricrust" o suelos con costra (Ringrose-Voase *et al.*, 1994).

La micromorfología permite el estudio de microestructuras, análisis cuantitativos, que permiten hacer interpretaciones y relaciones espacio-temporales de muestras de suelo sin alterar por medio de técnicas de microscopía (Stoops, 2010). Con el fin de llevar a cabo un estudio microscópico del suelo, se requiere la preparación de la muestra, que no altere la estructura del suelo y un microscopio petrográfico. Teniendo especial cuidado de que la muestra no haya sufrido ningún tipo de deformación durante la fase de muestreo, trasportación y obtención de la lámina delgada (<http://edafologia.ugr.es/micgraf/queesw.htm>). Respecto a la toma de muestra, Loaiza y colaboradores (2015), indican que debe tener clara la escala de trabajo, profundidad y volumen, pues para muchos trabajos es de suma importancia conocer la posición y orientación de los rasgos; por ejemplo para investigaciones sobre contaminación de suelos se seleccionan columnas suelo-tipo, mientras que en otros casos se utiliza muestras de los horizontes superficiales con el objetivo de caracterizar los edaforasgos más importantes en función del relieve, o bien en estudios de paleoclimáticos se realiza un muestreo en calicatas. Al final cada muestra debe contener información del horizonte, profundidad del muestreo y fecha.

De acuerdo a Fitzpatrick (1990), los principales pasos para la preparación de la muestra son:

- Toma de muestra, se debe ser cuidadoso a fin de no alterar la muestra, por medio de una caja de doble tapa
- Fijación y/o impregnación de la muestra. La muestra es sometida a vacío por horas a fin de secarla, se adiciona una resina para impregnar todos los poros presentes y fijará la muestra
- Corte de la lámina. El bloque plástico, resultante del paso anterior, tienen que ser cortado con una sierra de corte-diamante para obtener una superficie plana con el tamaño de la preparación microscópica que se requiere.
- Pulido, la pieza es pulida a fin de eliminar las huellas del corte, se usa polvo de esmeril de diferentes tamaños hasta obtener un pulido espejo y es montada en un portaobjetos.

6.7.2. Preparación de la muestra.

Las muestras se llevaron al Laboratorio de Laminación del Instituto de Geología, de la UNAM, donde fueron secadas a temperatura ambiente y posteriormente impregnadas con una resina epóxica con índice de refracción de 1.65. El recipiente en que se recolectó la muestra se utilizó también para fijarla, por lo que se adicionó la resina hasta el borde, se colocó a vacío por 15 minutos a una presión de 24 bar para eliminar el aire atrapado dentro de los macro y microporos de la muestra de suelo (Figura 6.8), estos pasos se repiten hasta que la resina ya no es absorbida. Se dejó secar las muestras por 15 días bajo sombra para que terminara de impregnarse y evitar el endurecimiento de la resina. Al cabo de este tiempo se colocaron bajo la luz solar por 2 semanas ya que no se utiliza ningún agente químico que catalice la reacción; los bloques se calientan a 75°C en una mufla marca Termoline modelo 1000, para consolidar al máximo el bloque.

Para obtener las láminas delgadas, los bloques fueron cortados en secciones de 4.5 x 6.5 x 2.5 cm utilizando una cortadora con disco de diamante de rin continuo de 9 pulgadas, que es lubricado con agua. Una de las bases del bloque se pule

mediante una secuencia de lijas de agua de los números 80, 120, 220, 360, 600 y 1000; se abrillanta con una pulidora rotatoria marca Puehler Metacer 2000. Sobre la cara pulida se le adhiere un portaobjetos petrográfico de 7.5 x 5cm utilizando la misma resina y dejando secar por 24 horas; por último, se hace un corte con la cortadora de disco de diamante para obtener una lámina delgada de 100 micras de espesor, el lado expuesto es pulido con una serie de abrasivos de grano 200, 600 y 1000 hasta obtener un grosor de 30 micras, éste se cubre con un cubreobjetos, se fija con la resina y se prensa para sacar las burbujas de aire que hayan podido quedarse atrapadas.

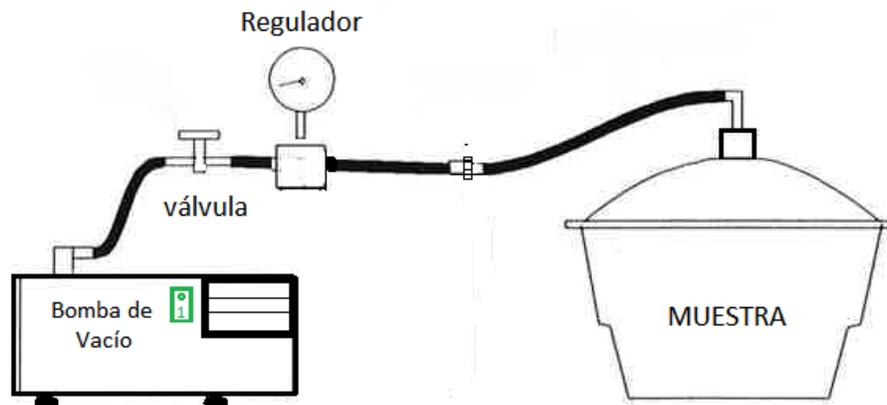


Figura 6.8 Dispositivo para impregnar con resina la muestra de suelo inalterado. Modificado de Håkansson, 1985.

6.7.3 Descripción de la Micromorfología

Las láminas delgadas fueron analizadas en el Laboratorio de Microscopía del Departamento de Edafología del mismo Instituto, por medio de un microscopio petrográfico de contraste de fase y luz polarizada marca Olympus BX51 y del software Image Pro-Plus 5.1. Se realizó una descripción semicuantitativa.

Los rasgos que se toman en cuenta y que describen una sección delgada son:

- **Fábrica del suelo.** Este término se refiere a la orientación espacial de todos los materiales que conforman el suelo; es decir, los rasgos característicos que dejan los componentes sólidos, líquidos o gaseosos y que son asociados a los poros o espacios vacíos que pueden evidenciarse por medio de su forma, tamaño y frecuencia a través de las láminas delgadas (Brewer y Sleeman, 1960; Loaiza, Stoops, Poch y Casamitjana, 2015).
- **Rasgos pedológicos¹.** Se entienden como unidades del suelo donde se identifica claramente materia orgánica, componentes químicos (como nódulos de hierro) y fracción granulométrica; pueden asociarse de forma lógica a algún proceso que les dio origen y no puede ser atribuida al material parental (Bullock *et al.*, 1985). El término edaforasgo se utiliza también como sinónimo de rasgo pedológico (Loaiza *et al.*, 2015).
- **Matriz.** Son los componentes que definen la microestructura del suelo (poros, huecos, agregación), así como la distribución del material fino y grueso que forma la base material (Castro-Dorado, A. 1989). De acuerdo a Loaiza y colaboradores (2015) la microestructura incluye la porosidad y los agregados.
- **Textura.** Se refiere al conjunto de las relaciones intergranulares de tamaño y forma de los materiales; es decir, la constitución física de un material del suelo expresado por su estructura y por su grado de cristalinidad de las partículas sólidas (Castro-Dorado, A. 1989).

6.8 Análisis estadístico multivariado por conglomerados (cluster).

6.8.1 Modelos matemáticos aplicados al estudio del suelo

Los investigadores en suelo han propuesto varios modelos para estudiar y explicar la pedogénesis; la mayoría de ellos eran de naturaleza verbal y descriptiva. Últimamente se hace énfasis en los modelos matemáticos debido a la disponibilidad de tecnología computacional, ya que el suelo es un sistema abierto que intercambia materia y energía con su entorno, además de involucran un gran número de

variables para su estudio. Estudiar el suelo desde una perspectiva dinámica permite entender su origen, efectos y causas de los procesos pedogenéticos que le confieren determinada morfología al suelo, además de entender la importancia de determinados procesos que actúan en el tiempo para el desarrollo del suelo (Zapata-Hernandez, 2006).

El modelo que se utiliza para este trabajo es el propuesto por Hans Jenny (1930-1940), también conocido como el modelo de factores formadores siguiendo la escuela del pensamiento de Dokuchaev. Propone que el suelo (S) es una función del clima (cl), los organismos (o), el relieve (r), el material parental (p) y el tiempo. Jenny descubrió que el tiempo es la única variable que puede llegar a considerar independiente, pues las otras cuatro dependen, en mayor o menor grado, una de la otra (Pérez-Hernández, 2007; Zapata-Hernandez, 2006). Este modelo es el que más utilizan los pedólogos para explicar las distribuciones y predecir las variaciones de los suelos a diferentes escalas; también es muy útil como herramienta de enseñanza en cursos introductorios de suelos, ya que los factores son observables, se pueden dimensionar y varían espacialmente (Zapata-Hernandez, 2006).

$$S=f(\text{cl,o,r,p,t,...})$$

Cada factor es una forma de definir el estado e historia del suelo, los puntos suspensivos indican otros factores que pueden ser importantes local pero no globalmente, como los depósitos eólicos, incendios forestales, lluvias ácidas, etc (Zapata-Hernandez, 2006). Pons *et al.*, (1995), indica que Moore en 1972 y Yaalon junto con sus colaboradores en 1975, proponen el uso del análisis estadístico multivariado (Cluster) aplicado al análisis de los suelos, para cuantificar relaciones entre los suelos y factores formadores; también menciona que según Arkey en 1976, el análisis de Cluster es efectivo cuando los suelos estudiados se localizan en pequeñas áreas o se trata de suelos diferentes.

El análisis cluster o de conglomerados es una técnica multivalente de agrupación de datos teniendo en cuenta su afinidad respecto a un vector Y de p variables observadas (Montanero-Fernández, 2008). Su importancia radica en que proporciona un mejor entendimiento del fenómeno de estudio, obteniendo información que los métodos estadísticos univariantes y bivariantes son incapaces de conseguir, ya que se genera un sistema taxonómico; es decir, organiza los datos en forma jerárquica de tal forma que puedan ser clasificados, donde los elementos de una misma clase deben ser razonablemente homogéneos (similares) (Pérez-Hernández, 2007).

En el análisis de conglomerados el objetivo es determinar una estructura grupal, donde hay poca o ninguna información a priori sobre la forma que toma la estructura. En este caso, puede ser todavía deseable subdividir o diseccionar las observaciones en grupos relativamente homogéneos, ya que las observaciones dentro del mismo grupo pueden ser suficientemente similares para ser tratadas de manera idéntica con el propósito de algún análisis adicional; mientras que esto sería imposible para un conjunto heterogéneo. La mayoría de las técnicas de análisis de agrupamiento requieren una medida de similitud o disimilitud entre cada par de observaciones; si las p variables que se miden para cada observación son cuantitativas y en unidades similares, entonces una medida obvia de la disimilitud entre dos observaciones es la distancia euclidiana entre las observaciones, en el espacio espacial p -dimensional definido por las variables. (Pérez-Hernández, 2007).

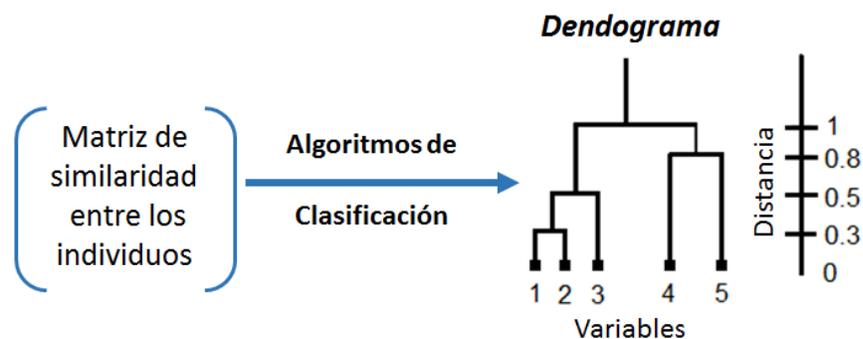


Figura 6.9 Esquema de clasificación jerárquica y obtención de un dendograma.

La clasificación jerárquica se representa por medio de un diagrama en dos dimensiones conocido como dendograma, el cual esquematiza la fusión o división hecha en cada paso sucesivo del análisis. En la Figura 6.9 se muestra la clasificación jerárquica de 5 variables, donde la distancia es el índice de la jerarquía; es decir, es mayor la similitud entre 1 y 2 ($d=0.3$) que entre 4 y 5 ($d=0.8$), también se distinguen tres grupos {1,2} , {3} y {4,5} (Pérez-Hernández R. M., 2007).

6.8.2 La muestra

Primero se trabajó con el software de Sistemas de Información *Geográfica Arc GIS*, este programa permitió obtener la información de las propiedades del suelo por medio de mapas (altitud, topografía, litología, aspectos de la pendiente, gradiente, suelos, clima y uso del suelo, vegetación, cobertura vegetal, precipitación y temperatura); después se construyó una tabla con esa información en *Excel*, donde se organizaron los datos de acuerdo a las localidades muestreadas.

De los análisis realizados a las muestras en el laboratorio, se seleccionan datos como materia orgánica (MO%), pH, arcilla (%), capacidad de intercambio catiónico (CIC%), propiedades físicas (densidad, porosidad, texturas) y químicas del suelo (contenido de bases intercambiables, capacidad de intercambio catiónico, intemperismo). Estas propiedades se considera que varían de acuerdo a las condiciones climáticas, por lo mismo, satisfacen muy bien los requisitos para ser considerados en la modelación

6.8.3 Aplicación de análisis de conglomerados

Según Pérez-Hernández (2007) para realizar el análisis de conglomerados se utiliza el método de distancia Euclidiana de la liga simple para generar un dendograma; que consiste en unir los grupos, considerando la menor de las distancias existentes entre los miembros más cercanos de distintos grupos. Este método se aplicó tanto para

el estudio de casos como para el análisis de variables. En el análisis de conglomerados se utiliza la información de una serie de variables para cada sujeto u objeto y conforme a ellas se mide la similitud, una vez medida ésta se integran en grupos homogéneos internamente y en grupos diferentes entre sí. Se hizo una matriz con los datos estandarizados (divididos entre su desviación estándar) para hacer el Cluster de variables. Se utilizó el paquete estadístico Statistica 12.0.

Capítulo 7

Resultados y Discusión

7.1 Determinación de los puntos de muestreo

Para la determinación de las zonas en las que se haría el muestreo se utilizó el análisis por sistemas de información geográfica; se empleó la fotografía aérea E14B46D de alta resolución (5500x6190 pixeles), en la cual se sobrepusieron las curvas de nivel correspondientes al estado de Veracruz con una resolución de cada 100 m (Figura 7.1); sobre las curvas de nivel se categorizaron en 11 grupos con el fin de obtener secciones de color cada 200 m de altura, utilizando la información de Lauer (1979) respecto a la distribución de la vegetación sobre el volcán Pico de Orizaba. Se establecieron 4 zonas altitudinales bien definidas: la primera de 3,000-3,400 msnm, zona donde se hace presente el *P. Hartweggi*; la segunda de 3,400-4,000 msnm, donde se encuentra el límite inferior de la línea de los árboles (la fotografía aérea muestra una alta densidad de la vegetación arbórea); la tercera de 4,000-4,150 msnm, donde la densidad baja y muestra el límite superior de la línea de los árboles; de acuerdo a lo visto *in situ* se presentan individuos aislados hasta los 4,200 msnm, a partir de esta altitud dominan los pastos alpinos que ven reducida su abundancia hacia los 4,500 msnm aproximadamente, utilizando esta cota como la cuarta zona establecida. Consideramos interesante esta última zona, pues ayudará a establecer las condiciones mínimas requeridas para que la especie de pino *Hartweggi* pueda ser utilizada como colonizadora de Marte.

Al revisar el mapa de uso de suelo del estado de Veracruz (Figura 7.2), a la altitud de 3,000-3,400 msnm aproximadamente, se observan grandes zonas dedicadas al cultivo. El mapa indica que hay especies inducidas, por lo que podemos considerar que hay una fuerte actividad antrópica; por ello, se realizó la recolección de las muestras a partir de los 3,600-3,700 msnm. Se observa una coincidencia de la zona

denominada como bosque de coníferas entre los 3,300-4,150 msnm, estableciendo la mayor altitud como la cota superior para la línea de los árboles, a partir de ahí dominan los pastos.

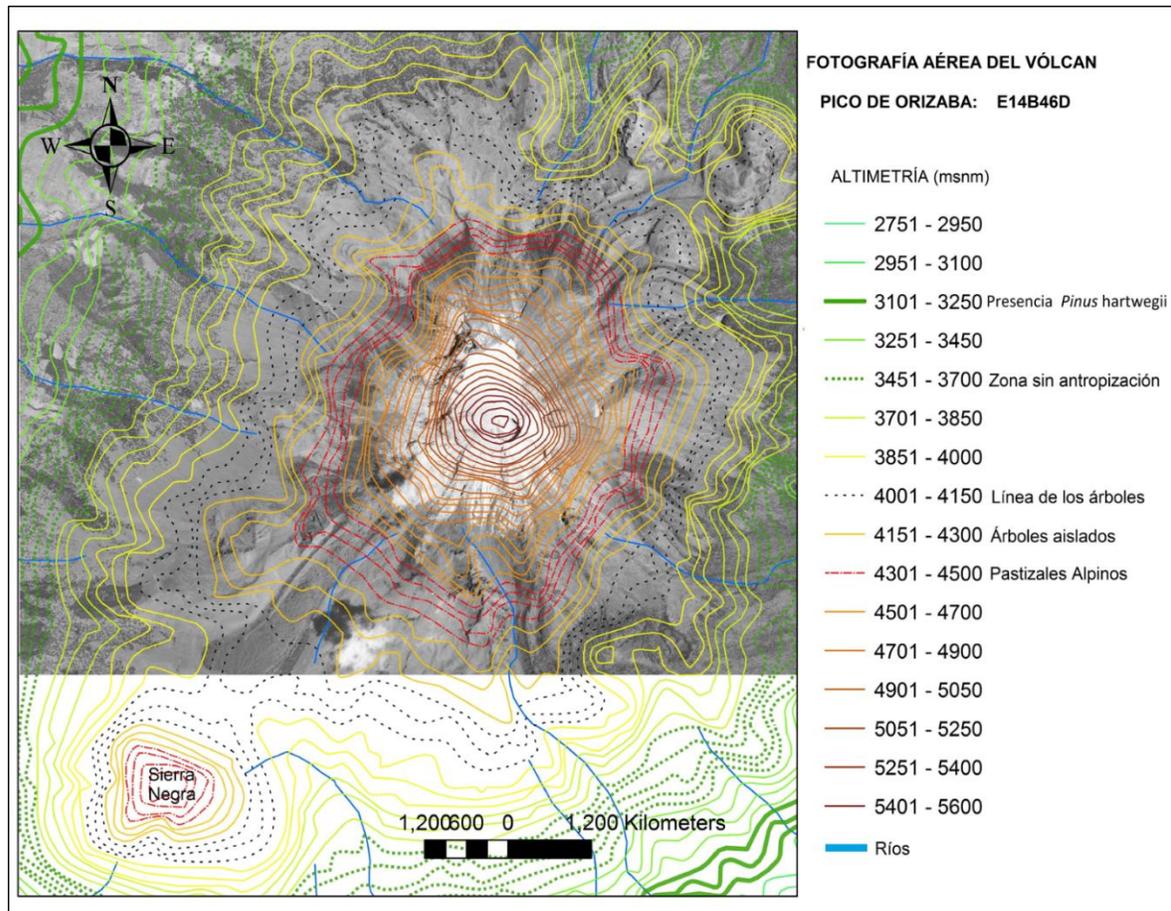


Figura 7.1 Fotografía aérea E14B46 perteneciente al Cuadrante D. Se muestra al volcán Pico de Orizaba donde se han empalmado las curvas de nivel y ríos. Se indica la distribución de la vegetación a distintas altitudes.

Las variaciones que pueden observarse en el mapa de uso de suelo con respecto a las curvas de nivel (distribución de la vegetación) se deben a que la carta de uso de suelo de Veracruz está a una escala de 1:250,000; es decir, tiene menor resolución para la distribución de la vegetación comparada con una escala más local, pese a ello, nos ayuda para tener una mejor idea de la zona que está por estudiarse, pues en apariencia, los pastos dominan a menor altitud en la cara sur del volcán. La

imagen del mapa no muestra la información correspondiente a la zona del volcán perteneciente al estado de Puebla.

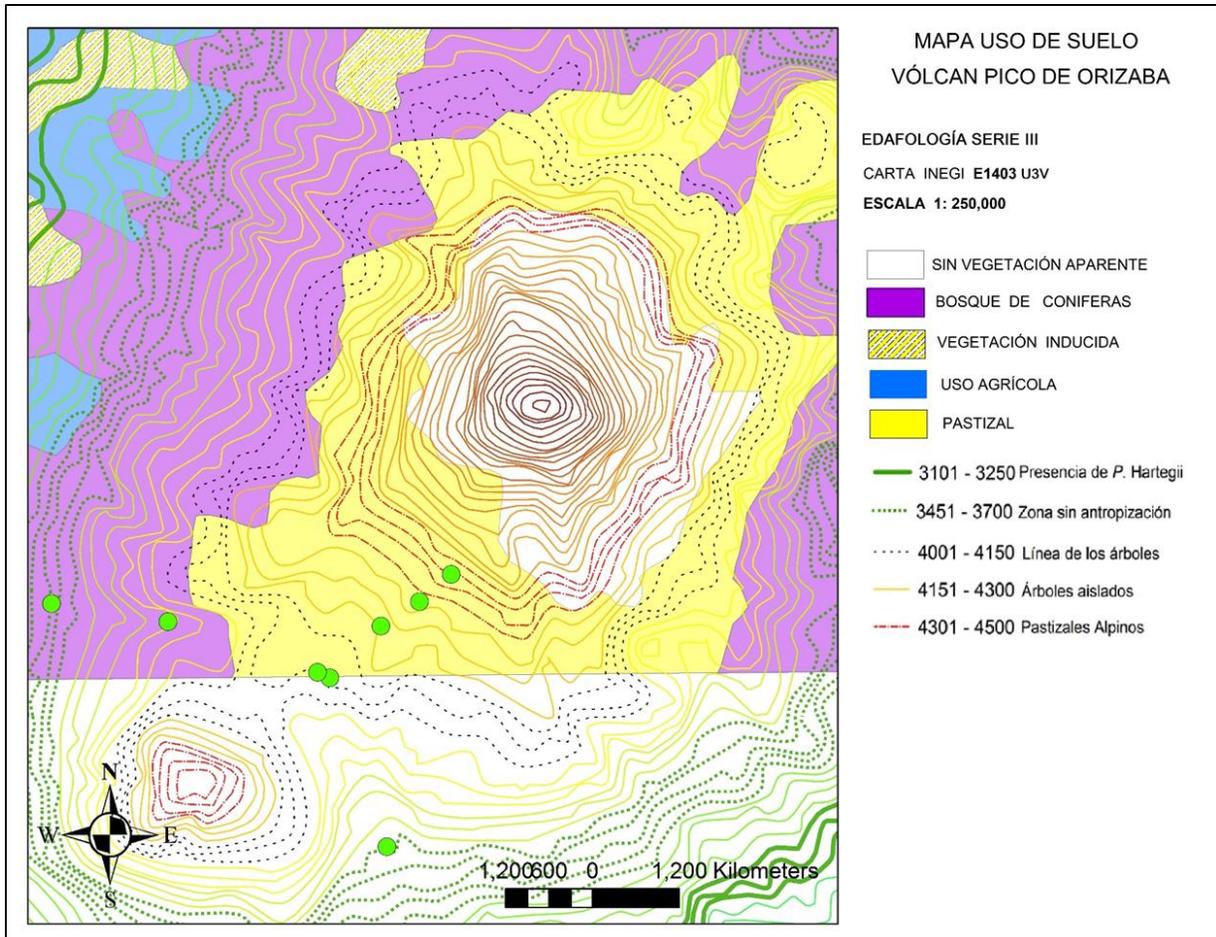


Figura 7.2 Mapa de uso de suelos perteneciente a la Zona de Veracruz, donde se ha empalmado las curvas de nivel. Se enmarca la zona perteneciente al volcán Pico de Orizaba, la distribución de la vegetación a distintas altitudes y los posibles puntos de muestreo.

Dentro de las consideraciones para el estudio de la calidad de sitio, está el factor del material parental donde se desarrolla el suelo en el que crecen los árboles. Por ello, se utilizó el modelo geológico de Macias (2005) para identificar las unidades geológicas presentes en el volcán Pico de Orizaba; utilizando el programa Arc GIS se sobrepusieron las curvas de nivel, que indican la distribución de la vegetación con respecto a la altitud del modelo geológico. En la Figura 7.3 puede observarse que existen zonas bien diferenciadas y caracterizadas de las distintas etapas eruptivas. En esta etapa del análisis se consideraron las vías de mayor acceso para ascender por la cara sur; éstas presentan distintas unidades, es decir, diferentes componentes del

material parental. Se eligieron ocho posibles puntos de muestreo marcados con puntos verdes en el mapa de la Figura 7. 3. Además de los puntos de muestreo propuestos se incluyeron los depósitos piroclásticos indiferenciados y material del volcán Sierra Negra, por encontrarse en la zona con menor grado de antropización a baja altitud; bajo estas premisas se consideró también la zona del aluvi3n.

En la Figura 7.3 se observa que hay mayor coincidencia entre las curvas de nivel con respecto al modelo geol3gico, debido a que este 3ltimo es un modelo local y la resoluci3n es mayor.

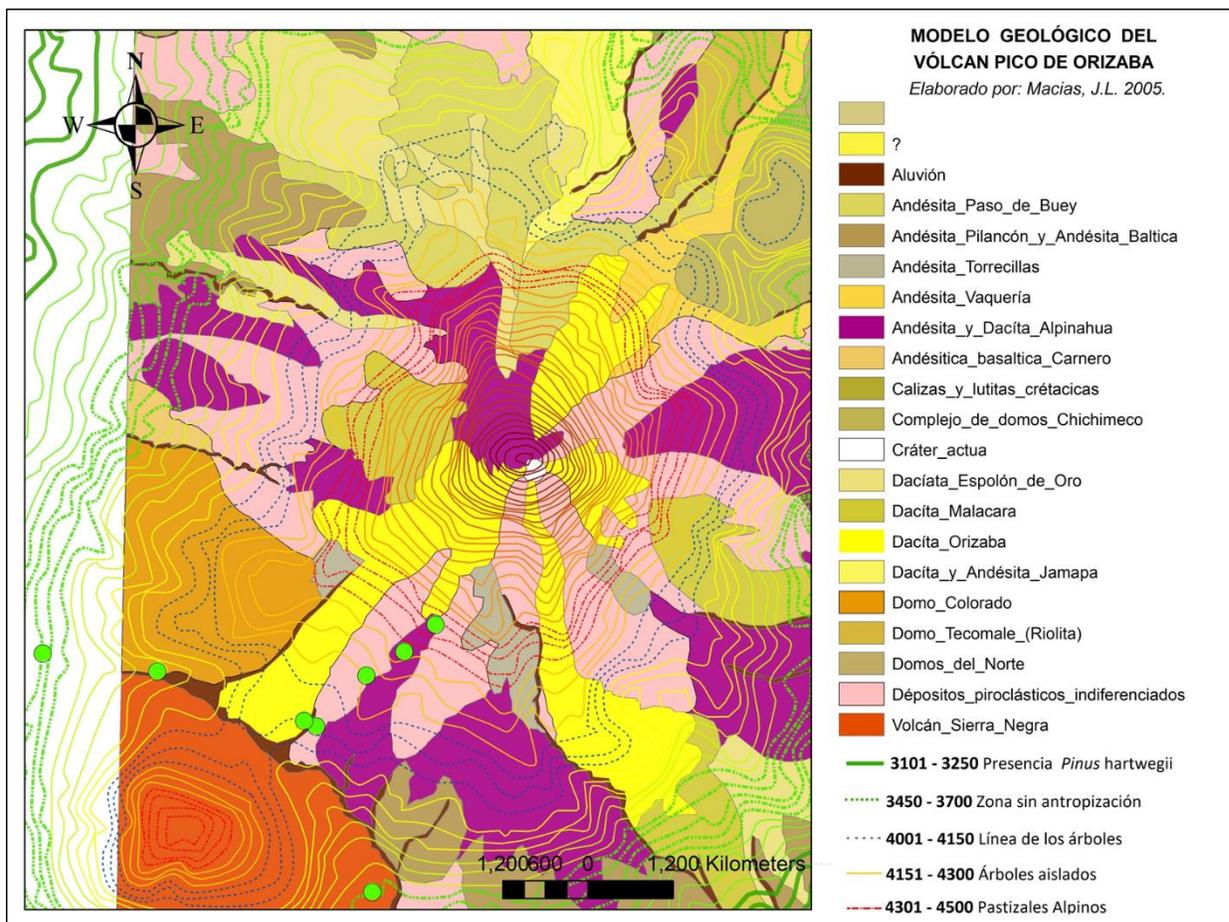


Figura 7.3 Mapa geol3gico del volcán Pico de Orizaba, donde se empalm3 con las curvas de nivel, la distribuci3n de la vegetaci3n a distintas altitudes y los posibles puntos de muestreo de acuerdo a las unidades geol3gicas presentes en la cara sur.

Se utilizó el mapa de edafología del INEGI para tener una idea de la distribución y tipos de suelo de la zona propuesta; sin embargo, de forma digital sólo se obtuvo la carta edafológica del Estado de Veracruz con escala 1:250,000 (Figura 7.4), en la que se indican 5 grupos de suelos; de acuerdo a la descripción cartográfica del INEGI, cada uno puede asociar hasta tres tipos de suelos y sus subgrupos. Al igual que en el mapa de uso de suelo, se encuentra poco detallado a nivel local; sin embargo, nos brindará una buena aproximación del paisaje y las características del suelo que se encontrará en la zona de muestreo.

En la zona más elevada, cerca de los 4,500 msnm, que corresponde a la zona nevada del volcán, predominan los Leptosol-éutrico-lítico (LPeuli) y Regosol-éutrico (RGeu) es decir, suelos poco desarrollados con material grueso y bajos en nutrientes. A partir de 4,500 msnm y cerca de 3,300 msnm predominan los Regosoles-eutricos (RGeu) y Leptosoles-eutrico-litico (LPeuli), en esta zona se encuentran suelos de color muy oscuro, con porcentajes de materia orgánica mayor al 1% en una capa de 5 cm de espesor directamente encima de un contacto lítico, con gran heterogeneidad; así como suelos delgados con una topografía escarpada, con gran material rocoso y una saturación de bases mayor al 50%.

En en el mapa de edafología, la zona entre 3,000-3,250 msnm con predominancia de coníferas muestran dos zonas: la cara norte (zona verde) y la cara sur (zona azul). La cara norte contiene al menos tres tipos de suelo: andosol-distríco-endoléptico (ANdynlen), andosol-úmbrico (ANum) y regosol-districo (RGdy/2); mientras que en la cara sur se encuentran andosoles-endolépticos (ANlen), andosol-úmbrico (ANum) y regosol-úmbrico. Los andosoles se caracterizan por ser suelos oscuros, con estructura esponjosa, consistencia grasosa, baja densidad aparente, textura mayoritariamente franco-limosa o más fina, ricos en materia orgánica, y muy profundos. En los subgrupos que se presentan en el mapa cartográfico para la zona sur, se encuentran suelos con estructura pobre, material fino y presencia de pastos, debido a la poca humedad del ambiente, con tendencia a ser suelos ácidos.

Un dato importante es que a diferencia de la zona baja que se caracteriza por tener unidades dísticas (pobres en nutrientes), las unidades eútricas suelen ser suelos más fértiles y se encuentran por arriba de la línea de los árboles.

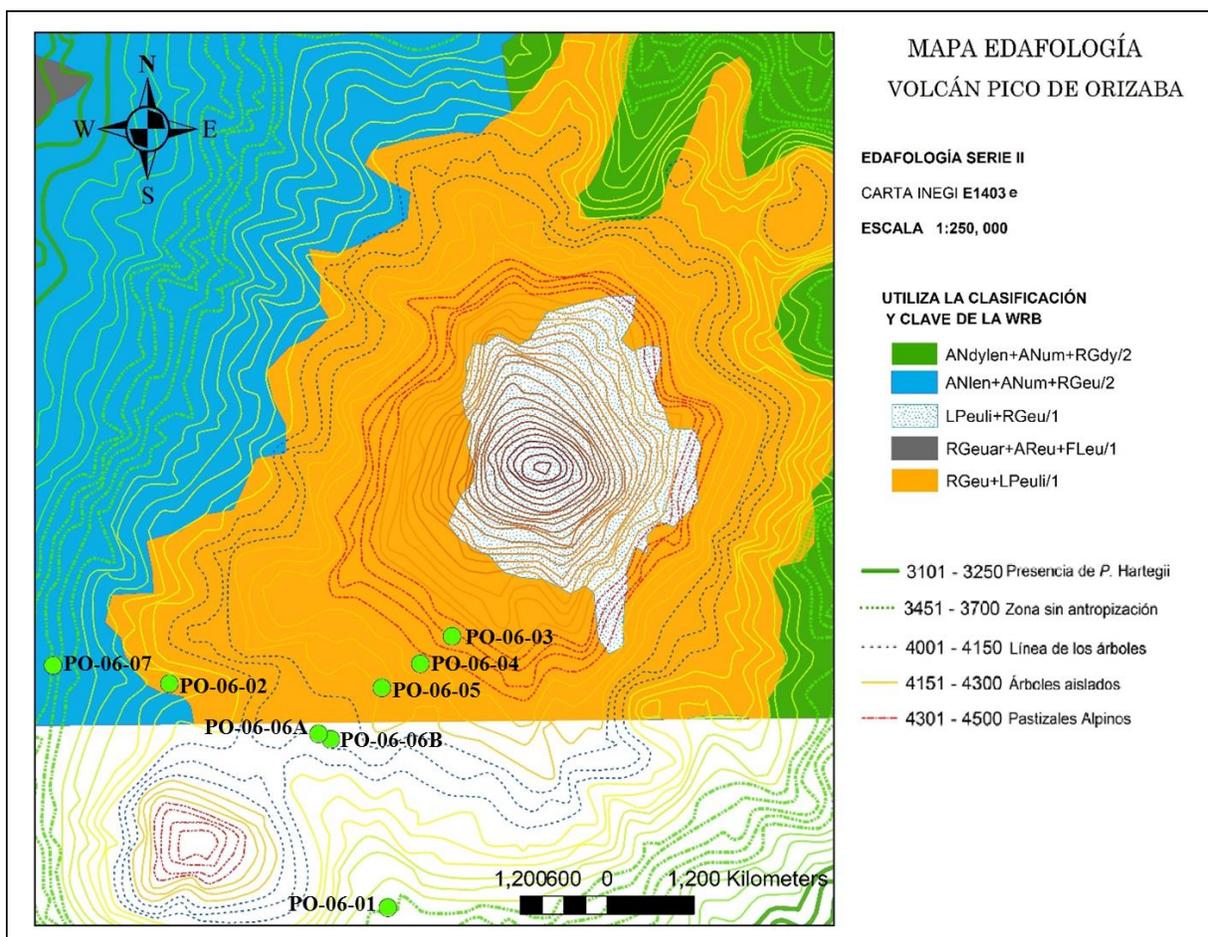


Figura 7.4 Mapa de Edafología del estado de Veracruz E1403e, donde se han empalmado las curvas de nivel para mostrar los tipos de suelo que predominan en el volcán Pico de Orizaba, así como los puntos de muestreo elegidos a partir de las unidades geológicas de la cara sur del volcán.

7.2 Descripción de las zonas de muestreo en la cara sur del volcán Pico de Orizaba

La nomenclatura de los puntos de muestreo fue dada en forma consecutiva conforme fueron recolectadas las muestras; por lo agreste del terreno se buscó la forma de optimizar los tiempos para su recolección, por lo tanto, la secuencia no tiene relación con la altitud. La descripción de cada zona de muestreo está basada en la sección 6.1 de este trabajo, utilizando las condiciones de estación y bioclimáticas que fueron seleccionadas en la sección 5.3. La mayor parte de la información fue obtenida mediante estudio de gabinete; salvo algunos casos que fueron obtenidos durante el muestreo, o bien, después de efectuar algunas pruebas en el laboratorio. Cabe señalar, que no se determinó el color de los suelos, porque al ser de origen de ceniza volcánica no sería una variable significativa para la determinación de la calidad de sitio, ya que no sólo la materia orgánica es la que influencia la cromía, sino la presencia de ciertos minerales.

A. Estación a 3,558 msnm; clave PO-01

Es la estación a menor altitud, se caracteriza por pendientes muy pronunciadas, con orientación al suroeste, predomina el bosque, pero hay presencia de pastos que podrían deberse al pastoreo, el bosque es espeso. Al momento del muestreo se retiró la capa de litter que no es mayor de unos 5 cm; el suelo se muestra húmedo y al tomarlo con las palitas de propileno se aprecia presencia de agregados. De acuerdo a los datos cartográficos los suelos dominantes son andosoles, expuestos a regímenes de temperatura de 6-8°C por lo que pueden caracterizarse como isofrígido; según los datos de laboratorio la permeabilidad es lenta, hay una alta actividad biológica de mesofauna y debido a la textura, la erodabilidad es ligera a pesar del tipo de pendientes que presenta, quizás se deba al desarrollo del suelo y la escasez de material rocoso. En la Tabla 7.1. se resumen las observaciones recabadas.



Figura 7.5 En la fotografía izquierda se muestra el paisaje en la zona de muestreo a 3,558 msnm en la cara sur del volcán Pico de Orizaba. Fotografía derecha: datos obtenidos por el GPS en la zona de muestreo; se le nombró PO-01.

Tabla 7.1 Características del sitio PO-01

Condiciones de Estación		Condiciones Bioclimáticas	
1. Localización	19° 0.454´N 97° 20.034´W	1. Uso de suelo y vegetación	Bosque de Pino
2. Topografía	Pendiente de Escarpe	2. Cobertura vegetal	S/C
3. Altitud (msnm)	3,558	3. Precipitación	1000-1200
4. Litología	Domo Colorado	4. Temperatura	6 - 8 °C
5. Aspecto de la pendiente	205° SSW	5. Infiltración permeabilidad ^{*1}	Lento
6. Gradiente	35% - 40%	6. Retención de Humedad ^{*1}	S/C
7. Suelos	Andosol	7. Antropización ^{*2}	Alta
8. Clima del suelo	Isofrigido	8. Actividad Microbiana ^{*1}	Alta
		9. Erodabilidad ^{*1,2}	Ligera

S/C= Sin concluir hasta el momento

¹ Datos obtenidos en laboratorio
² Observaciones en campo

B. Estación a 3,692 msnm; clave PO-07

Las muestras se obtuvieron en la parte posterior a las zonas de carretera y ascenso al volcán Sierra Negra, en un camino escondido donde no hay tránsito de alpinistas y/o lugareños; en cuanto a la altitud, esta zona corresponde a la segunda estación. El paisaje cambia drásticamente, presenta un gran valle donde es notable la abundancia y predominancia de pastos sobre la cobertura arbórea. Es posible que tenga fuerte influencia antrópica debido a los materiales de arrastre, pues lo hacen ideal para ser utilizado como zona de cultivo; aunque al inspeccionar la zona, no encontramos evidencia macroscópica de cultivos pero si de pastoreo, pues se encontraron heces de borrego; aún así, el suelo es poco desarrollado. Los mapas del INEGI del municipio de Coscomapetec de Bravo muestran que en la zona predominan andosoles.

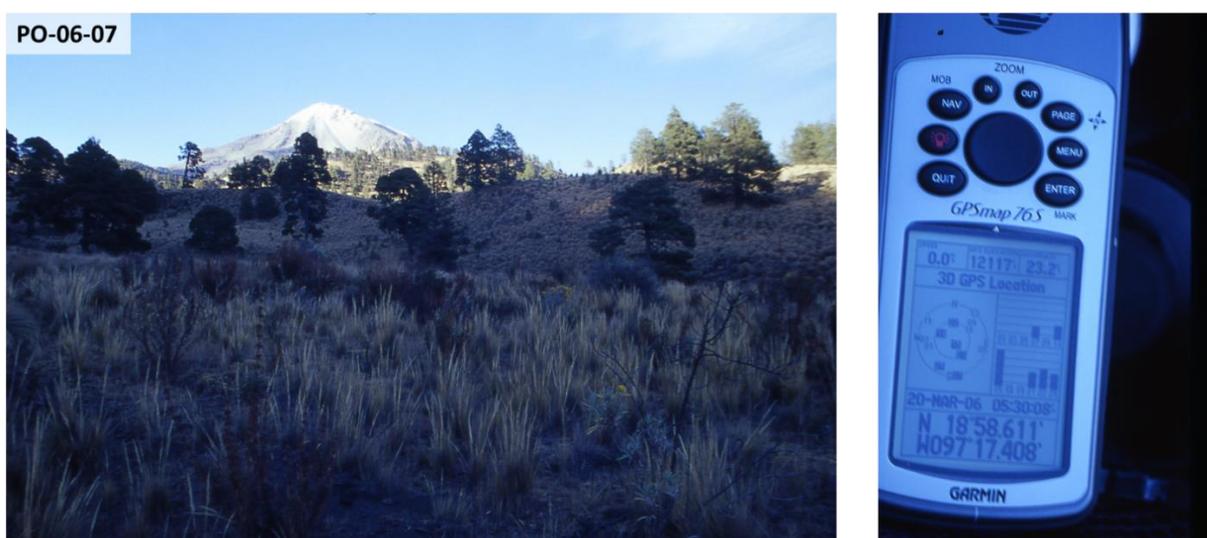


Figura 7.6 En la fotografía izquierda se muestra el paisaje de la zona de muestreo a 3,692 msnm en la cara sur del volcán Pico de Orizaba. Fotografía derecha: datos obtenidos por el GPS en la zona de muestreo; se le nombró PO-07.

Las características geomorfológicas, indican que puede ser considerada como una zona de ligera erodabilidad; la infiltración es lenta, lo cual nos da indicios de una buena estructura interna y posiblemente un buen desarrollo. Las temperaturas medias oscilan entre los 4-6°C por lo que aún pueden clasificarse como isofrígido. En campo el suelo se muestra húmedo de color oscuro. En la Tabla 7.2 se resumen las observaciones recabadas.

Tabla 7.2 Características del sitio PO-07

Condiciones de Estación		Condiciones Bioclimáticas	
1. Localización	19° 58.608'N 97° 17.405'W	1. Uso de suelo y vegetación	Bosque de Pino
2. Topografía	Valle Intermontano	2. Cobertura vegetal	S/C
3. Altitud (msnm)	3,692	3. Precipitación (mm)	1,000
4. Litología	Volcán Sierra Negra	4. Temperatura	4 - 6 °C
5. Aspecto de la pendiente	245° WSW	5. Infiltración permeabilidad* ¹	Lento
6. Gradiente	< 5%	6. Retención de Humedad * ¹	S/C
7. Suelos	Andosol	7. Antropización * ²	Alta
8. Clima del suelo	Isofrígido	8. Actividad Microbiana* ¹	Alta
		9. Erodabilidad* ^{1,2}	Ligera

C. Estación a 3,864 msnm; clave PO-02

La muestra PO-02 corresponde en altura a la tercera estación, aquí el paisaje cambia nuevamente y presenta una pendiente suave; sin embargo, pertenece a la zona del aluvión, de acuerdo al modelo geológico de Macias, J.L (2005). Es una zona de arrastre, puede ser clasificada como fluvisol y de acuerdo al mapa edafológico se encuentra sobre andosoles, quizás menos desarrollados. En campo, el suelo es seco y sin estructura, en comparación con las estaciones anteriores; el material es suelto y fino (arenas); también encontramos la presencia de abundantes pastos, que al igual que en el caso anterior, pudieran ser por influencia del hombre. Los regímenes de temperatura según registros son menores a 8°C por lo que se puede catalogar como isofrígido. Al tomar la muestra hubo total ausencia de litter y presencia de material rocoso.

PO-06-02



Figura 7.7 En la fotografía izquierda se muestra el paisaje de la zona de muestreo a 3,864 msnm en la cara sur del volcán Pico de Orizaba. Fotografía derecha: datos obtenidos por el GPS en la zona de muestreo; se le nombró PO-02.

Tabla 7.3 Características del sitio PO-02

Condiciones de Estación		Condiciones Bioclimáticas	
1. Localización	19° 0.311'N 97° 19.115'W	1. Uso de suelo y vegetación	Pastizal Inducido
2. Topografía	Cuesta	2. Cobertura vegetal	S/C
3. Altitud (msnm)	3,864	3. Precipitación	800 – 1,000
4. Litología	Aluvión Vulcanogénico	4. Temperatura	4 - 6 °C
5. Aspecto de la pendiente	220° SW	5. Infiltración permeabilidad* ¹	---
6. Gradiente	25%	6. Retención de Humedad * ¹	S/C
7. Suelos	Fluvisol Vitríco	7. Antropización * ²	Alta
8. Clima del suelo	Isofrigido	8. Actividad Microbiana * ¹	Alta
		9. Erodabilidad* ^{1,2}	Ligera

Para esta muestra no se pudo obtener los datos de permeabilidad, debido a la baja porosidad que presenta, es probable que su permeabilidad sea media; debido a

que las pendientes no son tan agrestes la erodabilidad puede ser considerada ligera. Es posible que en esta zona puedan existir suelos enterrados con bajo desarrollo, formados por los materiales arrastrados por los deshielos y la esorrentía. En la Tabla 7.3 se resumen las observaciones recabadas.

D. Estación a 4,093 msnm; clave PO-06A. Línea de los árboles dentro del bosque.

Las estaciones PO-06 se encuentran en la línea de los árboles, por lo que se decidió tomar muestras dentro y fuera del bosque. A las muestras que se tomaron dentro del bosque se le anexó la A a la nomenclatura de la clave (PO-06A) y a las que se tomaron fuera del bosque la B (PO-06B). Por lo accidentado del terreno la zona fuera del bosque está aproximadamente 50 metros por debajo de la línea arbórea.

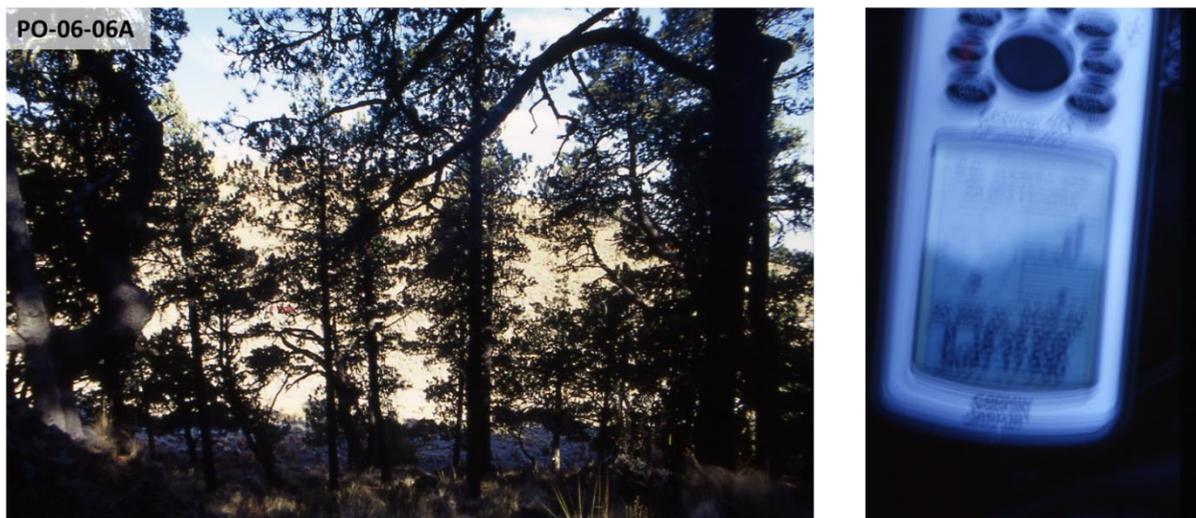


Figura 7.8 En la fotografía izquierda se muestra el paisaje de la zona de muestreo a 4,093 msnm en la cara sur del volcán Pico de Orizaba. Fotografía derecha: datos obtenidos por el GPS en la zona de muestreo; se le nombró PO-06A.

Se caracteriza por tener pendientes empinadas mayores a 45°, abundante litter, cobertura que puede ser en algunas zonas mayor a los 10 cm, el suelo es oscuro y se muestra húmedo con buena estructura granular, en algunos puntos se pueden obtener monolitos de suelo superficial sin necesidad de algún recipiente que pueda contenerlos.

A pesar de lo escarpado del terreno, hay una predominancia de pinos de gran altura entre 20-30 metros; el bosque es bastante denso.

Tabla 7.4 Características del sitio PO-06A

Condiciones de Estación		Condiciones Bioclimáticas	
1. Localización	18° 59.922'N 97° 17.937'W	1. Uso de suelo y vegetación	Bosque de Pino
2. Topoforma	Pendiente de Escarpe	2. Cobertura vegetal	S/C
3. Altitud (msnm)	4093	3. Precipitación	800 – 1,000
4. Litología	Dacita Orizaba	4. Temperatura	2 - 4 °C
5. Aspecto de la pendiente	130° SE	5. Infiltración permeabilidad* ¹	Moderado
6. Gradiente	> 45%	6. Retención de Humedad * ¹	S/C
7. Suelos	Andosol	7. Antropización * ²	Media
8. Clima del suelo	Isofrigido	8. Actividad Microbiana * ¹	Media
		9. Erodabilidad* ^{1,2}	Alta

Con base en la cartografía del lugar las temperaturas medias se encuentran entre 2-4°C con precipitaciones pluviales de 800-1,000 mm. La zona de bosque en la zona baja puede tener influencia antrópica ya que es parte de la ruta de ascenso de alpinistas; por ello se buscó el área más alejada para tomar las muestras. De acuerdo a los datos obtenidos en laboratorio, la infiltración es moderada a pesar de la buena estructura granular; debido a la presencia de material rocoso y a lo inclinado del terreno, se tiene un alto índice de erodabilidad. En la Tabla 7.4 se resumen las observaciones recabadas.

E. Estación a 4,068 msnm; clave PO-06B. Línea de los árboles fuera del bosque.

Los registros de temperatura de Kuri y colaboradores (2004), indican que la diferencia más importante que se presenta en la línea de los árboles son las fluctuaciones de temperatura, pues son drásticas en las zonas en las que el suelo está expuesto y mínimas dentro del bosque. La importancia de esto radica en la zona fuera del bosque o en los suelos superiores ya que se podría alcanzar temperatura “cero de vegetación”, es decir, aquella temperatura por debajo de la cual una planta deja de crecer; o bien, una temperatura “umbral o límite”, que es la temperatura mínima para que algunas fases del desarrollo de las plantas se lleven a cabo como es la floración o la germinación (Casas-Flores, 2011). Esto limitaría la presencia de ciertas especies vegetales, en este caso los pinos.

Tabla 7.5 Características del sitio PO-06B

Condiciones de Estación		Condiciones Bioclimáticas	
1. Localización	18° 59.877´N 97° 17.846´W	1. Uso de suelo y vegetación	Bosque de Pino
2. Topoforma	Pendiente de Escarpe	2. Cobertura vegetal	S/C
3. Altitud (msnm)	4068	3. Precipitación (mm)	800 – 1,000
4. Litología	Depósitos piroclásticos indiferenciados	4. Temperatura	4°C
5. Aspecto de la pendiente	135° SE	5. Infiltración permeabilidad* ¹	Moderado
6. Gradiente	> 45%	6. Retención de Humedad * ¹	S/C
7. Suelos	Regosol	7. Antropización * ²	Baja
8. Clima del suelo	Isofrigido	8. Actividad Microbiana * ¹	Media
		9. Erodabilidad* ^{1,2}	Ligera

A pesar de estar a 50 metros de altitud de diferencia de la zona del bosque y a una distancia de 300-400 metros aproximadamente, se encuentra predominancia de pastos y material rocoso; el suelo es menos oscuro, se muestra seco y sin ningún tipo de estructura. El terreno tiene una inclinación pronunciada y en la zona se pueden observar bombas piroclásticas y algunos pinos de forma aislada.

De acuerdo a la cartografía del INEGI, los suelos predominantes en esta zona son regosoles; tienen una capacidad de filtración moderada por la baja estructura que presentan; a pesar de estar bajo el mismo régimen de precipitación pluvial que la zona de bosque, se observa que los pastos no son capaces de formar suelo con buena estructura, del tal modo que los procesos de evapotranspiración pudieran ser mayores. La localidad se encuentra aún en la zona isofrigida y presenta menor actividad microbiana. En la Tabla 7.5 se resumen las observaciones recabadas.

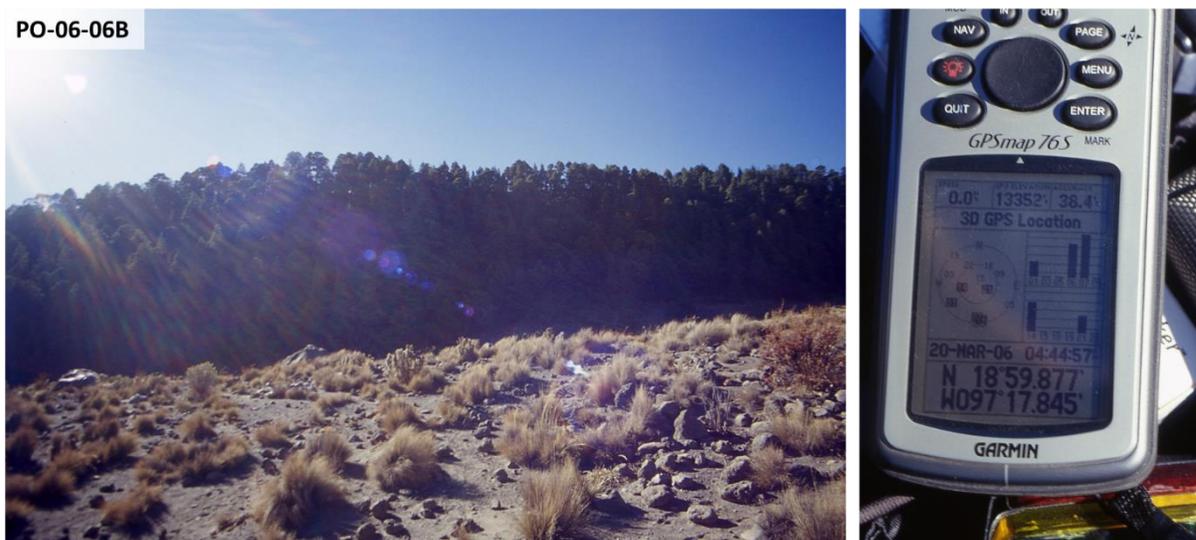


Figura 7.9 En la fotografía izquierda se muestra el paisaje de la zona de muestreo a 4,093 msnm en la cara sur del volcán Pico de Orizaba. Fotografía derecha: datos obtenidos por el GPS en la zona de muestreo; se le nombró PO-06B.

Cabe señalar que las zonas de muestreo PO-06A y PO-06B pertenecen a unidades geológicas diferentes de acuerdo a Macias (2005). La zona del bosque se encuentra en la unidad Dacita Orizaba, está compuesta por depósitos piroclásticos indiferenciados; se tendrían que hacer análisis mineralógicos para determinar cuáles

materiales pueden sufrir un mayor intemperismo y así formarse suelo o desarrollarse en un menor tiempo, generando condiciones para el establecimiento de árboles.

F. Estación a 4,187 msnm; clave PO-05

La estación por arriba de la línea de los árboles se tomó a 4,187 msnm. Se observa que aún se presentan algunos individuos aislados y a diferencia de la zona boscosa, estos árboles son muy delgados y de menor tamaño entre 2-10 metros de alto; en la superficie hay gran cantidad de material rocoso, mayor a 20 cm de diámetro; la pendiente en esta zona es poco pronunciada y la vegetación dominante son los pastos, sin embargo, es una especie diferente a la que se presenta en la zona cercana a la línea de los árboles. De acuerdo a Lauer (1978) a 4,000 msnm domina *Festuca toluensis* y a aproximadamente 4,200 msnm existe la presencia de *Calamagrostis toluensis*.

Tabla 7.6 Características del sitio PO-05

Condiciones de Estación		Condiciones Bioclimáticas	
1. Localización	19° 0.261'N 97° 17.846'W	1. Uso de suelo y vegetación	Pradera de Alta Montaña
2. Topografía	Ladera	2. Cobertura vegetal	S/C
3. Altitud (msnm)	4,187	3. Precipitación (mm)	800
4. Litología	Depósitos piroclásticos indiferenciados	4. Temperatura	2 - 4°C
5. Aspecto de la pendiente	200° SSW	5. Infiltración permeabilidad* ¹	Muy Alto
6. Gradiente	20% - 25%	6. Retención de Humedad * ¹	S/C
7. Suelos	Regosol	7. Antropización * ²	Baja
8. Clima del suelo	Isofrigido	8. Actividad Microbiana * ¹	Baja
		9. Erodabilidad* ^{1,2}	Alta

Al igual que en la estación PO-06B, el suelo no presenta estructura, es material suelto, de color gris claro como si fueran cenizas, lo que concuerda con la carta del INEGI que indica que en esta zona se presentan regosoles; están expuestos a un régimen de temperatura isofrígido, el nivel de precipitación disminuye a 800 mm y el material es incapaz de retener la humedad pues la infiltración es muy alta. Debido a la falta de estructura y predominancia del material grueso, se tiene un alto grado de erodabilidad a pesar de la ligera inclinación que presenta el terreno. En la Tabla 7.6 se resumen las observaciones recabadas.



Figura 7.10 En la fotografía izquierda se muestra el paisaje de la zona de muestreo a 4,187 msnm en la cara sur del volcán Pico de Orizaba. Fotografía derecha: datos obtenidos por el GPS en la zona de muestreo; se le nombró PO-05.

G. Estación a 4,346 msnm; clave PO-04

A 4,346 msnm siguen dominando los pastos; sin embargo, a esta altitud la vegetación se ve disminuida en densidad y tamaño. Algunos autores como Neyra-Jáuregui (2012) lo describen como zacatonal alto, pues se ubica entre 4,150-4,300 msnm, siendo *Calamagrostis tolucensis* la dominante de esa zona.

En muchas formaciones rocosas hay presencia de musgo; existe material rocoso, en su mayoría menor a 20 cm de diámetro; los suelos son grises sin estructura;

presentan alta velocidad de filtración; no obstante la baja inclinación del terreno, es fácil que sufra erosión. Hay total ausencia de vegetación arbórea. Esta zona se caracteriza por temperaturas medias anuales de 2°C, por lo que se considera hiperisofrígida. A esta altitud los regímenes de precipitación son de 600-800 mm. En la Tabla 7.7 se resumen las observaciones recabadas para este sitio.

Tabla 7.7 Características del sitio PO-04

Condiciones de Estación		Condiciones Bioclimáticas	
1. Localización	19° 0.445'N 97° 17.127'W	1. Uso de suelo y vegetación	Pradera de Alta Montaña
2. Topografía	Ladera	2. Cobertura vegetal	S/C
3. Altitud (msnm)	4,346	3. Precipitación (mm)	600 – 800
4. Litología	Andecita y Dacita Alpinahua	4. Temperatura	2 °C
5. Aspecto de la pendiente	200° SSW	5. Infiltración permeabilidad* ¹	Muy Alto
6. Gradiente	20% - 25%	6. Retención de Humedad * ¹	S/C
7. Suelos	Regosol	7. Antropización * ²	Baja
8. Clima del suelo	Hiperisofrígido	8. Actividad Microbiana * ¹	Baja
		9. Erodabilidad* ^{1,2}	Muy Alta

PO-06-04

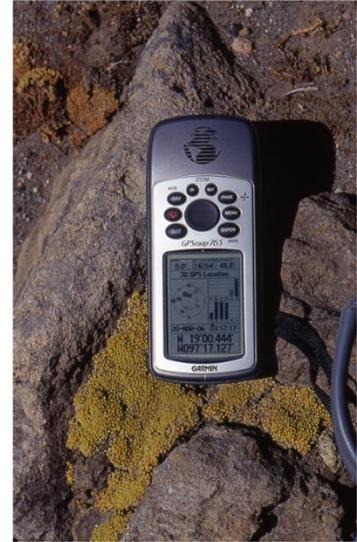


Figura 7.11 En la fotografía izquierda se muestra el paisaje de la zona de muestreo a 4,346 msnm en la cara sur del volcán Pico de Orizaba. Fotografía derecha: datos obtenidos por el GPS en la zona de muestreo; se le nombró PO-04.

H. Estación a 4,454 msnm; clave PO-03

De acuerdo a Neyra-Jáuregui (2012) ésta es la zona del superzacatonal; los pastos son de talla pequeña, de unos 10 cm de alto; crecen donde no hay afloramiento de roca y pueden existir hasta ocho especies, en el que domina *Festuca lívida*; estos se presentan por arriba de 4,300 msnm, que concuerda con lo observado en campo. A esta altitud las pendientes son pronunciadas, con gran cantidad de material rocoso, mayor a 20 cm de diámetro. Cerca de la zona de muestreo hay depósitos de lahares con pendientes mayores a 60° y no se observa algún tipo de vegetación.

El régimen de temperatura es hiperisofrígido; los suelos son poco desarrollados con aspecto de arena suelta; el color del suelo va de grisáceo a rojizo pardo. El nivel de permeabilidad es muy alto, debido a su nula estructura y al material tan grueso que abunda. Comparado con las otras zonas de muestro el nivel de precipitación es mucho menor, por lo que es entendible que en esta zona la actividad microbiana descienda. A esta altitud las condiciones se vuelven totalmente agrestes para el desarrollo de la vegetación. En la Tabla 7.7 se resumen las observaciones recabadas para este sitio.



Figura 7.12 En la fotografía izquierda se muestra el paisaje de la zona de muestreo a 4,454 msnm en la cara sur del volcán Pico de Orizaba. Fotografía derecha: datos obtenidos por el GPS en la zona de muestreo; se le nombró PO-03.

Tabla 7.8 Características del sitio PO-03

Condiciones de Estación		Condiciones Bioclimáticas	
1. Localización	19° 0.650'N 97° 16.875'W	1. Uso de suelo y vegetación	Zacatonal
2. Topografía	Pendiente de Escarpe	2. Cobertura vegetal	S/C
3. Altitud (msnm)	4,454	3. Precipitación (mm)	600
4. Litología	Andecita y Dacita Alpinahua	4. Temperatura	2 °C
5. Aspecto de la pendiente	180° S	5. Infiltración permeabilidad* ¹	Muy Alto
6. Gradiente	> 45%	6. Retención de Humedad * ¹	S/C
7. Suelos	Litosol	7. Antropización * ²	Muy Baja
8. Clima del suelo	Hiperisofrígido	8. Actividad Microbiana * ¹	Muy Baja
		9. Erodabilidad* ^{1,2}	Muy Alta

7.3 Variación de las propiedades físicas de los suelos

7.3.1 Texturas y su relación con la permeabilidad

Los sitios de muestreo con cobertura arbórea tienen suelos mejor desarrollados (muestran presencia de agregados) que los sitios que se encuentran por arriba de la línea de los árboles; por ello, se realizó un análisis de texturas por el método del hidrómetro. La Figura 7.13 muestra los resultados de cada uno de los sitios graficados con respecto a la altitud; se observa que los suelos con cobertura arbórea muestran un contenido mayor de limos, cerca del 50-60% incluso en la zona del aluvión (3,870 msnm), mientras que los que están por arriba de la línea de los árboles tienen un predominio de arenas, entre 80-90%. Los suelos dentro de la zona boscosa presentan texturas franco arenosas, con contenidos de limos ~50% y arcillas ~7%. Conforme se asciende por arriba de la línea de los árboles, el contenido de arenas aumenta a más del 80%. Los suelos que están por debajo de 4,350 msnm muestran contenidos de limos cercanos al 15% y de arcilla al 5%; en estas áreas se encuentran árboles aislados. Arriba de los 4,350 msnm el porcentaje de arenas aumenta a más del 90%, dejando los suelos pobres en arcillas y limos, generando condiciones difíciles para la retención de materia orgánica, nutrientes y agua.

Las arcillas y limos influyen en la dinámica química de los suelos, por ello se decidió realizar el análisis de textura por el método de la pipeta, para todo el gradiente altitudinal; para así observar con detenimiento cómo se distribuyen las partículas finas entre ambos grupos. La Figura 7.14 muestra el gráfico de los resultados: en tonos verdes se graficaron las muestras con cobertura arbórea (PO-01, PO-07, PO-02); en naranja la que corresponde a la línea de los árboles dentro del bosque (PO-06A); en rojo la de fuera del bosque (PO-06B); y en tonos grises las zonas de pastizal alpino por arriba de la línea de los árboles (PO-05, PO-04, PO-03).

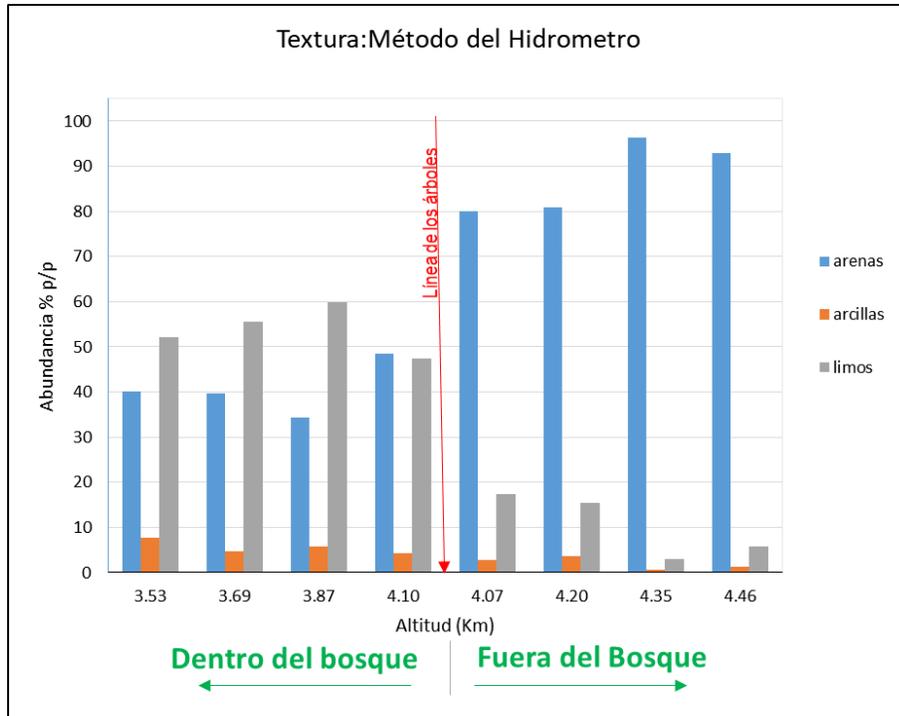


Figura 7.13 Gráfica obtenida mediante la determinación de textura con el método del hidrómetro para cada uno de los sitios de muestreo.

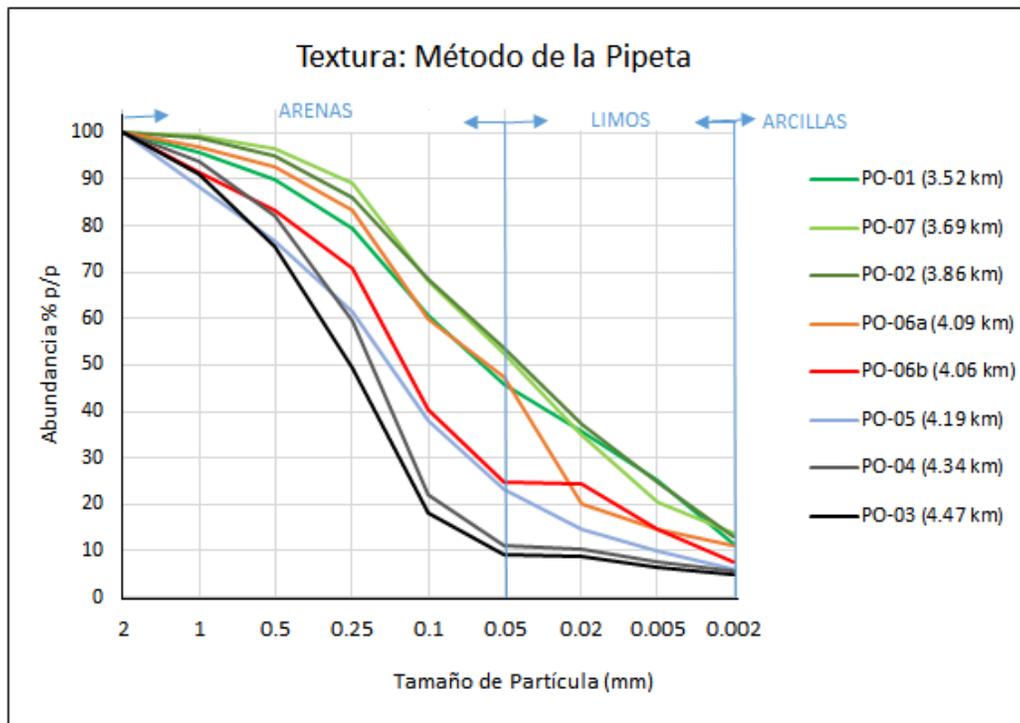


Figura 7.14 Gráfica obtenida mediante la determinación de textura por el método de la Pipeta para cada uno de los sitios de muestreo.

Como se observa en el gráfico, los suelos entre 3,500 a 3,800 metros de altitud (PO-01, PO-07, PO-02), no presentan marcadas diferencias entre sí; en ellos la presencia de arenas gruesas (2-0.25 mm) es del 10-20% y la abundancia va decreciendo, aparentemente de manera proporcional, con respecto al tamaño de partícula. Mientras se aproximan a la línea de los árboles cambia el comportamiento; para la muestra dentro del bosque (línea naranja, PO-06A), hay un cambio de pendiente que nos indica un decremento brusco de limos gruesos y medios (0.05-0.02 mm), mientras que para la muestra fuera del bosque (línea roja, PO-06B) hay al menos cuatro cambios de pendiente importantes: mayor abundancia de arenas muy gruesas a medias (2.0-0.25 mm) de hasta un 30%, después hay un rápido decremento de arenas finas (0.25-0.1 mm) a muy finas (0.1-0.05 mm), posteriormente se mantienen los porcentajes de limos gruesos y medios (0.05-0.02 mm) y por último, las partículas más finas empiezan a decrecer en forma proporcional al tamaño de partícula.

Se esperaría que la muestra de PO-06B y PO-05 se comportaran de forma similar; sin embargo, se observan ligeras diferencias. La línea gris corresponde a la muestra PO-05, en todo momento se mantiene por debajo de PO-06B, lo que indica que hay menor predominio de material fino, las arenas gruesas (2-0.25 mm) alcanzan 40%, las arenas medias y finas (0.25-0.05 mm) 40% con un predominio de limos gruesos y cerca de 5% de arcillas.

Para los sitios de PO-04 y PO-03 se observa total predominio de material grueso; el porcentaje acumulado de material fino (limos + arcillas) apenas alcanza 10%; la pendiente cae desde 0.5-0.1 mm, indicando que hay un predominio de arenas medias y finas del 60% y 10% de arenas muy finas (0.1-0.05 mm); el resto corresponde a arenas gruesas y muy gruesas.

Las muestras por debajo de la línea de los árboles tienen texturas franco-arenosa por lo que se esperan valores de conductividad hidráulica de 2.59 cm/h (sección 6.6.5); sin embargo, el sitio PO-01 es el único que muestra valores cercanos

y el sitio PO-07 es ligeramente mayor a ese valor; conforme las altitudes son mayores, los valores de conductividad hidráulica aumenta (Tabla 7.9). En el sitio PO-06A, que corresponde a la línea de los árboles dentro del bosque, se obtuvieron valores para una clase textural de arena migajosa con un valor de 6.89 cm/h, lo que indica que en esta zona la escorrentía es moderada.

Tabla 7.9 Valores de la conductividad hidráulica con relación a la altitud y su interpretación de cada uno de los sitios de muestreo.

Muestras	Altitud (Km)	% Gravas	Conductividad Hidráulica (cm/h)	Interpretación
PO-01	3.53	2.5	2.78	Moderadamente baja
PO-07	3.69	7.9	3.30	Media
PO-02	3.87	6.6	--	
PO-06A	4.09	11.2	6.89	moderada alta
PO-06B	4.06	16.1	46.53	muy alta
PO-05	4.20	26.8	47.64	muy alta
PO-04	4.35	27.6	58.82	muy alta
PO-03	4.46	46.6	99.90	muy alta

Para los suelos por arriba de la línea de los árboles con fuerte predominio de arenas, se esperarían valores de conductividad cercanos a 21 cm/h; sin embargo, el valor aumenta a más de 46 cm/h (sitio PO-06B); se mantiene para el sitio PO-05 en donde se ubican árboles de forma aislada; vuelve a incrementar a 58.82 cm/h para el sitio PO-04 y para la estación con mayor altitud (PO-03) se obtiene el valor máximo de conductividad 99.90 cm/h, lo que indica que la escorrentía es máxima en los sitios de mayor altitud.

Con el fin de comprender los valores tan altos de conductividad, se determinó el porcentaje de gravas en las muestras de cada uno los sitios (Tabla 7.9). A partir de las muestras inalteradas que se utilizaron para esta determinación, se observó que conforme se asciende, los suelos son poco desarrollados incrementando la presencia de gravas y representan más del 40% en peso en la estación de mayor altitud (PO-03).

7.3.2 Variación de la densidad y la porosidad en relación con la altitud

La densidad real (D_r) corresponde sólo a la fracción mineral. Las variaciones que se encontraron en los distintos puntos de muestreo se deben a que proceden de diferentes etapas eruptivas y/o unidades geológicas, por lo que pueden variar en su composición mineral. Los más densos son los de mayor contenido de ferromagnesianos y bases, en este caso PO-01, PO-06A, PO-06B, PO-05, y PO-03; mientras que los suelos PO-07, PO-02 y PO-04 tienen un mayor contenido de sílice o vidrio (sección 6.6.1.A) como se muestra en la Tabla 7.10.

En la Tabla 7.10 se muestran los datos de densidad aparente (D_a) que corresponde al suelo en estado natural. En ella se observa una densidad menor en los suelos con cobertura arbórea (PO-01, PO-07, PO-06A), posiblemente por su contenido de materia orgánica y su estructura (espacios porosos) que los vuelve más esponjosos y menos densos; sin embargo, se presenta una excepción: la muestra PO-02 (que corresponde al aluvi6n), pues tiene valores muy similares a la zona de pastizales; esto mismo puede observarse al graficar con respecto a la altitud (Figura 7.15). Por arriba de la línea de los árboles los suelos son más masivos y compactos, siendo mayor su densidad.

Tabla 7.10 Variación de la densidad real, aparente y porosidad con respecto a la altitud en la cara sur del volcán Pico de Orizaba, así como la interpretación del % de porosidad

Muestra	Altitud km	D_r (g/cm ³)	D_a (g/cm ³)	%Porosidad	Interpretación %Porosidad
PO-01	3.529	2.003	0.972	51.5	Alta
PO-07	3.693	1.796	0.985	45.2	Media
PO-02	3.866	1.863	1.184	36.4	Baja
PO-06A	4.096	2.087	0.907	56.5	Alta
PO-06B	4.067	2.004	1.216	39.3	Baja
PO-05	4.195	2.180	1.031	52.7	Alta
PO-04	4.347	1.934	1.369	29.2	Muy baja
PO-03	4.457	2.003	1.524	23.9	Muy Baja

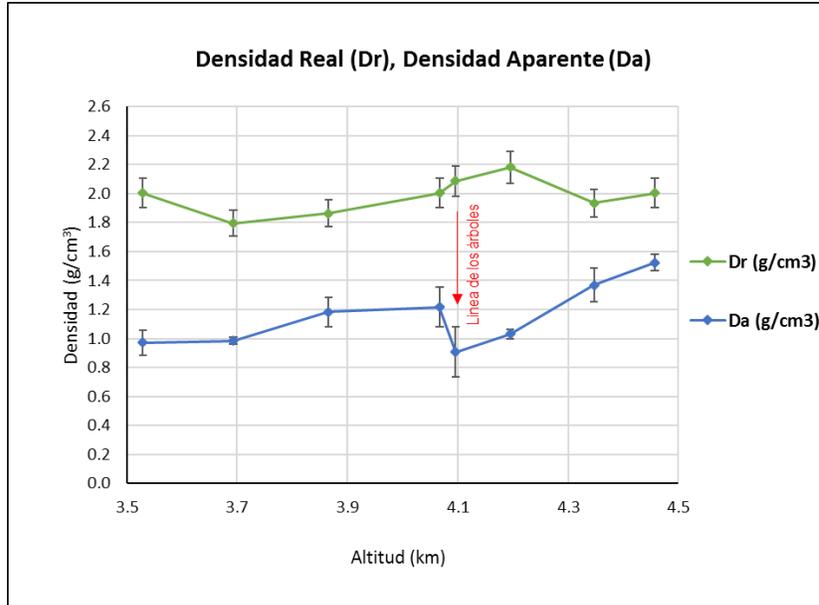


Figura 7.15 Gráfica de la variación de la densidad real y aparente con relación a la altitud de las muestras tomadas en la cara sur del volcán Pico de Orizaba.

Al realizar el cálculo de porosidad se encuentran valores cercanos a 50% en los suelos con cobertura arbórea, exceptuando nuevamente a la muestra del aluvión (PO-02) que tiene un suelo más compactado (sólo 36% de porosidad). La muestra PO-05 presenta una alta porosidad ~50%, este sitio se ubica por arriba de la línea de los árboles a una altitud de 4,200 m y se observan algunos árboles aislados. En los sitios a mayor altitud, el porcentaje de porosidad desciende.

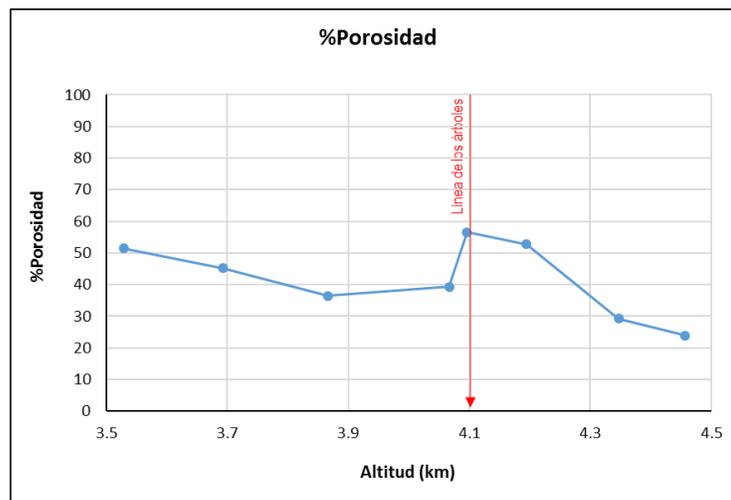


Figura 7.16 Gráfica de la variación de la porosidad de los suelos en la cara sur del volcán Pico de Orizaba con respecto a la altitud.

Al graficar el porcentaje de porosidad con respecto a la altitud (Figura 7.16), se observa que la porosidad va descendiendo conforme la altitud aumenta, pero al llegar a la línea de los árboles (dentro del bosque a 4,100 m de altura) hay un aumento abrupto de la porosidad y se mantiene ligeramente hasta cerca de los 4,200 m (existen algunos árboles aislados), a partir de ahí vuelve a descender, repercutiendo en la capacidad de infiltración del agua y penetración de las raíces, a pesar de que hay un predominio de materiales gruesos (sección 7.3). La porosidad por arriba de la línea de los árboles está dada por los huecos que genera el material rocoso.

7.3.3 Variación de la humedad en el suelo respecto a la altitud

Uno de los parámetros importantes para el establecimiento de la vegetación es el por ciento de humedad en el suelo. En este caso se utilizaron dos métodos: por medio de TDR, cuyas lecturas fueron tomadas *in situ* y por el método gravimétrico, que es la humedad que puede retener un suelo (sección 6.6.1.A).

Los resultados se graficaron con respecto al gradiente altitudinal para determinar si existe alguna tendencia. En la gráfica 7.17 se observa que para ambos métodos no existe una clara tendencia. Los datos se graficaron con respecto al por ciento de %materia orgánica, arcillas y porosidad, que son los factores que más influyen en la humedad en el suelo. En todos los casos no se encontró algún tipo de relación; al parecer existen otros factores que influyen en esta propiedad.

El por ciento de humedad *in situ* (método TDR), es lo doble que lo obtenido por el método gravimétrico; esto puede deberse a que las muestras se recolectaron en el mes de junio, dentro de la época de lluvia. Sería conveniente hacer las determinaciones también en los meses de estiaje para comparar y verificar si existen diferencias significativas, o bien, muestran otro tipo de comportamiento.

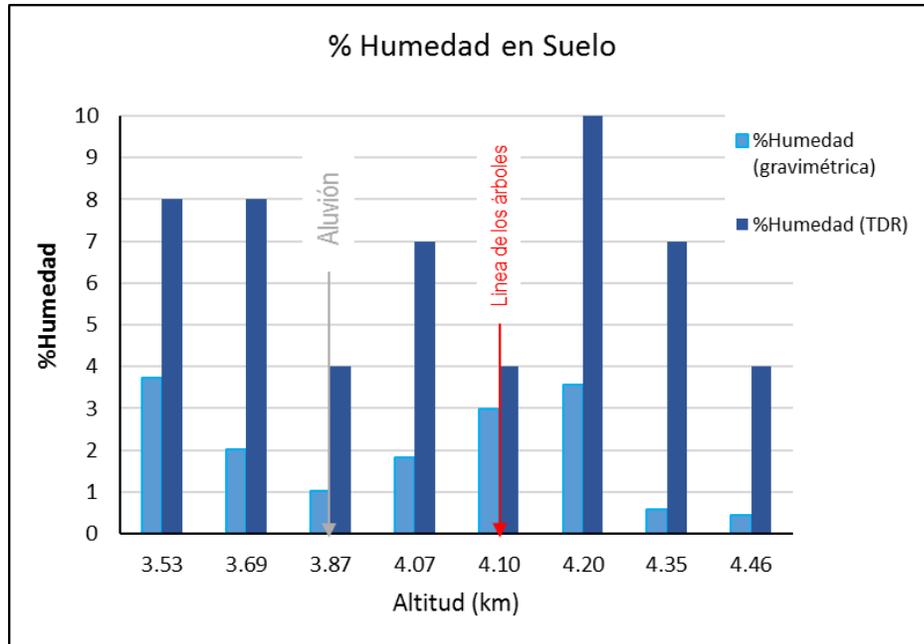


Figura 7.17 Gráfico de la determinación del porcentaje de humedad con respecto a la altitud en cada uno de los sitios de muestreo por los el método gravimétrico y TDR.

Por este método, las zonas con menor humedad son la del aluvión (3,870 m), la línea de los árboles dentro del bosque (4,100 m) y la de mayor altitud (4,460 m) que alcanzan sólo 4% de humedad (Figura 7.17). La zona del aluvión se caracteriza por tener suelos sin estructura, predominan los pastos y a pesar de estar catalogado en los mapas del INEGI como andosol no hay presencia de litter, lo que puede estar influyendo en la pérdida de humedad; mientras que, en la línea de los árboles dentro del bosque, las pendientes tan pronunciadas (> 45%) pueden estar influyendo en la pérdida de agua por efectos de la gravedad. En la zona de mayor altitud son varios los factores que pudieran intervenir, como la topografía (pendientes > 45%), suelos sin estructura, alto contenido de material grueso (~90% arenas) y escasa vegetación dominada por pastos. Debajo de la línea de los árboles las muestras no presentan gran variación en el contenido de humedad, entre 7 y 8%. La lectura más alta de humedad corresponde a 4,200 m de altitud, más de 100 m por arriba de la línea del bosque; esta zona cuenta con pendientes suaves de entre 20-25% lo que limitaría la escorrentía, a pesar de tener un alto contenido de material grueso (80%) tiene una gran densidad de

vegetación dominada por pastos (sección 7.2.F), lo que influye en su potencial de evapotranspiración y el almacenamiento de agua en el suelo.

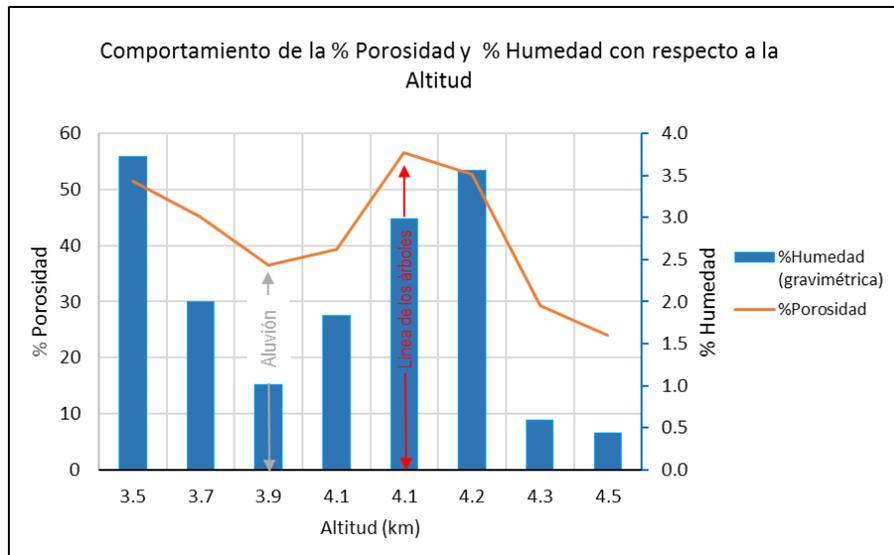


Figura 7.18 Gráfica de la determinación del % de humedad (gravimétrica) y del % de porosidad con respecto a la altitud en cada uno de los sitios de muestreo.

El comportamiento de la humedad por el método gravimétrico nos proporciona una idea del potencial de almacenaje de los suelos. En la Figura 7.18 se observa que en las zonas de mayor altitud, entre 4,350 m y 4,460 m, los suelos son tan pobres en estructura que retienen menos del 0.5% de humedad; la zona del aluvión (3,870 m) ligeramente más del 1% de humedad, a pesar de que el suelo de la zona esté clasificado como andosol. En general, de acuerdo a la gráfica de la Figura 7.18, los suelos de la zona de bosque en la cara sur del Pico de Orizaba, presentan una baja capacidad para retener humedad, menos del 4%, a pesar de que el contenido de limos es $\geq 50\%$ y tienen cerca del 7% de arcillas; es complicado poder explicar este comportamiento toda vez que al graficar este factor con respecto a otros como %MO, %Arcillas, %Porosidad, no se genera ningún tipo de relación; sin embargo, sigue el mismo comportamiento que el porcentaje de porosidad. En las zonas de menor porosidad el porcentaje de humedad disminuye, lo que podría explicarse debido a que no existen suficientes huecos donde pueda darse el almacenamiento del agua. Conforme la porosidad aumenta los suelos tienen mucho mayor capacidad de

almacenamiento, sin importar la altitud a la que se encuentren ni el tipo de cobertura vegetal de que se trate; lo demuestran los puntos situados a 4,100 m de altitud cuya cobertura es bosque, mientras que a 4,200 m de altitud hay una predominancia de pastos.

7.4. Análisis de los Resultados de los parámetros químicos

7.4.1 Vanadio y Molibdeno, cofactores en la Fijación Biológica de Nitrógeno

Una de las partes fundamentales de la vegetación son las raíces, pues gracias a ellas las plantas pueden absorber agua y nutrientes del medio. A la zona del suelo donde se desarrollan las raíces se conoce como rizósfera; en ésta los microorganismos desarrollan su actividad metabólica, la cual garantiza la descomposición de material vegetal y la reintegración de nutrientes al medio (Barea, 1998). Se sabe que los bosques boreales están limitados por la disponibilidad de nitrógeno, de la fijación biológica de nitrógeno (FBN), la cual, en muchas ocasiones, se produce por medio de asociaciones entre especies de musgo, hongos y varias especies de cianobacterias. A pesar de la importancia de la FBN, poco se sabe en ecosistemas forestales y (Gundale *et al.*, 2012). Para este estudio nos centramos en determinar la abundancia de Vanadio y Molibdeno.

La gráfica de la Figura 7.19 muestra la abundancia de Vanadio (V) y Molibdeno (Mo) a lo largo del gradiente altitudinal en la cara sur del volcán Pico de Orizaba, se aprecia que no hay variaciones significativas a lo largo de dicho gradiente. El Mo se encuentra en concentraciones mayores a 5 ppm, mientras que el V entre 60-70 ppm, encontrando posible acumulación o bien un máximo de concentración a 4,200 m de altitud.

Se determinó el contenido total de estos metales por ICP-MS, disgregando tanto el suelo como todo el material mineral, esto no reflejan las concentraciones disponibles para los microorganismos, por lo que sería conveniente desarrollar algunas metodologías alternas para su determinación.

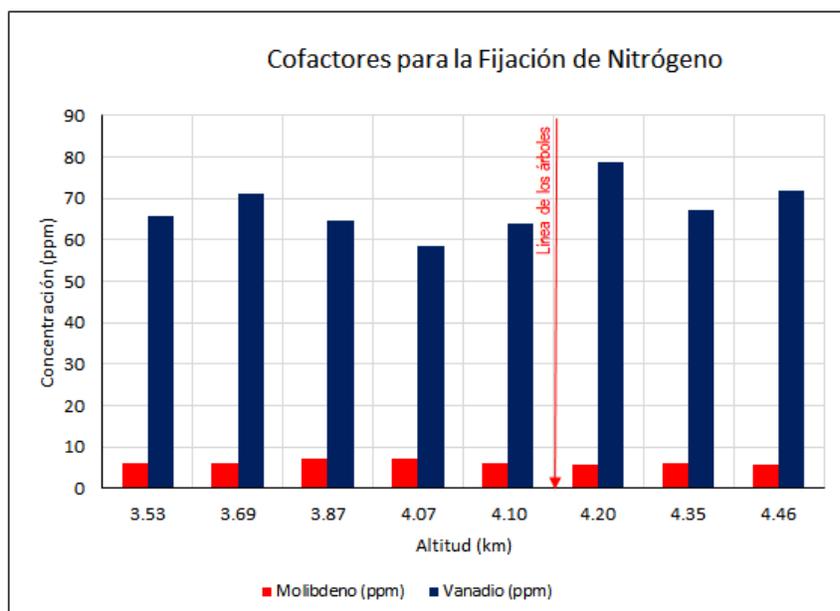


Figura 7.19 Determinación de Vanadio y Molibdeno totales por medio de ICP-MS a lo largo del gradiente altitudinal, en la cara sur del volcán Pico de Orizaba.

7.4.2 Determinación del pH y la disponibilidad de nutrientes

El pH influye directamente en la disponibilidad de nutrientes de los suelos, en la mayoría de los andosoles se tienen $\text{pH} > 5$. Los suelos de la cara sur del volcán Pico de Orizaba se presentan ácidos, con $\text{pH} 5.0-6.0$, por lo que se espera baja capacidad de intercambio catiónico (CIC) y posible presencia de aluminio (amorfo o sesquióxidos). De acuerdo a la gráfica de la Figura 7.20, los suelos más ácidos se encuentran a altitudes de 3,700 m (PO-07), 4,100 m (PO-06A) y 4,200 m (PO-05), en los que existen deficiencias de calcio (Ca) y magnesio (Mg); mientras que las zonas del aluvión (PO-02), fuera del bosque a 4,060 m (PO-06B) y las zonas de mayor altitud (PO-04 y PO-03) presentan pH cercanos a 5.5, por lo que serán pobres en Ca. Para

las muestras antes mencionadas se espera altos contenidos de Hierro (Fe) y Aluminio (Al), conocidos como alofano que es capaz de retener materia orgánica. La zona ubicada a 3,600 m (PO-01) tiene un pH cercano a 6, mejorando las condiciones de disponibilidad de los nutrientes, idónea para un ambiente forestal.

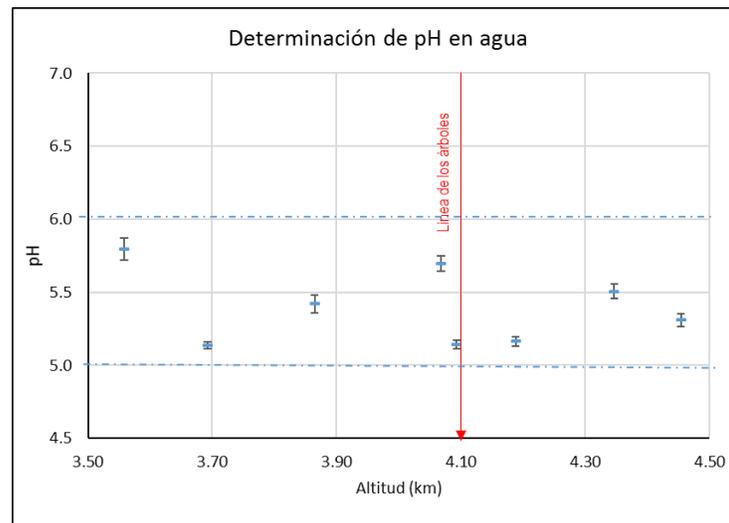


Figura 7.20 Determinación del pH en solución acuosa 1:1, en los suelos de la cara sur del volcán Pico de Orizaba en un gradiente altitudinal.

En la Tabla 7.11 se muestran los resultados de la disponibilidad de nutrientes (Ca, Mg, K, Na), así como los valores de CIC y de bases intercambiables (BI). Se colocó en negritas los valores de mayor concentración y en rojo los sitios de concentración muy baja. Tomando como referencia los valores óptimos de fertilidad y de deficiencia de nutrientes en los suelos (Tabla 6.2), los valores en negritas están muy por debajo de los valores óptimos.

La concentración de Na permanece ligeramente constante a lo largo del gradiente altitudinal. Los valores son bajos debido a la acidez del suelo, sobre todo en la zona de bosque por debajo de la línea de los árboles; se presentan ligeros incrementos en los sitios PO-05 y PO-03 posiblemente al intemperismo de ciertos minerales silicatados, por lo que será necesario en un futuro, hacer la caracterización de los minerales rocosos.

La concentración de Ca no es fácil de explicar pues no hay una marcada diferencia entre la zona del bosque y los pastizales, o bien, alguna tendencia respecto a la altitud como lo veremos más adelante. Las zonas que muestran el máximo de concentración es PO-07 considerado un valor medio de fertilidad, así como PO-01 y PO-06B; los demás sitios muestran deficiencia de este nutriente.

El Mg no muestra una tendencia respecto a la altitud, pero si muestra valores mayores en las zonas de cobertura arbórea, encontrando su máximo de acumulación en la zona del aluvión; a partir del sitio PO-06A hacia la cima de la montaña este nutriente es deficiente. El K muestra la misma tendencia, salvo que en la zona PO-07 muestra deficiencia.

Tabla 7.11 Disponibilidad de nutrientes en los sitios de muestreo en la cara sur del volcán Pico de Orizaba

Muestras	altitud	Na	Ca	Mg	K	CIC	%BI
	km						
PO-01	3.53	0.29	4.35	0.62	0.33	7.23	77.3
PO-07	3.69	0.34	8.41	0.94	0.24	5.74	172.8
PO-02	3.87	0.30	1.76	1.20	0.54	10.95	34.7
PO-06B	4.06	0.30	4.20	0.72	0.33	7.37	75.4
PO-06A	4.09	0.28	1.04	0.16	0.15	4.27	38.1
PO-05	4.20	0.38	1.07	0.17	0.13	3.82	45.6
PO-04	4.35	0.22	0.42	0.04	0.04	5.25	13.7
PO-03	4.46	0.36	0.12	0.03	0.04	4.75	11.3

En lo que respecta a la capacidad de intercambio catiónico (CIC) los valores son bajos (Tabla 6.2), teniendo su máximo en la zona del aluvión (PO-02), de igual forma no muestra alguna tendencia aparente. Al hacer la suma del porcentaje de bases intercambiables (%BI) disminuyen con respecto a la altitud; es decir, conforme se asciende en la montaña es más difícil la obtención de nutrientes.

Se graficaron las concentraciones de los nutrientes con el fin de identificar una posible tendencia con respecto al gradiente altitudinal. En la Figura 7.21 se observa que no existe una relación o comportamiento lineal respecto a la altitud; sin embargo,

confirmamos que el Mg y K se comportan de forma similar, encontrando su máximo de acumulación en la zona del aluvión, después disminuye a un mínimo en el límite del bosque (4,100 m) y nuevamente se presenta un ligero incremento en la concentración de estos nutrientes a 4,200 m de altura, como ha ocurrido con otras propiedades del suelo. Esto es relevante, ya que como se ha mencionado antes, en esta zona existe presencia de árboles aislados, tal vez los pinos están encontrando las condiciones mínimas necesarias para su establecimiento. La concentración de Na es muy baja y con ligeras variaciones, lo cual es bueno, pues para algunas plantas puede llegar a ser perjudicial la presencia elevada de éste.

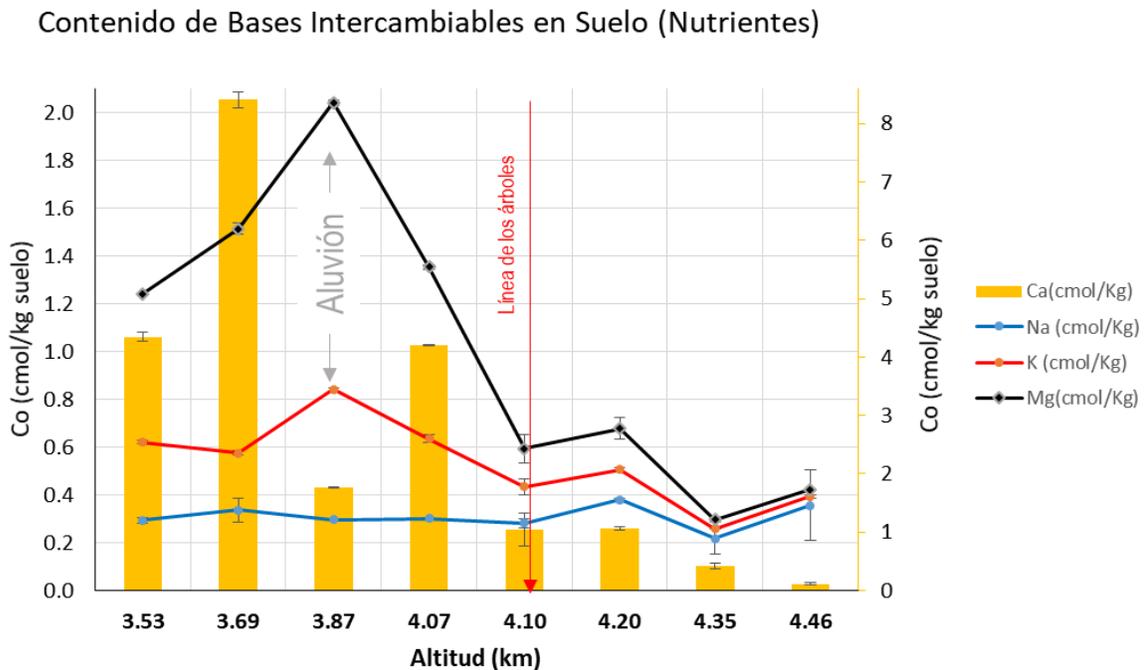


Figura 7.21 Determinación del contenido de nutrientes (Ca, Mg, K, Na) en los suelos de la cara sur del volcán Pico de Orizaba, en un gradiente altitudinal.

Se observa que los valores para CIC son excesivamente bajos comparados con andosoles, que generalmente muestran valores excepcionalmente elevados, del orden de 50-100 cmol/kg. Esta propiedad es dependiente del pH y en ambientes ácidos puede disminuir hasta un tercio de su valor (Duchaufour, 1984), tal como ocurre en los suelos de la cara sur del volcán Pico de Orizaba, cuyos pH ácidos, hacen que exhiba una CIC muy baja que no sobrepasa los 10 cmol/kg. En la gráfica de la Figura 7.22 se

observa que no existe diferencia entre la zona de bosque y por arriba de la línea de los árboles, lo que podría indicar que no sólo el pH influye en la escasez de nutrientes, sino que deben existir otros factores, como el contenido de materia orgánica y el tipo de arcillas entre otros, que estén limitando la capacidad de intercambio catiónico y que a su vez, dificulta el almacenamiento de nutrientes.

Cabe recordar que el porcentaje de bases intercambiables, es la cantidad relativa de iones cargados positivamente (exceptuando H^+ y Al^{3+}) absorbida en el complejo coloidal del suelo, expresada en por ciento, mostrando que en los sitios con alto valor de %BI el intercambio de partículas está dominado por iones no ácidos. De acuerdo a la gráfica de la Figura 7.22, los suelos de la cara sur del volcán Pico de Orizaba, se observa, en general, que el %BI va disminuyendo con respecto a la altitud, al graficarlo con otra propiedad no presenta relación alguna.

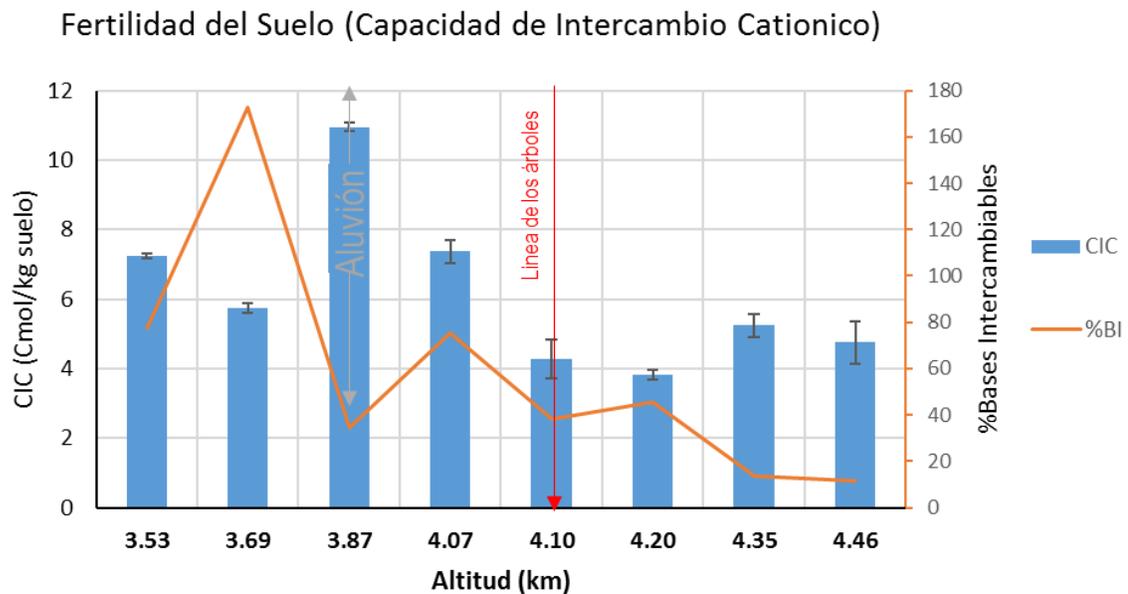


Figura 7.22 Gráfica de los valores de la Capacidad de Intercambio Catiónico (CIC) y el por ciento de Bases Intercambiables (%BI) en los suelos de la cara sur del volcán Pico de Orizaba, en un gradiente altitudinal.

En la Tabla 7.12 se presentan las relaciones nutrimentales en los distintos sitios de muestreo; se centra en demostrar si existe deficiencia de K con respecto a los distintos cationes, ya que el K cumple con distintas funciones como aumentar la eficiencia del N en las plantas, aumentar la resistencia de las plantas ante sequía o helada, participa en la función de abrir y cerrar los estomas y por consecuencia, regula el contenido de agua en los tejidos. Por otro lado, un alto contenido de K en relación a Ca y Mg puede dificultar la absorción de nutrientes por el sistema reticular. En el sitio PO-07 se muestra una relación óptima de Mg/K y a partir de esta estación, se observa que conforme la altitud aumenta también lo hace el contenido de K, lo que pudiera estar influyendo en la absorción de Mg a gran altitud.

Con respecto a la relación Ca/K, el sitio PO-07 (3,690 m) muestra deficiencia de K (sección 6.4); en los sitios de mayor altitud no se percibe una tendencia clara; en PO-06A (4,100 m) y PO-05 (4,200 m) la relación es óptima para el crecimiento de la vegetación; la zona del aluvión (PO-02) y el punto más alto de muestreo (PO-03) tienen un alto contenido de K, lo que puede generar dificultad en la absorción de Ca por las plantas. La relación Ca/Mg encuentra sus óptimos en la zona de mayor altitud (PO-03) y la zona del aluvión (PO-02); probablemente esta relación compensa el alto contenido de K de este último.

Tabla 7.12 Relaciones nutrimentales para los sitios de muestreo en la cara sur del volcán Pico de Orizaba

Relaciones nutrimentales					
Muestras	Altitud	Mg/K	Ca/K	Ca/Mg	(Ca+Mg)/K
PO-01	3.53	1.90	13.31	7.01	15.21
PO-07	3.69	3.93	35.25	8.96	39.18
PO-02	3.87	2.21	3.23	1.47	5.44
PO-06B	4.07	2.15	12.59	5.86	14.74
PO-06A	4.10	1.04	6.77	6.49	7.81
PO-05	4.20	1.37	8.45	6.17	9.82
PO-04	4.35	0.92	10.00	10.91	10.92
PO-03	4.46	0.82	3.20	3.92	4.02

7.5 Análisis del Estudio de la Materia Orgánica

7.5.1 Determinación por análisis elemental

Se determinó el contenido de Materia Orgánica (MO) por medio de análisis elemental; con esta técnica se cuantifica el total de carbono presente en las muestras de suelo recolectadas en la cara sur del volcán Pico de Orizaba, puede incluir la presencia de carbón vegetal debido a incendios forestales.

La Figura 7.23 muestra los resultados obtenidos del análisis graficado con respecto al gradiente altitudinal; se observa que son suelos pobres, pues los más ricos en MO dentro del ambiente forestal no rebasan el 7%, entre ellos se incluye la zona del aluvión. Conforme se asciende, el %C se ve disminuido y justo en la línea de los arboles a 4,100 m de altitud hay un cambio abrupto. Sin embargo, nuevamente se presenta un fenómeno de acumulación en la zona de los 4,200 m de altitud (PO-05), con un ligero aumento en el contenido no sólo de C, sino además de N e H.

En la zona PO-05 hay una serie de condiciones que todavía no acabamos de entender, ya que existe una acumulación y permanencia de MO, con valores ligeramente superiores a los que se presentan en los suelos dentro del bosque justo en la línea de los árboles, cerca del 2% de C. Hay que recordar que en la zona PO-05 existe abundante vegetación dominada por pastos de alta montaña y árboles aislados; estos últimos pudieran estar contribuyendo en el aporte de C al medio, ya que a esta altura el por ciento de arcillas se ve muy disminuido, entrando en un proceso de retroalimentación para la MO.

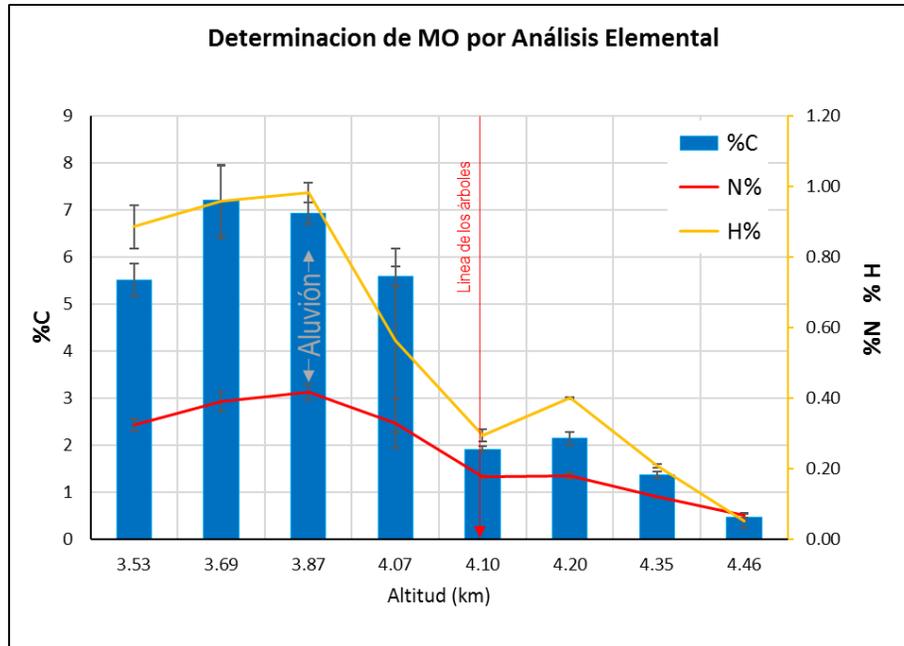


Figura 7.23 Gráfica de los porcentajes de carbono, nitrógeno e hidrógeno en los suelos de la cara sur del volcán Pico de Orizaba por medio de la técnica de análisis elemental, en un gradiente altitudinal.

Con los datos obtenidos se determinó la relación C/N, de igual forma se graficó respecto al gradiente altitudinal, obteniéndose la gráfica de la Figura 7.24. La relación C/N nos indica qué tan favorable es la degradación de la MO. Las zonas bajas de la cara sur del volcán Pico de Orizaba al tener alto coeficiente de C/N la tasa de mineralización de la MO es lenta y aunada al clima templado, la humificación es favorable; al pasar el límite del bosque, esta relación disminuye, por lo que la MO rápidamente es mineralizada y degradada a pesar del clima, lo que da indicio del tipo de vegetación presente. En la gráfica de la Figura 7.24 se observan tres tipos de vegetación: la correspondiente a bosque, entre 3,500 m a 4,100 m de altitud, con una relación C/N de 18, la cual es propia de ambientes forestales; la que está justo en la línea de los árboles, esta relación cae hasta 12, indicando la zona dominada por las praderas de alta montaña; y por último, la que está a una altitud superior a los 4,350 m, ésta muestra nuevamente un cambio, que podría deberse a la presencia de líquenes y musgos. Para la relación C/N, la zona de los 4,200 m de altitud (PO-05), no presenta influencia del aporte de los árboles aislados al medio.

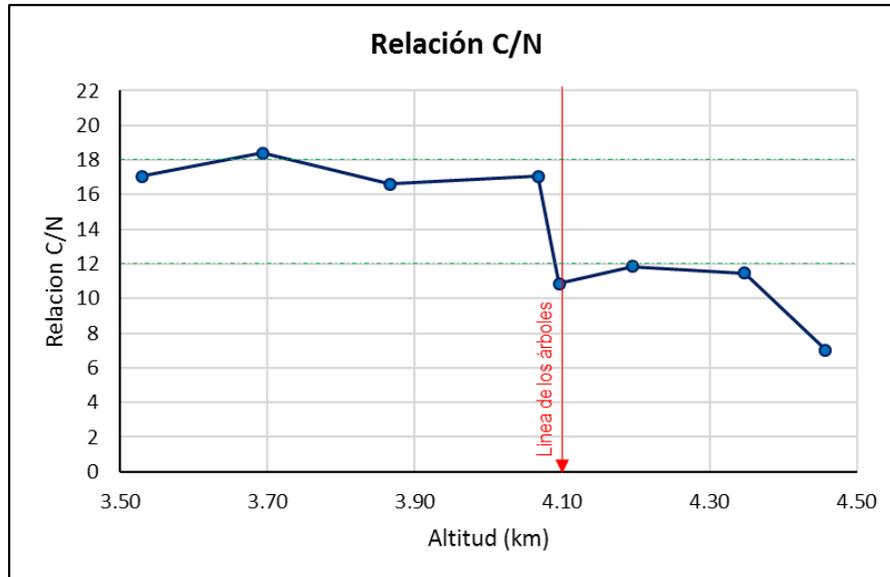


Figura 7.24 Relación C/N a partir de la determinación de MO por análisis elemental, graficado con respecto al gradiente altitudinal, para los suelos de la cara sur del volcán Pico de Orizaba.

7.5.2 Determinación por permanganometría

En comparación con la técnica anterior, la determinación de la materia orgánica por oxidación con permanganato de potasio, en vía húmeda, nos permite determinar la fracción biológicamente activa de la materia orgánica en los suelos, está ligado directamente con la fertilidad (sección 6.3). Los resultados se graficaron con respecto al gradiente altitudinal (Figura 7.25). De acuerdo con la gráfica, en la zona boscosa de baja altitud, la proporción de carbono lábil es menor a 1%. Aunque no se muestra una clara relación lineal con la altitud, conforme se asciende a la cima, la concentración de C descende, encontrando su mínimo en la línea de los árboles fuera del bosque a los 4,070 m de altitud (PO-6B); en la misma área pero dentro del bosque, aumenta ligeramente, después descende y se mantiene a menos de 0.01%, arriba de 4,350 m de altura; para la zona del aluvión no se muestra alguna variación importante respecto a la tendencia general.

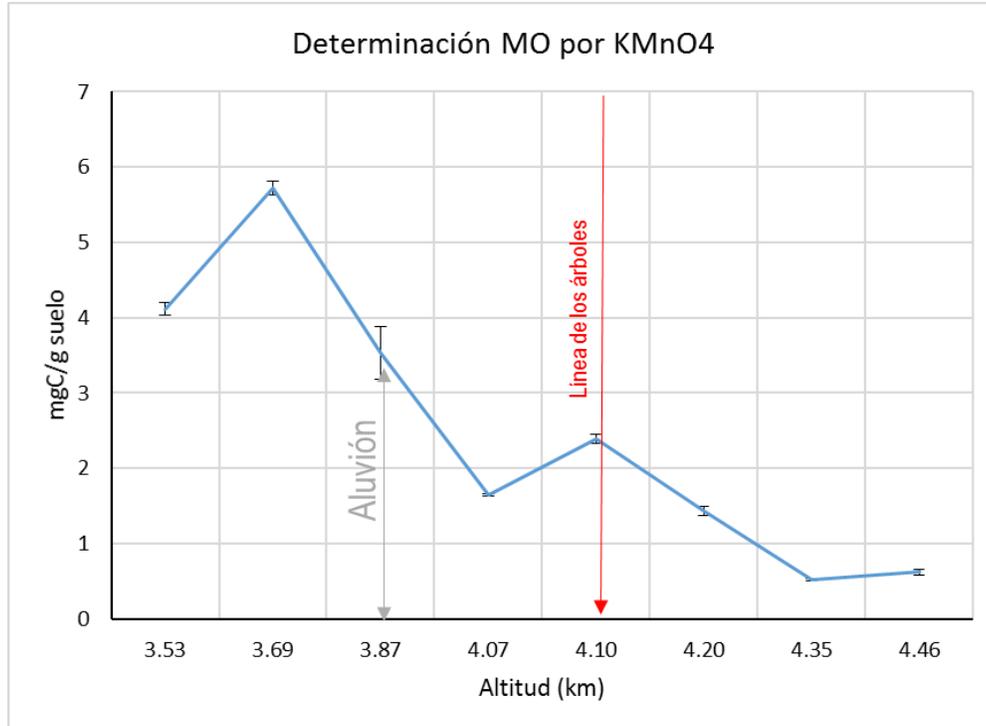


Figura 7.25 Gráfica del porcentaje de carbono en los suelos de la cara sur del volcán Pico de Orizaba por medio de la técnica de permanganometría, en un gradiente altitudinal.

Sin embargo, en la zona de 3,690 m de altitud se presenta un máximo de casi 6 mgC/g suelo, lo que podría deberse a que el sitio de muestreo se encuentra situado en un valle intermontano, con infiltración lenta y clima templado que podrían estar propiciando las condiciones para la acumulación o incremento de las fracciones lábiles, mientras que a 4,070 y 4,200 m de altura son zonas con predominio de pastos, árboles aislados y sin litter que preserve la humedad del medio y ayude a los procesos de humificación; pero esto sólo es una hipótesis, ya que es necesario hacer un estudio sobre la concentración de ácidos fúlvicos y húmicos para respaldarla.

7.5.3 Determinación por análisis de PI-CG-EM

La técnica de análisis de Pirólisis-Cromatografía de gases-Espectrometría de Masas proporciona una idea del ambiente en el que se desarrollan los pinos, a partir de las moléculas que se generan de la descomposición térmica. Las Figuras 7.26, 7.27, 7.28 y 7.29 son cromatogramas obtenidos en los distintos puntos de muestreo de la cara sur del volcán Pico de Orizaba; están corridos bajo las mismas condiciones de pirólisis y de cromatografía y graficados en las mismas escalas para poder compararlos. Se identificaron cerca de 33 moléculas entre ellas hidrocarburos insaturados como buteno; aromáticos entre los que destacan el benceno y el xileno; alcoholes, aldehídos y ácidos carboxílicos, además de varios compuestos nitrogenados como la urea, anilina y piridina.

En la Figura 7.26 se presentan los pirogramas de las muestras PO-01 (3,530 m) y PO-07 (3,690 m) que corresponden a las zonas más bajas en el gradiente altitudinal; en ellos se observan marcadas diferencias. En el primero se producen menos moléculas y en menor abundancia, debido al tipo de material orgánico, es decir, una relación C/N alta aunada a procesos de humificación, que hacen que la materia orgánica sea menos lábil; mientras que en PO-07 existe una predominancia de pastos a pesar de ser una zona de bosque y al ser un valle intermontano se generan procesos de acumulación; incluso en la determinación de la MO por el método de KMO_4 , se obtuvo un máximo para este sitio, formándose varios compuestos nitrogenados como pirrol (pico 21), 2,5-dimetil furano (pico 22) y piridina (pico 23), que demuestra un ambiente de gran actividad microbiológica; también existe un incremento sustancial de benceno (pico 20) y tolueno (pico 27).

En el pirograma correspondiente a la zona del aluvión (PO-02, Figura 7.27), no hay diferencia significativa en la aparición de iones con respecto a la muestra PO-07, mientras que para la zona de pastos fuera de la línea de los árboles (PO-06B), aparece

la urea (pico 2), un ligero incremento en las abundancias de 2-butano (pico 3), furano (picos 7, 11 y 15), 1,3-pentadieno y 2-metil furano respectivamente y furfuraldehído (pico 28) lo que indica compuestos insaturados con oxígeno, que podrían provenir de la degradación de carbohidratos o bien, de la degradación del humus. El pirograma PO-06A (Figura 7.28) muestra un comportamiento similar con la excepción de una alta producción de tolueno. El pirograma de PO-05, que corresponde a la zona por arriba de la línea de los árboles, muestra una mayor abundancia en compuestos como pirrol (pico 21), 2,5-dimetil furano (pico 22), piridina (pico 23), heptanol (pico 24), hepteno (pico 25), 3,5-dimetil pirazol (pico 26), así como un gran incremento en tolueno (pico 27), anilina (pico 29), 3-metil piridina (pico 30), p-xileno (pico 31), estireno (pico 32), 5 metil, 2-Furancarboxaldehído (pico 33), todos ellos aromáticos, lo que podría sostener nuestra hipótesis de la degradación de la materia orgánica compleja. Esta zona tiene los máximos para estos iones, pues en los siguientes sitios se presenta un decremento en la abundancia y en las especies que se generan.

La Figura 7.29 corresponde a los pirogramas de las muestras PO-04 y PO-03, aunque en ambos sitios los pastos son dominantes, la distribución de la vegetación cambia; el sitio PO-03 se encuentra a mayor altitud (4,454 msnm), muestra pastos de menor tamaño y abundancia, lo que se refleja en los pirogramas, existe un decremento en la abundancia de los iones, sólo muestra 12 de los 33 compuestos encontrados en los otros sitios, destacan benceno (pico 20), tolueno (pico 27), furfuraldehído (pico 28), 2-buteno (pico 3), 2-metil furano (pico 15) y ácido fórmico (pico 1); a excepción de la urea (pico 2) hay total ausencia de compuestos con N en esta zona, lo que demuestra un ambiente de mayor degradación y pérdida de compuestos nitrogenados.

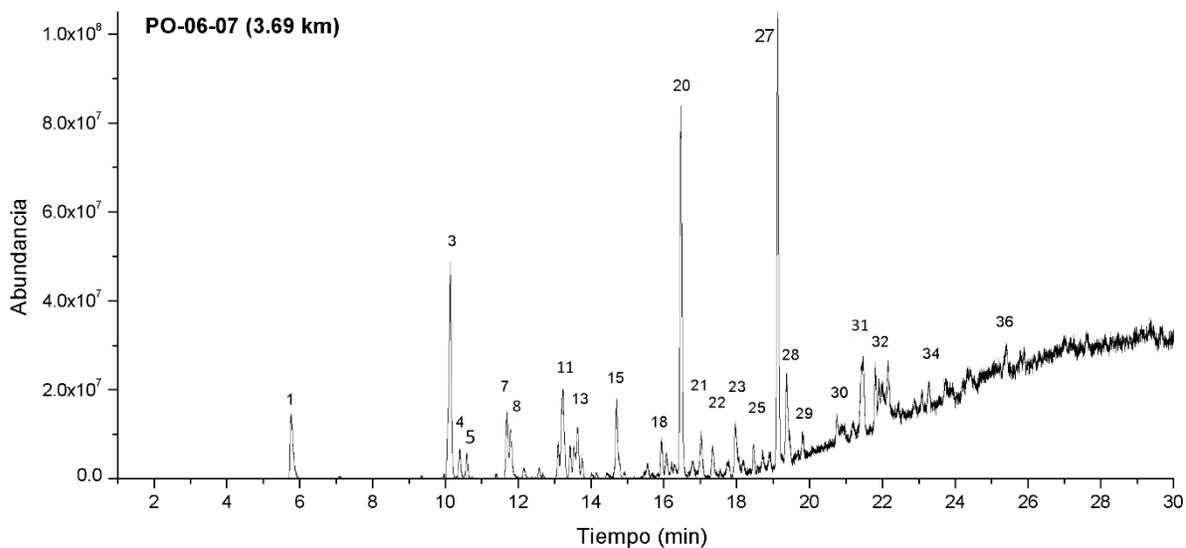
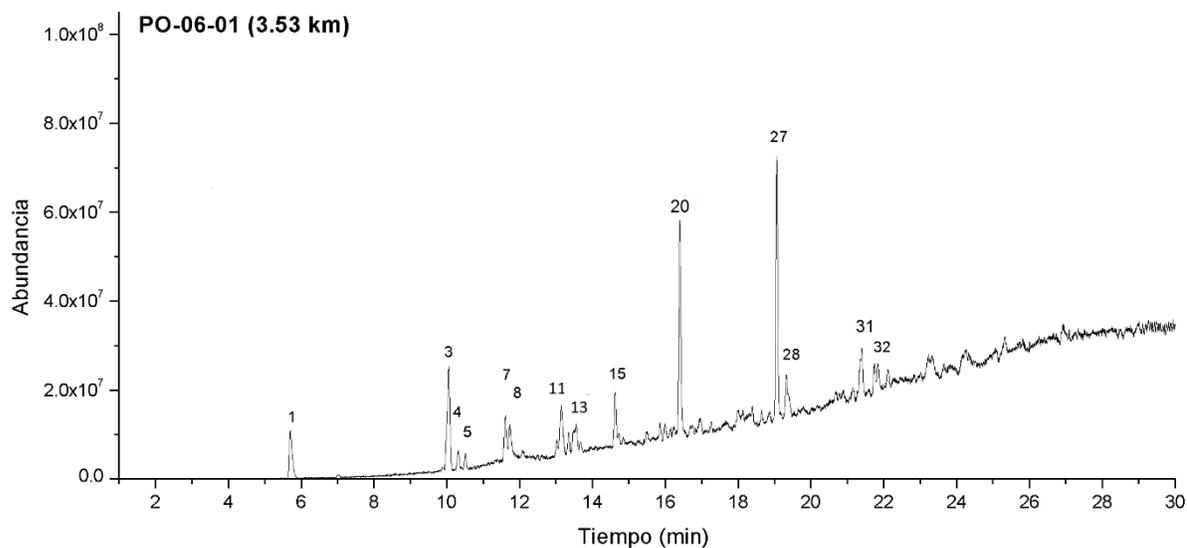


Figura 7.26 Pirogramas de las muestras de suelo recolectadas en la cara sur del volcán Pico de Orizaba, se pesó en cada caso ~50 mg de suelo. Los compuestos identificados son: Picos 1=ácido fórmico, 2=urea, 3= 2-buteno, 4=2-metilpropeno, 5=ciclobutano, 6=butanol, 7=furano, 8=1,2-diaminobutano, 9= metilvinilcetona, 10=metil vinil cetona, 11=1,3 pentadieno, 12=etil ciclopropano, 13=2-propenitrilo, 14=1,3 pentadieno, 15=2-metil furano, 16=3 amin acrilonitrilo, 17=hexeno, 18=1,4ciclohexadieno, 19= 1-metil,1,3-ciclopentadieno, 20 =benceno, 21= pirrol, 22= 2,5-dimetil furano, 23= piridina, 24= heptanol, 25=hepteno, 26=3,5-dimetil pirazol, 27=tolueno, 28=furfuraldehido, 29=anilina, 30=3-metil piridina, 31=p-xileno, 32=estireno, 33=5 metil,2-Furancarboxaldehído.

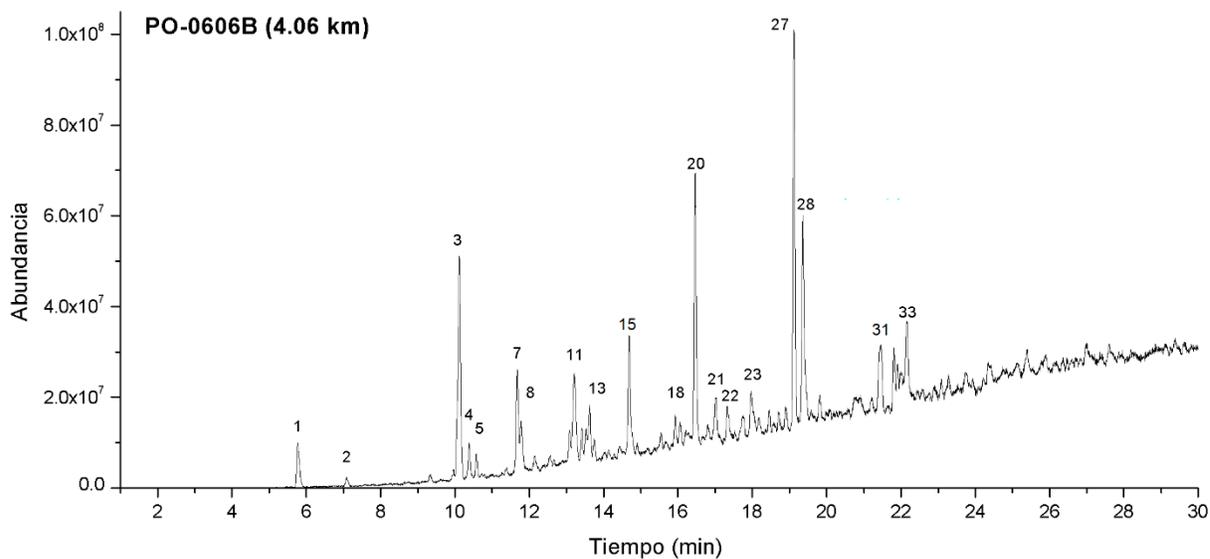
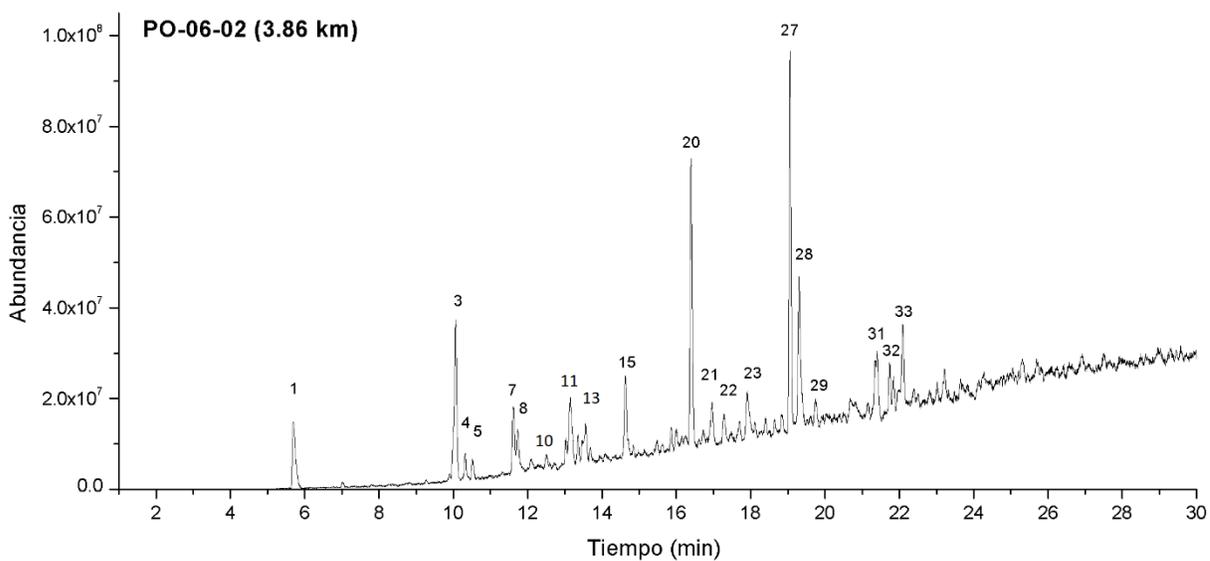


Figura 7.27 Pirogramas de las muestras de suelo recolectadas en la cara sur del volcán Pico de Orizaba, se pesó en cada caso ~50 mg de suelo. Los compuestos identificados son: Picos 1=ácido fórmico, 2=urea, 3= 2-buteno, 4=2-metilpropeno, 5=ciclobutano, 6=butanol, 7=furano, 8=1,2-diaminobutano, 9= metilvinilcetona, 10=metil vinil cetona, 11=1,3 pentadieno, 12=etil ciclopropano, 13=2-propenitrilo, 14=1,3 pentadieno, 15=2-metil furano, 16=3 amin acrilonitrilo, 17=hexeno, 18=1,4ciclohexadieno, 19= 1-metil,1,3-ciclopentadieno, 20 =benceno, 21= pirrol, 22= 2,5-dimetil furano, 23= piridina, 24= heptanol, 25=hepteno, 26=3,5-dimetil pirazol, 27=tolueno, 28=furfuraldehido, 29=anilina, 30=3-metil piridina, 31=p-xileno, 32=estireno, 33=5 metil,2-Furancarboxaldehído.

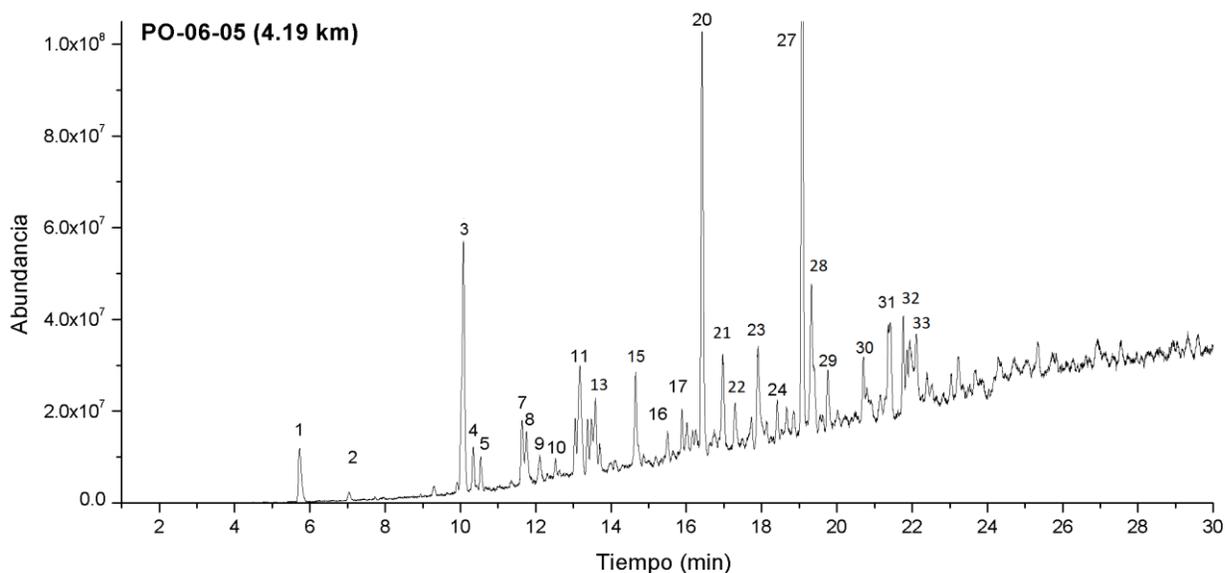
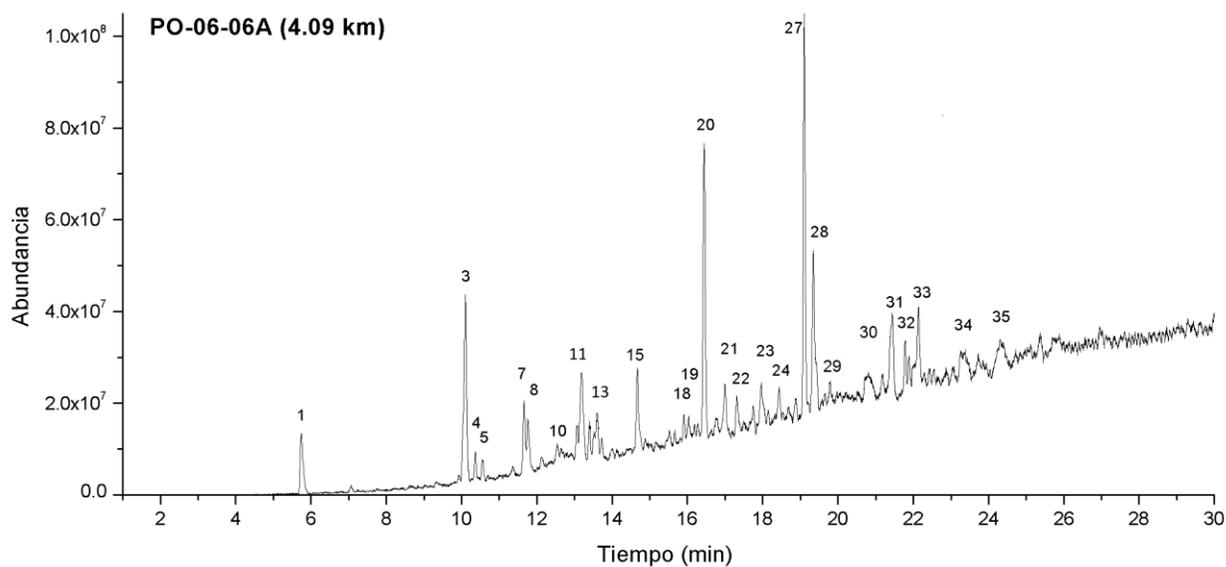


Figura 7.28 Pirogramas pertenecientes a las muestras de suelo colectadas en la cara sur del volcán Pico de Orizaba, se peso en cada caso ~50 mg de suelo. Los compuestos identificados son: Picos 1=ácido fórmico, 2= urea 3= 2-buteno, 4=2-metilpropeno, 5=ciclobutano, 6=butanol , 7= furano, 8=1,2-diaminobutano, 9= metilvinilcetona 10=metil vinil cetona, 11= 1,3 pentadieno, 12=etil ciclopropano , 13= 2-propenitrilo, 14=1,3 pentadieno , 15= 2-metil furano, 16= 3 amin acrilonitrilo, 17 =hexeno, 18=1,4ciclohexadieno , 19= 1-metil,1,3-ciclopentadieno, 20 =benceno, 21= pirrol, 22= 2,5-dimetil furano, 23= piridina, 24= heptanol, 25= hepteno, 26= 3,5-dimetil pirazol, 27= tolueno, 28=furfuraldehido, 29= anilina, 30= 3-metil piridina, 31= p-xileno, 32= estireno, 33= 5 metil,2-Furancarboxaldehido.

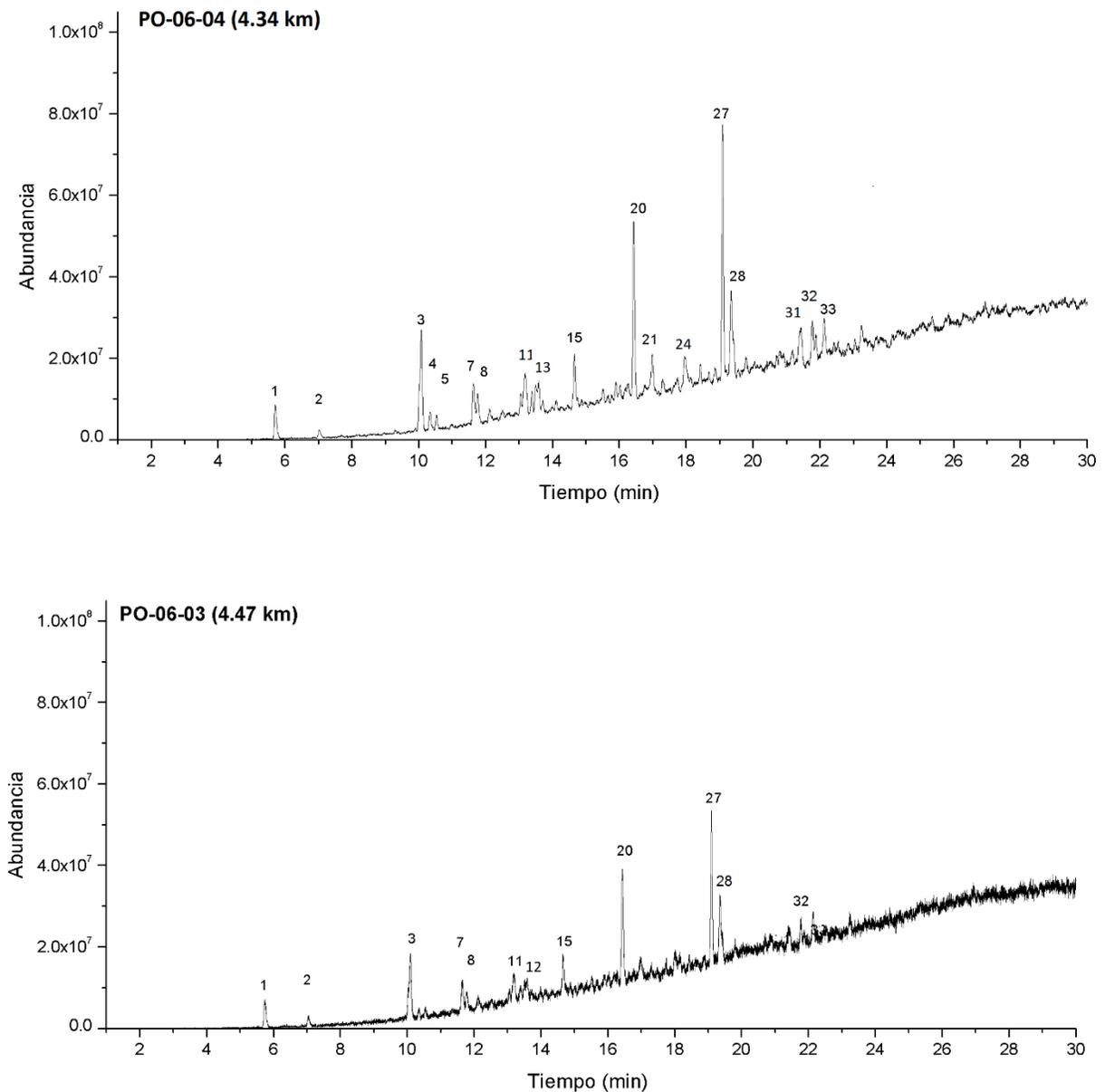


Figura 7.29. Pirogramas pertenecientes a las muestras de suelo colectadas en la cara sur del volcán Pico de Orizaba, se peso en cada caso ~50 mg de suelo. Los compuestos identificados son: Picos 1=ácido fórmico, 2= urea 3= 2-buteno 4=2-metilpropeno, 5=ciclobutano, 6=butanol , 7= furano, 8=1,2-diaminobutano, 9= metilvinilcetona 10=metil vinil cetona, 11= 1,3 pentadieno, 12=etil ciclopropano , 13= 2-propenitrilo, 14=1,3 pentadieno , 15= 2-metil furano, 16= 3 amin acrilonitrilo, 17 =hexeno, 18=1,4ciclohexadieno , 19= 1-metil,1,3-ciclopentadieno, 20 =benceno, 21= pirrol, 22= 2,5-dimetil furano, 23= piridina, 24= heptanol, 25= hepteno, 26= 3,5-dimetil pirazol, 27= tolueno, 28=furfuraldehido, 29= anilina, 30= 3-metil piridina, 31= p-xileno, 32= estireno, 33= 5 metil,2-Furancarboxaldehido.

En otros trabajos en los que se ha utilizado PI-CG-MS para hacer un seguimiento sobre la materia orgánica, se utilizaron como principales moléculas para

caracterizar el comportamiento de la materia orgánica, el benceno y el ácido fórmico, ya que proporcionan una idea del ambiente en el que se desarrollan los suelos (Navarro, *et al.*, 2003). Para determinar la concentración en miligramos, tanto del benceno como del ácido fórmico, se utilizó la curva de calibración que aparece en el anexo M. Los datos fueron graficados respecto a las zonas de cobertura arbórea y pastizales obteniéndose la gráfica 7.30. En ella se observa que a mayor altitud hay un incremento en la formación de benceno, probablemente podría deberse a los procesos de humificación ya que promueve por medio de la pirólisis la formación y liberación de compuestos aromáticos. Cuando se llega al límite de bosque, desciende la formación de benceno porque los mismos procesos de humificación se ven reducidos.

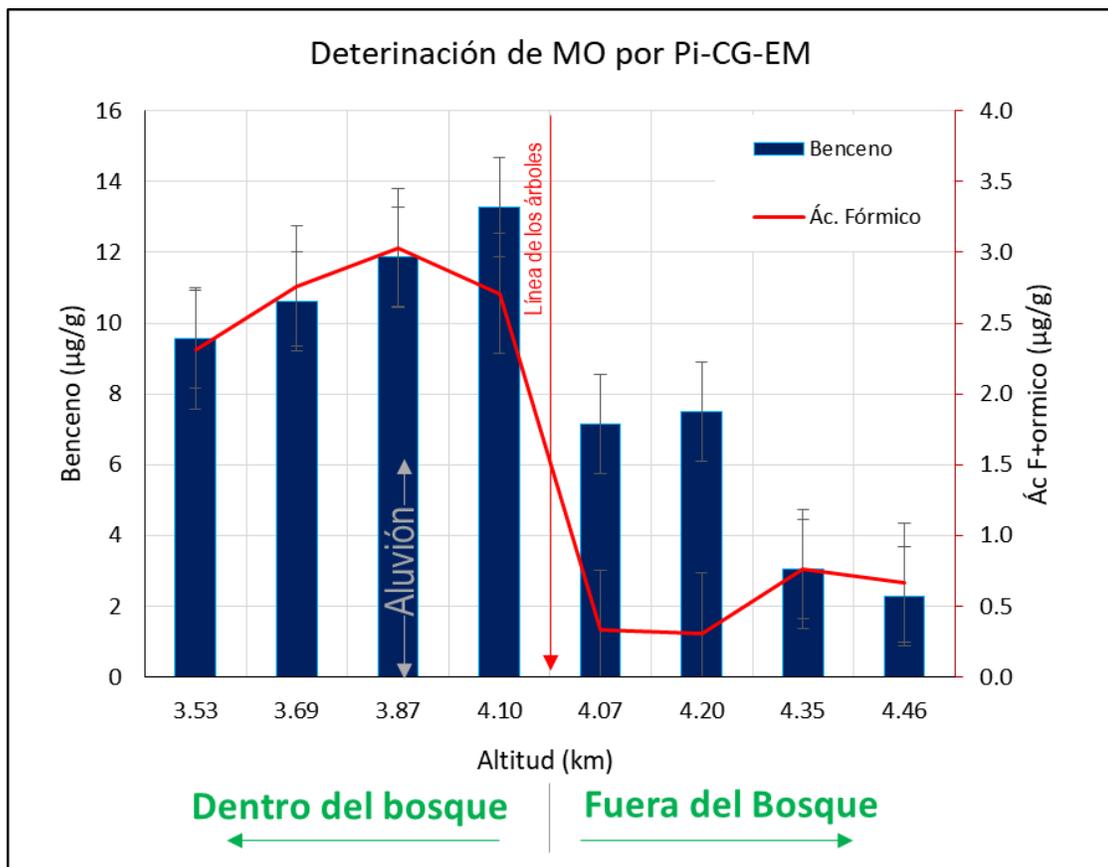


Figura 7.30 Gráfica de variación de la concentración de carbono en forma de benceno y ácido fórmico con respecto a la altitud en la cara sur del volcán Pico de Orizaba, por medio de PI-CG-EM.

De hecho, fuera del bosque y hasta los 4,200 m de altitud donde se encuentran árboles aislados, la liberación de benceno llega por arriba de los 8 $\mu\text{g/g}$ de suelo presentando el mismo comportamiento, después desciende a valores cercanos a 2 $\mu\text{g/g}$ de suelo; son sitios donde los niveles de arcilla son mínimos, con temperaturas bajas y sin condiciones para retener la humedad, lo que genera la mineralización de la materia orgánica. Se graficaron las concentraciones de benceno respecto a la humedad y a otras variables como el porcentaje de arcilla, sin lograr obtener algún tipo de relación; una posible explicación podrían ser incendios forestales, de acuerdo a González- Pérez y colaboradores (2004) si los incendios alcanzan temperaturas de 300 °C, puede generar descarboxilación sobre los ácidos fúlvicos y húmicos aumentando la distribución de estructuras aromáticas, las cuales son resistentes a la degradación biológica.

Por otro lado, el ácido fórmico en ambientes desérticos nos indica lugares con alto grado de oxidación, todo lo contrario, para los ambientes forestales, ya que sigue el mismo comportamiento que el benceno, por lo que se podría decir que es producto de la degradación del humus. Parte del humus son funciones ácidos y aldehidos entre otros, además posee compuestos libres como polisacáridos que en pirólisis forman ácido fórmico. Sería conveniente hacer el seguimiento de algún otro compuesto y adicionar algún componente nitrogenado para ver como varían en abundancia respecto al gradiente altitudinal.

7.6 Análisis micromorfológico de láminas delgadas

Para realizar el estudio de micromorfología se seleccionaron muestras superficiales correspondientes a la línea de los árboles dentro del bosque (4,068 msnm) y fuera del bosque (4,098 msnm), así como zonas por arriba de la línea de árboles donde todavía se observa el crecimiento de árboles de forma aislada, entre 4,187 a 4,347 msnm; se seleccionó también, una muestra a 4,454 msnm donde todavía

hay presencia de pastos. Se espera que la micromorfología de los suelos nos ayude a entender cómo es posible que por arriba de la línea de los árboles se den procesos de acumulación de materia orgánica, de algunos nutrientes o de algunas otras condiciones que están favoreciendo el establecimiento de árboles aislados.

7.6.1 Línea de los árboles dentro del bosque PO-06A (4,068 msnm)

La lámina delgada obtenida de la muestra en la zona de bosque presenta estructura pedial, porosidad del 30-40%, cavidades y canales distribuidos al azar, la mayoría del material es de tamaño arena-limo, dentro de los materiales gruesos se observan fragmentos de rocas, así como material vegetal en diferentes grados de descomposición, como raíces asociadas a ifas (Figura 7.31 A, B y D), fragmentos de carbón vegetal (Figura 7.31 C). También puede observarse coprolitos característicos de mesofauna (Figura 7.31 E, F y J); conjunto de agregados granulares que generan una estructura esponjosa y redes de poros tortuosos (Figura H); formación de microagregados (Figura 7.31 G) De los materiales minerales que componen la muestra se pueden identificar plagioclasas y vidrio volcánico, anfíboles, biotita, cuarzo y minerales arcillosos en pequeña proporción (Figura 7.31 I, K y L); cerca del 70% del material parental son gravas y rocas.

De lo observado en la lámina puede decirse que los coprolitos pueden provenir principalmente de lombrices y artrópodos, en toda la estructura reticular hay ifas, el material fino es de color pardo oscuro rico en materia orgánica, por lo que podemos decir que gran parte del intemperismo está asociado a la actividad biológica, donde el material volcánico comienza a aglomerarse primero en formas granulares finas y luego en microagregados bien estructurados, debido a la presencia de la materia orgánica. Los fragmentos de roca no son muy grandes, y no hay mucha heterogeneidad, sin embargo, la porosidad es dependiente de la microestructura del suelo. El carbón mineral se presenta en pequeños trozos de más 1mm pueden ser menos del 5% del material grueso, su presencia indica que hubo incendios forestales, sin embargo, el suelo se encuentra bien desarrollado a pesar de este evento. Aunque debe indicarse que al

tomar la muestra para realizar la micromorfología se encontró que el espesor del horizonte A no es mayor de 10 cm, con un espesor de litter de al menos unos 3 cm.

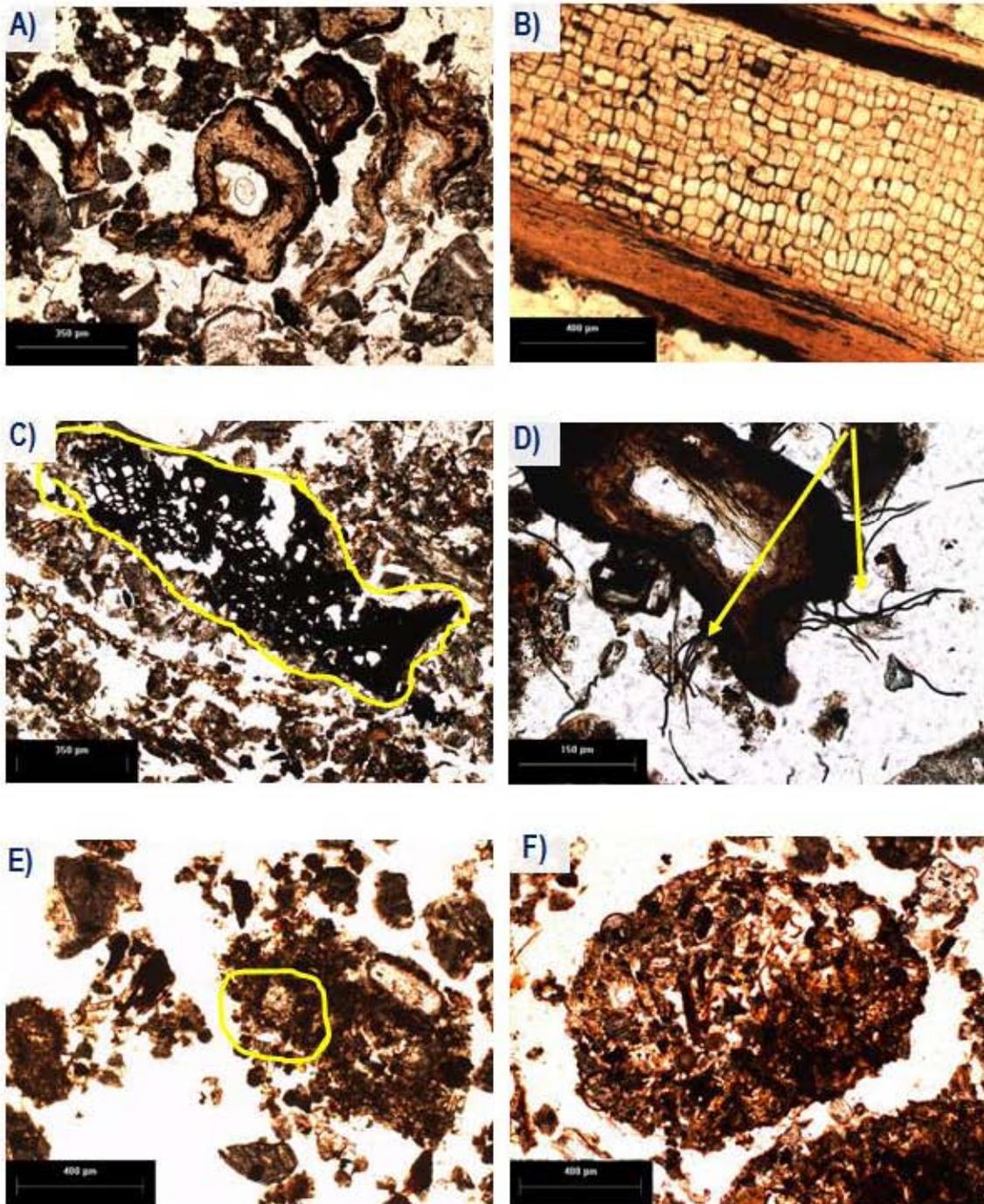


Figura 7.31 Microfotografías de la muestra PO-06A, rasgos micromorfológicos pertenecientes a la zona del bosque en el Pico de Orizaba, cara sur a 4,068 msnm. A) Restos vegetales; B) Estructura vegetal; C) Fragmento de carbón; D) Raíz asociada a ifas; E) y F) Coprolito perteneciente a artrópodo.

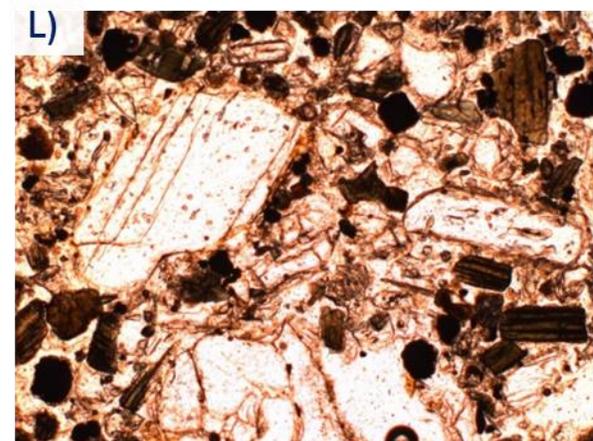
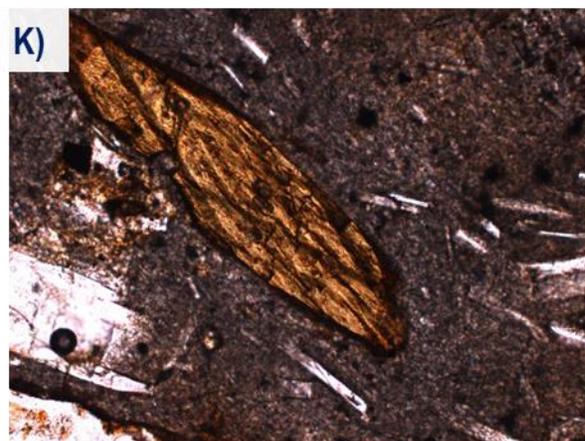
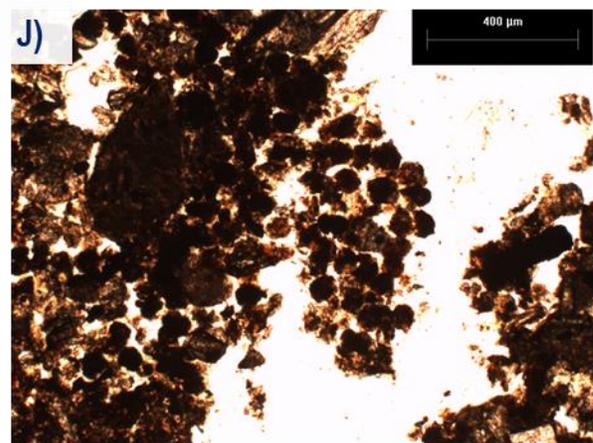
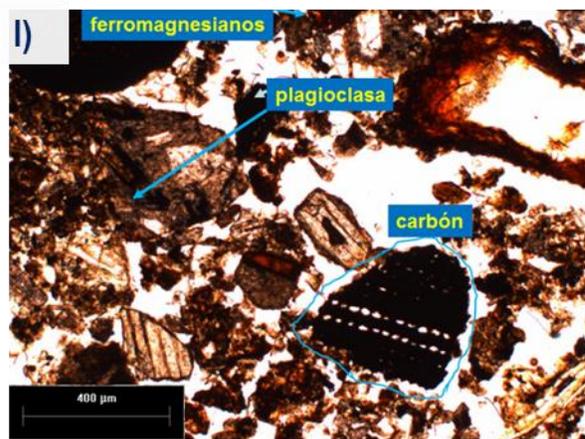
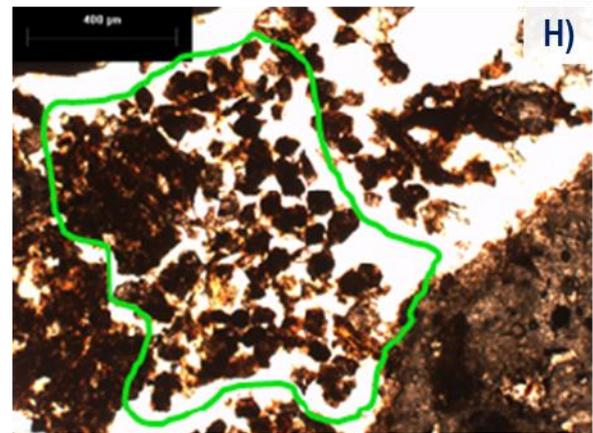
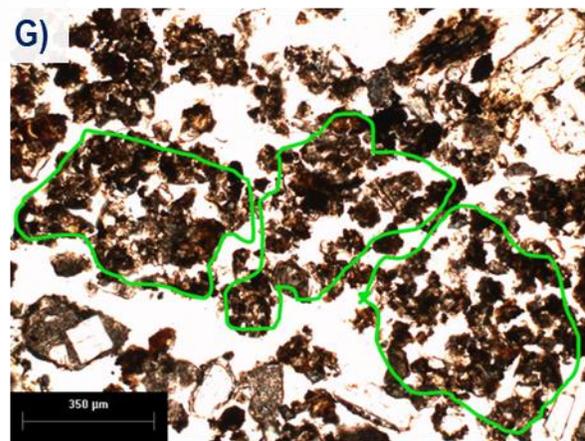


Figura 7.31 Microfotografías de la muestra PO-06A, rasgos micromorfológicos perteneciente a la zona del bosque en el Pico de Orizaba, cara sur a 4,068 msnm. G) Microagregado; H) Formación granular; I) Minerales ferromagnesianos; J) Coprolitos en racimo; K) Anfibol; L) Material volcánico dominado por vidrio.

7.6.2 Línea de los árboles fuera del bosque PO-06B (4,093 msnm)

La muestra fue tomada a sólo 50 metros de diferencia altitudinal fuera de la línea de los árboles, la lámina obtenida muestra una estructura apedial, con una distribución del material mónica gruesa, el 15% del material son rocas (Figura 7.32 E), predomina el material piroclástico de forma angular tamaño arena y la porosidad es de empaquetamiento simple. En la base de la lámina, a 5 cm de la superficie, cambia la estructura a una forma laminar donde no hay presencia de rocas y la porosidad se da en forma de fisuras. El suelo en esta zona es mucho más compacto que lo encontrado en la línea de los árboles. Los minerales que se identifican son piroxenos y anfíboles (Figura 7.32 D y F), en comparación con el suelo del bosque son más angulares, comienzan a dominar los factores ambientales en el intemperismo de las rocas.

En la zona no hay árboles, la cobertura vegetal está dominada por pastos, lo que se hace evidente en la lámina pues en comparación con la zona del bosque, aquí disminuye la presencia de restos vegetales, gran parte de ellos se encuentran en alto grado de degradación (Figura 7.32 A); algunas raíces se encuentran bien conservadas pero no se observa la asociación con ífas (Figura 7.32 B); el material se muestra oscurecido por la presencia de materia orgánica y se puede observar algunas estructuras granulares muy finas, asociadas a coprolitos (Figura 7.32 C), de menor tamaño que los de la zona del bosque, por lo que se puede asumir que sean de artrópodos. El desarrollo que muestra el suelo, en general, es muy pobre y la actividad microbiológica se ve fuertemente disminuida.

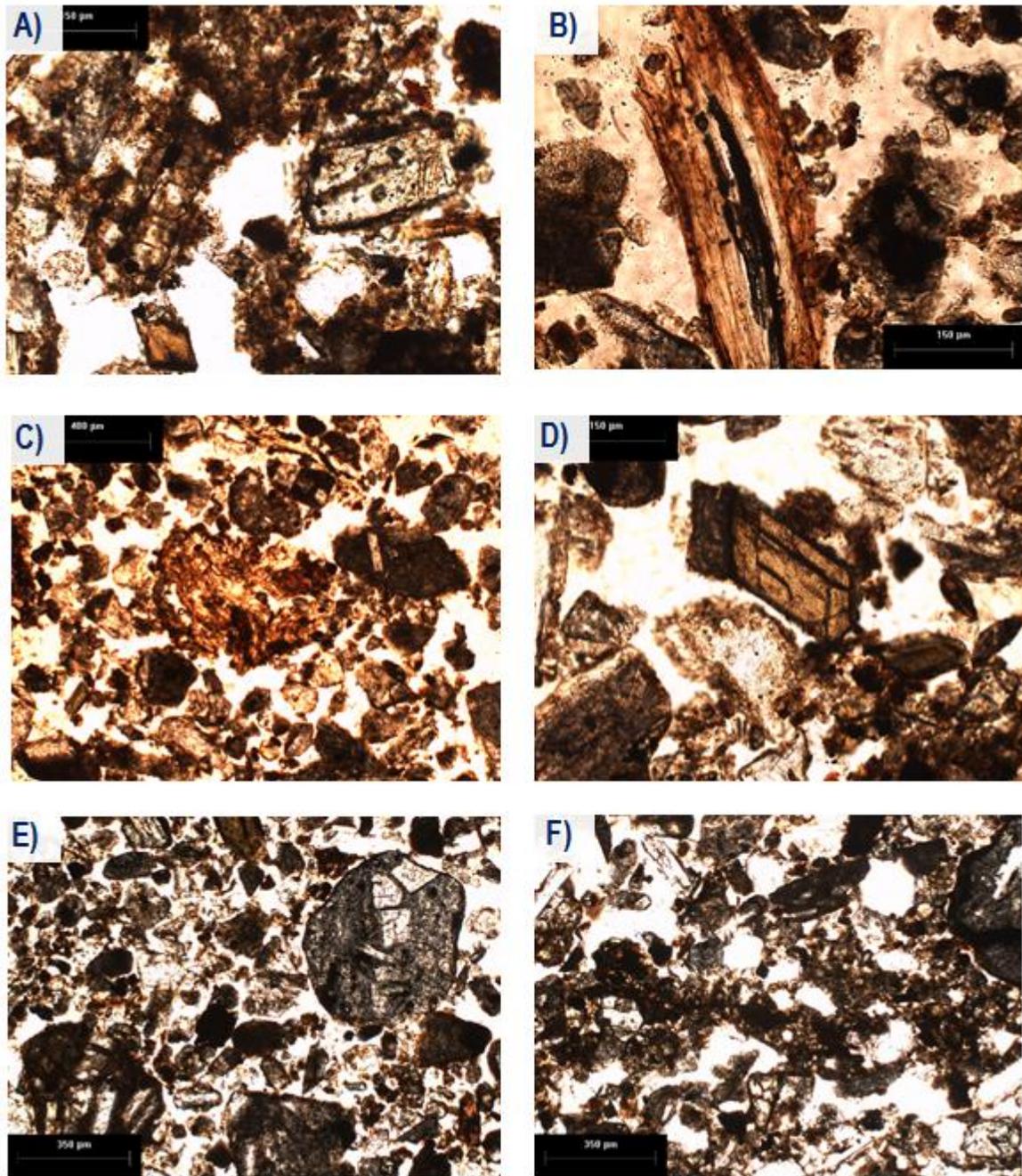


Figura 7.32 Microfotografías de rasgos micromorfológicos de la muestra PO-06B, perteneciente a la zona fuera del bosque en el Pico de Orizaba, cara sur a 4,098 msnm. A) El material que oscurece la imagen es materia orgánica y restos vegetales en alto grado de descomposición; B) Raíz con total ausencia de ifas; C) Estructura granular a partir de coprolitos; D) Anfíbol; E) Predominio de material grueso.

7.6.3 Arriba de la línea de los árboles PO-05 (4,187msnm)

La cobertura vegetal es de pastizales; la estructura que presenta la lámina es apedial, predominan materiales gruesos mayores a 2 mm, que constituyen un 50%; la porosidad depende de las microestructuras que forman las arenas finas entre los espacios vacíos que dejan las rocas, generando poros de empaquetamiento complejo, canales y poros de fisura, que representan el 20% de porosidad (Figura 7.33). El material grueso es fresco, subagular con bajo intemperismo; la mayoría de los minerales son opacos ricos en hierro, podrían considerarse que son minerales primarios (Figura 7.33 F).

A pesar de que existe cobertura vegetal moderada, los restos vegetales dentro del suelo son muy escasos, menor al 5%, mostrando fuerte degradación (Figura 7.33 A, B y C); no se encontró evidencia de coprolitos u hongos asociados a ellos. Sin embargo, hay condiciones para que la materia orgánica se almacene y forme agregados o estructuras semigranulares, como se observa en la Figura 7.33 D y E; además alrededor de la roca puede apreciarse oscurecimiento debido a la materia orgánica (Figura 7.33 F).

Es difícil poder explicarse cómo este lugar logra la acumulación de material orgánico y de algunos nutrientes, además de poder retener la humedad suficiente para generar las condiciones mínimas para que se establezcan árboles aislados.

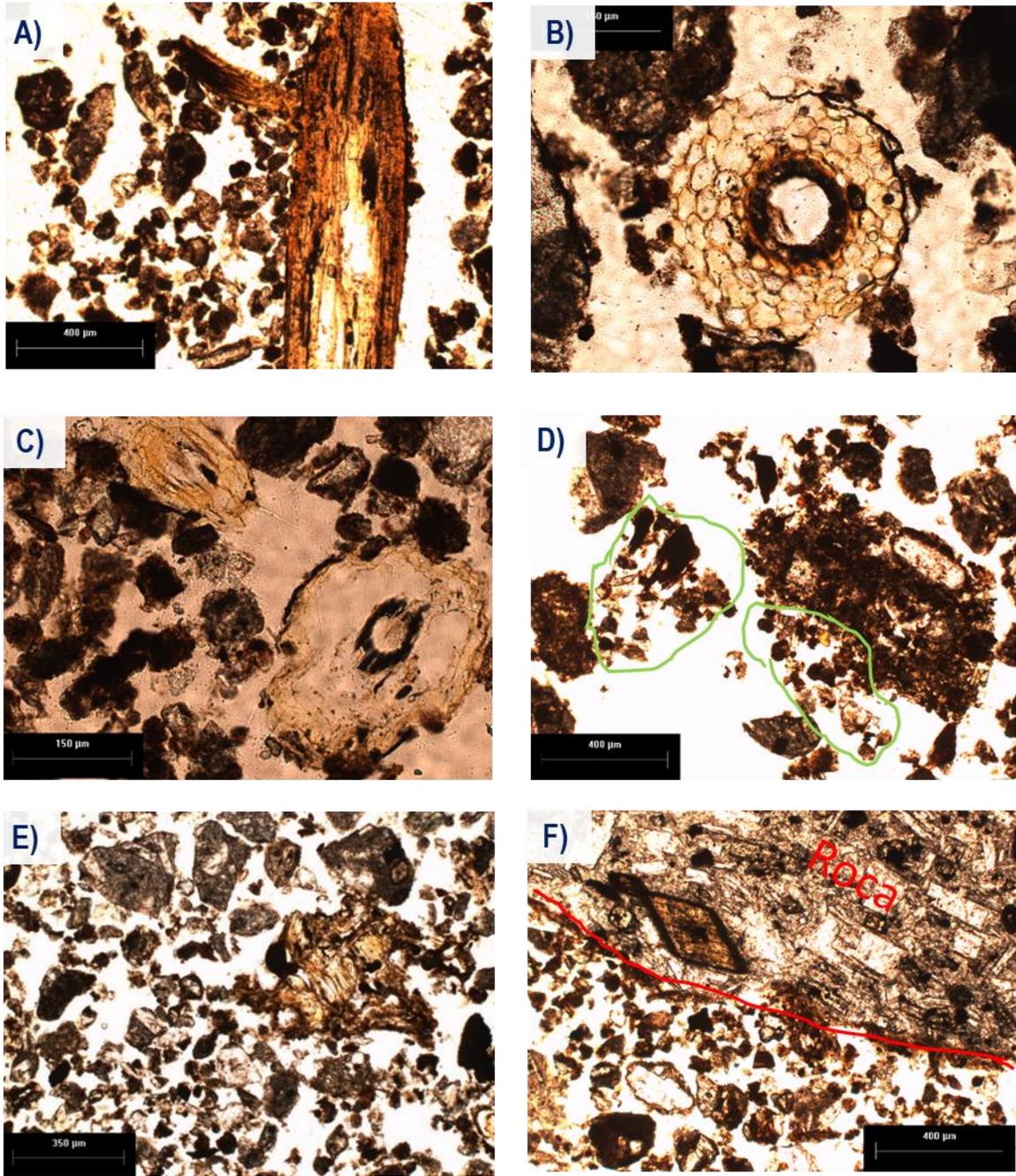


Figura 7.33 Microfotografías de rasgos micromorfológicos de la muestra PO-05, perteneciente a la parte superior de la línea de los árboles en el Pico de Orizaba, cara sur a 4,187 msnm. A) El material que oscurece la imagen es una raíz con ausencia de ifas; B) Estructura vegetal; C) Materia orgánica y restos vegetales en alto grado de descomposición; D) y E) Estructuras granulares; F) Predominio de material grueso, roca rodeada de material fino.

7.6.4 Arriba de la línea de los árboles PO-04 (4,347msnm)

En esta zona los pastizales comienzan a disminuir, las plantas son más pequeñas. La estructura que muestra la lámina es apedral; el material está constituido por arenas gruesas entre 80-90%, con formas subangulares (en su mayoría) y redondeados; No se observa material fino tamaño arcilla o limo, la mayor parte es material volcánico no consolidado; la porosidad es de hasta 40%, los espacios entre las rocas no muestran relleno (Figura 7.34 C y F), generando un ambiente agreste para el desarrollo reticular por la baja retención de humedad; el material vegetal se encuentra en alto grado de degradación (figura 7.34 A) y de forma escasa. A diferencia de las otras zonas, la muestra tiene un color gris oscuro debido a la baja cantidad de material orgánico.

De los minerales que constituyen al material volcánico se pueden identificar hornblenda parda (Figura 7.34 B), vidrios volcánicos (25%-30%) y abundantes fragmentos de roca tipo hialocristalina. En las fracturas de algunas rocas se observa acumulación de materia orgánica (Figura 7.34 D). Probablemente los vidrios volcánicos o el material poroso intervienen en la acumulación de la materia orgánica, y al parecer, es lo necesario para el establecimiento de pastos. La figura E muestra alteración hidrotermal con presencia de arcillas.

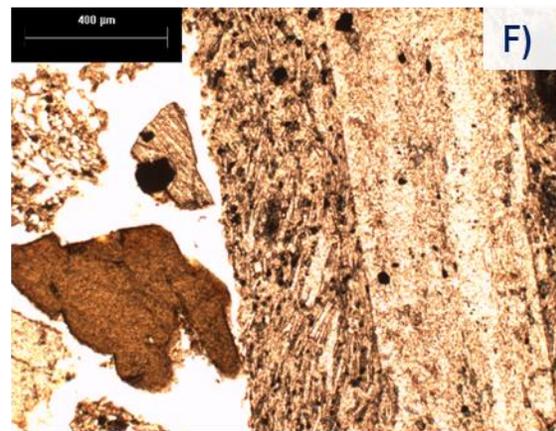
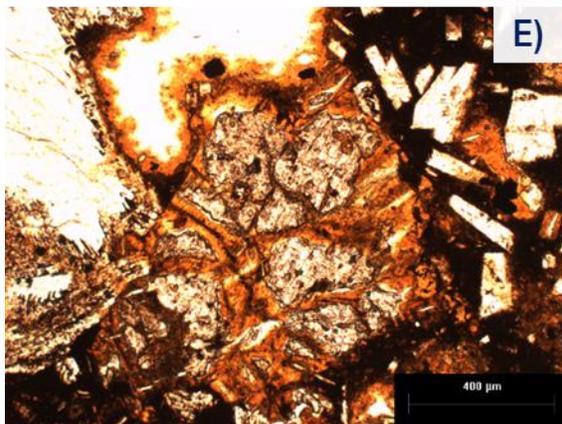
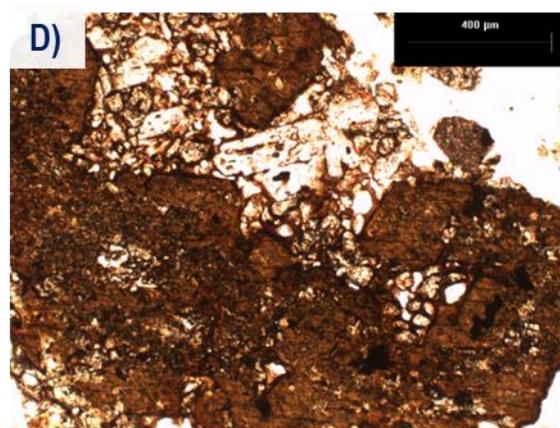
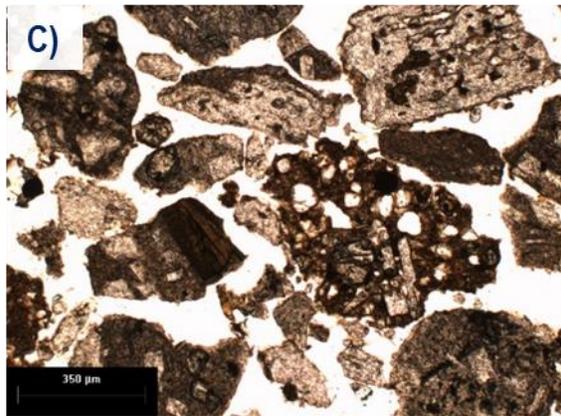
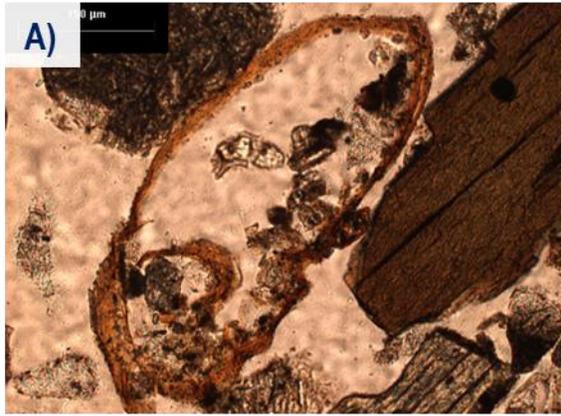


Figura 7.34 Microfotografías de rasgos micromorfológicos de la muestra PO-04, en el Pico de Orizaba, cara sur a 4,347 msnm. A) Resto vegetal; B) Hornblebda; C) Hornblenda reaccionando; D) Material Poroso; E) Evidencia de arcillas cristalizada; F) Predominio de material grueso.

7.6.5 Arriba de la línea de los árboles PO-03 (4,454 msnm)

En esta zona aún existe cobertura vegetal, los pastos son cada vez más pequeños y aislados. La muestra fue recolectada en una zona de lahares, donde el transporte es por bloques masivos, lo que no permite mucha redondez, reflejándose en la lámina. La estructura es apedral; el 80% del material es rocoso, liso, angular, en forma de bloques color gris, debido al escaso contenido de material orgánico. Se identifican minerales como plagioclasas y vidrios; estos últimos con alto grado de porosidad, e incluso algunos parecen microagregados, pudiendo generar un microambiente (Figura 7.35 C y D); los restos vegetales son escasos y con alto grado de degradación (Figura 7.35 A y B).

Los vidrios con alto grado de porosidad (Figura 7.35 C) podrían generar microambientes. A diferencia de la zona más baja, aquí si se encuentra material fino, tamaño arena, relleno los espacios entre las rocas; esto puede ser producto de intemperismo diferenciado, en este caso, asociado a procesos de hidrotermalismo provocado en la misma erupción.

Esta zona podría ser de gran interés para la Terraformación de Marte, ya que en este sitio se están generando las condiciones para el establecimiento de los primeros organismos que iniciarían la formación del suelo, dando pie a la incorporación de otras especies. Se podría hacer un estudio temporal de algunas zonas donde se ubiquen este tipo de materiales.

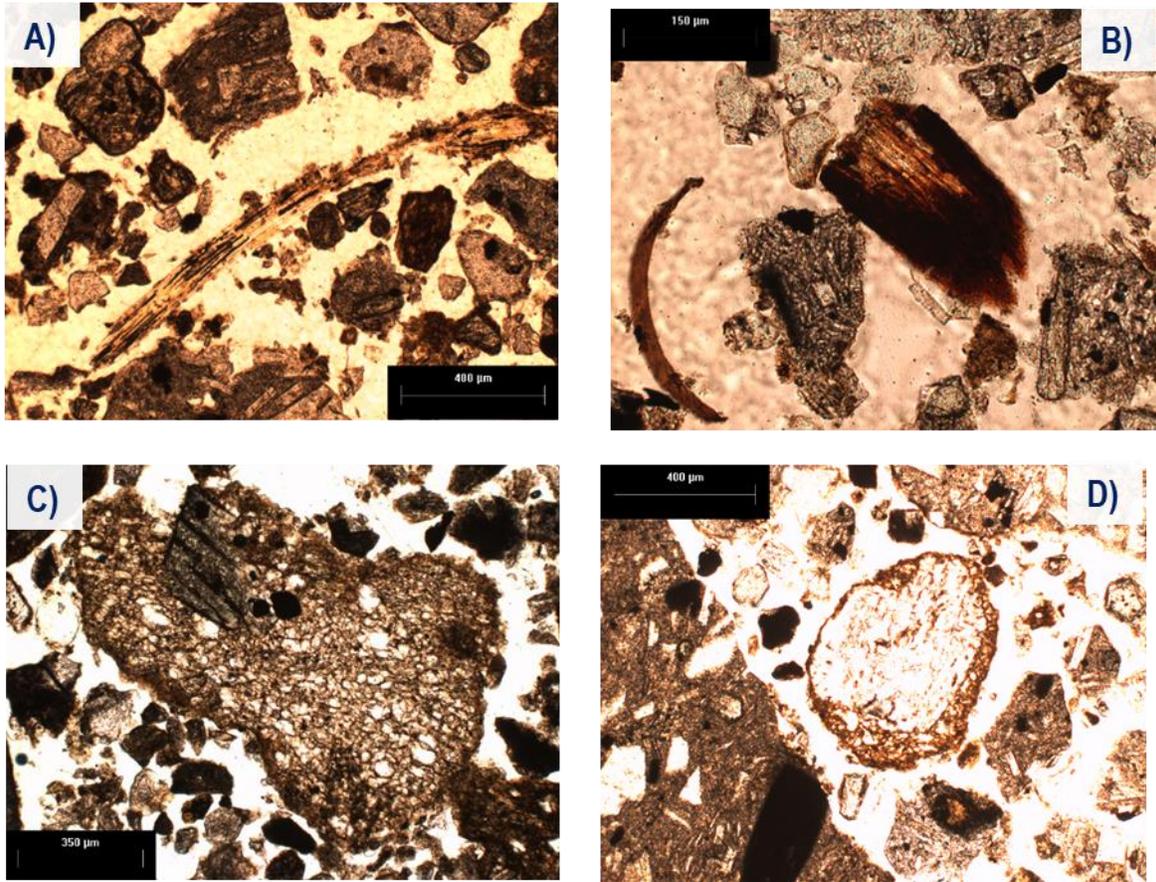


Figura 7.35 Microfotografías de rasgos micromorfológicos de la muestra PO-03, en el Pico de Orizaba, cara sur a 4,454 msnm. A) Raíz con predominio de material grueso y ausencia de hifas; B) Resto vegetal en alto grado de descomposición; C) Vidrio volcánico poroso; D) Plagioclasa con inclusiones de vidrio.

7.7 Determinación del intemperismo

De acuerdo con la información de la sección 6.5, cuando el hierro y el aluminio se encuentran presentes en sus formas amorfas en los suelos producen una buena estructura por su asociación con la materia orgánica, otorgan una alta porosidad al medio y un buen nivel de fertilidad, debido a la retención de fósforo. Por otro lado, pueden darnos idea de que tan evolucionado está un suelo. En la tabla 7.12 se observan los valores de hierro extraído con oxalato y ditionito (Fe_o y Fe_d , respectivamente), así como Aluminio y silicio extraído con oxalato (Al_o y Si_o), los valores que reportamos están en unidades de mg/g de suelo.

Los valores de Alo y Sio indican la presencia de alofano. Es interesante observar que la concentración de Sio es mayor en las zona más bajas del volcán, teniendo su máximo con una concentración de ~100mg/g Sio a 3,530 km de altitud (PO-01) y van disminuyendo conforme a la altitud hasta encontrar un mínimo en la zona de la línea de los árboles (PO-06A y PO-06B), y posteriormente se eleva la concentración a cerca de ~20mg/g, con lo que podemos decir que el intemperismo biológico domina en las zonas bajas, mientras que la zona por arriba de la línea de los árboles existen diversos mecanismos (químicos y físicos) que están diridiendo la formación y acumulación de estos minerales. El Aluminio extraído por oxalato (Alo) sigue esta misma tenencia general, aunque las variaciones no son tan abruptas, siendo los valores máximos menores a los ~10mg/g.

La acidez que hemos determinado en los suelos es debida en parte por la presencia de aluminio, pues es responsable de disminuir el pH, por otro lado, tanto silicio como aluminio disminuyen en la línea de los árboles que ya no cuenta con cubierta forestal (PO-06B) en comparación con las muestras dentro del bosque (PO-06A). Por otro lado, ambos comienzan un increento a ~4,200 km de altura (PO-05), y tienen un máximo a 4,350 km de altura (PO-04), lo que da indicios que la presencia de ambos elementos influye en la porosidad y la estabilidad de la materia orgánica, pues de acuerdo a los análisis anteriores, a los 4,200 Km hay un incremeto en la materia orgánica y la humedad que almacena el suelo, propicienado que a esa altura no se pierdan las bases a pesar que es una zona con el pH más bajo, y quizás el material que estamos determinado como arcillas (tamaño) sean los alofanos. En conjunto el vidrio volcánico y el complejo Al-humus esta dando microestructura al suelo, permitiendo las condiciones minimas para que los pinos puedan desarrollarse, aunque sea en forma aislada. En este estudio no se llevó acabo un estudio sobre la concentración de fosforo en los suelos, pero sería interesante determinar como varía a lo largo del gradiente altitudinal, pues de acuerdo con lo expuesto en la **sección 6.5.2**, la presencia de alofanos influye en el secuestro de fósforo, siendo este un nutriente esencial para la vegetación sería interesante ver como se comporta en está zona.

Aunado a lo anterior, en la tabla 7.12 el hierro extraído con ditionito, muestra casi la misma tendencia que el Alo y Sio, es decir, las concentraciones van disminuyendo con respecto a la altitud, lo cual concuerda con el hecho que sean formas cristalinas relacionadas con las formación del suelo, y del mismo modo disminuyen ligeramente en la línea de los árboles dentro del bosque (PO-06A) y por arriba del bosque (PO-05), siendo esto consistente con la altitud (en función del clima) más que con la cobertura vegetal, para nuevamente generar un incremento ahora a ~4,300 km de altura y luego disminuir, lo cual puede deberse a la pedogénesis forzada por las condiciones antes mencionadas. Por otro lado, el hierro extraído por oxalato (Feo) no muestra una clara tendencia, sólo podemos indicar que el mínimo de concentración se encuentra ~4,200 km de altitud (PO-02) y el máximo de concentración a ~4,400 km de altura (PO-03).

Por otro lado, respecto a la relación de los óxidos de hierro extraídos con oxalato y ditionito (Feo/Fed), que nos pueden dar indicios sobre la evolución de los suelos, se esperaría que el índice indicara un menor grado de intemperismo en la muestra PO-06A que en la PO-03; la zona PO-06A (de la formación Dacita Orizaba, con una edad estimada de 4-4.5 mil años) es más reciente que la zona PO-03, (de la formación Espolón de Oro, con una fechación de 90-50 mil años); sin embargo, debido al desarrollo del suelo, los valores son inversos, indicando que en la zona PO-03 los suelos son menos evolucionados a pesar de la edad de los depósitos. Incluso se observa que los valores de Feo son un orden de magnitud respecto a Fed (tabla 7.12), lo cual es inconsistente con lo visto en la **sección 6.5.1**.

Lo anterior puede explicarse a partir de la composición mineral de los suelos, donde el oxalato no solo puede extraer la suma de las formas amorfas, sino también formas libres de Fe_2O_3 , es decir no excluye que la goetita y la lepidocrocita se disuelvan (Sedov, S., Vaseneva, E y Shoba, S., 1993). Generando la incosistencia en esta relación generando que el Feo sea un orden de magnitud al Alo, tal como se muestra en el trabajo de Sedov y colaboradores en muestras de suelos básicos. Debido a esto, podría considerarse para un futuro estudio la relación **Fed-Feo/Fet**, donde fet es la

determinación del hierro total en el suelo. La cual expresa la proporción del hierro total en forma de oxihidroxidos (goetita, hematita), con la edad de los suelos, siendo que los valores más elevados se presentan en suelos más evolucionados.

Tabla 7.12. Variación de las concentraciones de Silicio (Sio) y Aluminio (Alo) extraído con oxalato, así como Hierro extraído con oxalato (Feo) y Hierro extraído con ditionito (Fed), y la relación Feo/Fed en los sitios de muestreo en la cara sur del volcán Pico de Orizaba.

Muestras	Altitud km	Sio	Alo	Fed	Feo	Feo/Fed
		mg/g suelo				
PO-01	3.53	101.94	8.72	4.32	37.03	8.6
PO-07	3.69	53.97	7.95	4.72	40.73	8.6
PO-02	3.87	49.97	8.33	3.58	33.50	9.4
PO-06B	4.07	1.05	4.08	3.58	21.33	6.0
PO-06A	4.10	2.20	6.01	2.42	37.06	15.3
PO-05	4.20	18.23	3.33	2.33	16.25	7.0
PO-04	4.35	38.26	4.34	3.00	26.24	8.8
PO-03	4.46	23.13	2.72	1.71	55.57	32.5

7.8 Análisis estadístico multivariado para la determinación de factores que intervienen en el crecimiento del bosque en la cara sur del Pico de Orizaba

Con los resultados obtenidos se seleccionaron valores de materia orgánica (MO%), pH, arcilla (%), capacidad de intercambio catiónico (CIC%), propiedades físicas (densidad, porosidad, texturas) y químicas del suelo (contenido de bases intercambiables, capacidad de intercambio catiónico, intemperismo) para la construcción de una matriz de datos (Anexo O) y así generar un modelo estadístico, empleando el paquete estadístico Statística 12.0. Se utilizó el método de distancia Euclidiana de liga simple en el estudio de casos con los 8 sitios de muestreo, obteniéndose el dendograma que aparece en la Figura 7.36, donde se indica que las zonas que se muestrearon pueden agruparse en 3, con excepción de un sitio que no presenta relación alguna con esos grupos. El sitio que es independiente es la zona del aluvión (PO-02), la cual muestra variaciones abruptas en distintas propiedades con

respecto al gradiente altitudinal. En este sentido, el modelo funciona para indicar una disimilaridad respecto a los otros casos.

El dendograma muestra que a una distancia de 20, en el primer grupo se ubican los sitios PO-03 y PO-04, que corresponden a la zona de pastizales de alta montaña; el segundo grupo lo conforman los sitios PO-06B y PO-05, que corresponden a la zona fuera del bosque de la línea de los árboles y la zona encima de la línea de los árboles, donde aún se encuentran árboles aislados; mientras que en el tercer grupo se encuentran los sitios PO-07, PO-06A y PO-01, que corresponden a las zonas forestales. El modelo resulta eficiente para corroborar lo observado en campo en lo que respecta a los sitios. De acuerdo al dendograma las zonas de interés astrobiológico son los sitios PO-06B y PO-05, que representa el límite del bosque hasta donde se encuentran árboles aislados.

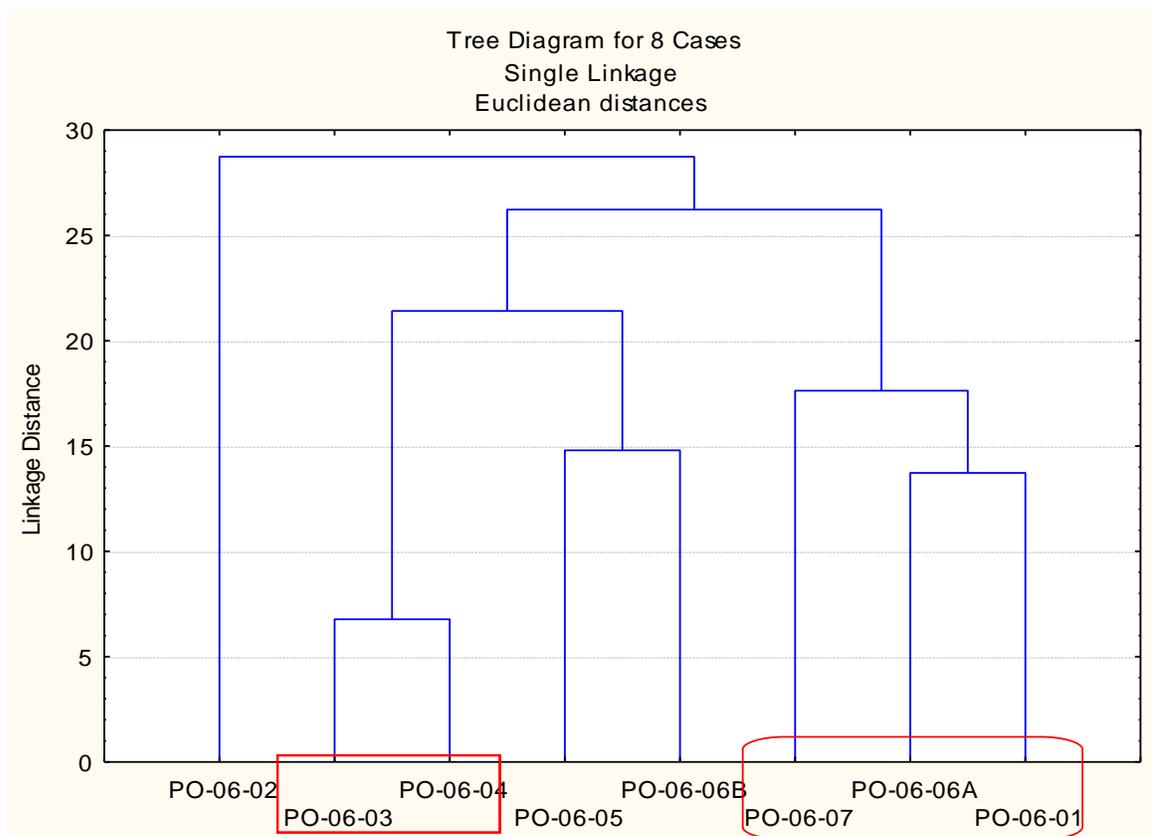


Figura 7.36 Dendograma de la aplicación de distancia euclidianana con liga simple a una matriz de 34 variables. para un estudio de casos

Utilizando los mismos parámetros se realizó el análisis de variables obteniéndose el dendograma 7.37; en él se observa un escalonamiento de las 34 variables utilizadas, esto podría deberse a las escalas de las distintas mediciones. La diferencia entre las escalas produce grandes efectos en el cálculo de las distancias, generando problemas en la correlación y proponiendo relaciones aberrantes donde es difícil indicar grupos o jerarquías de variables. Se deberá buscar un método que normalice los datos para generar una matriz y así obtener un *cluster* en el que se relacionen las distintas variables e indique cuales son las de mayor importancia para el establecimiento de los árboles e también incluir algunas variables tipo *dummy* como son pendiente, tipo de cobertura vegetal, temperatura, entre otros, a fin de mejorar el modelo, o buscar otro tipo de modelo estadístico como análisis por componentes principales.

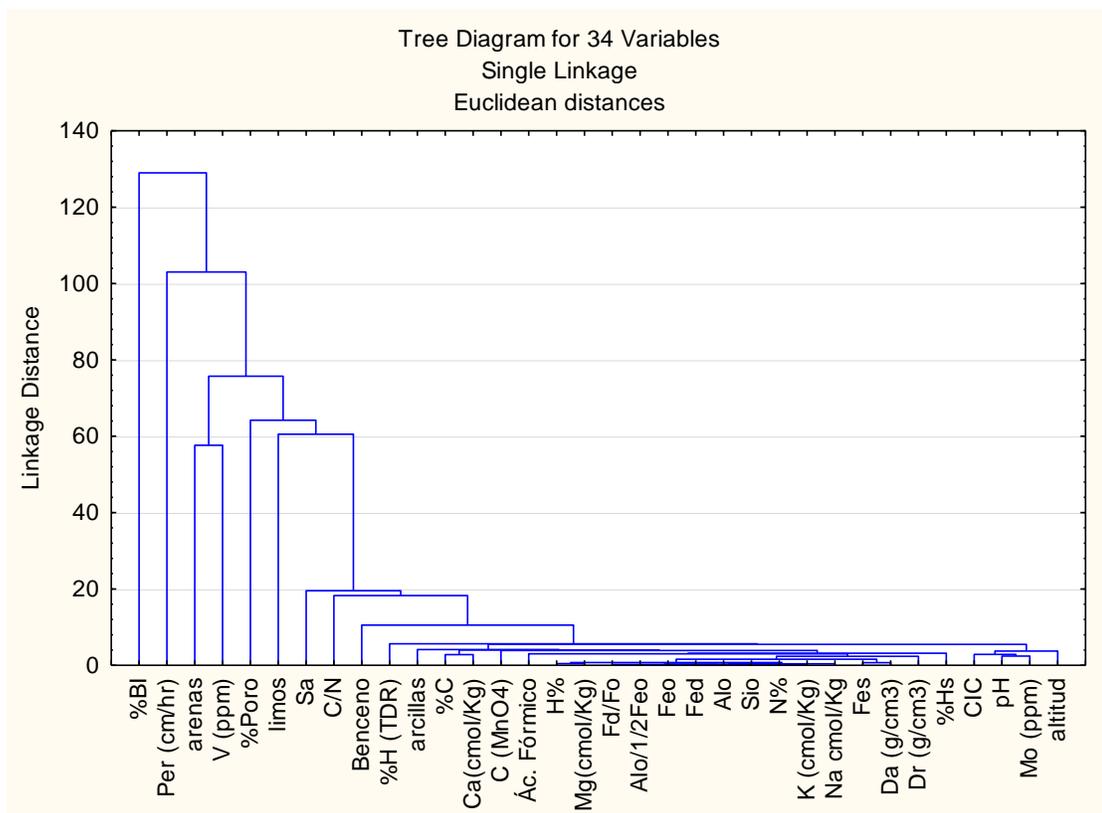


Figura 7.37 Dendograma de la aplicación de distancia euclidiana con liga simple a una matriz de 34 variables.

7.9 Volcán Pico de Orizaba: análogo de Marte *Terraformado*

El plan de hacer de Marte nuestro segundo hogar, implica una variedad de etapas y cada una de ellas requerirá establecer estrategias para comprender mejor los mecanismos de transformación climática; de ahí la importancia de encontrar los sitios en la Tierra que representen estas etapas, a pesar de que existen procesos en la superficie de Marte para los cuales no hay ninguna analogía con los que se presentan en la Tierra (Murray *et al.* 1981). En ese sentido, la línea de los árboles y los sitios alpinos donde se encuentran árboles aislados en volcán Pico de Orizaba, podrían considerarse análogos para las etapas de inserción de especies vegetales, no sólo la especie pino *hartwegii* lindl sino también los pastos de las zonas alpinas por arriba de los 4,400 msnm; consideradas por Graham (2004) dentro de las especies colonizadoras.

Los suelos en el volcán Pico de Orizaba presentan material mineral con bajo intemperismo compuesto por minerales basálticos y andesíticos, con presencia de piroxenos, hornblenda y olivinos, entre otros; esta composición es similar a la que presentan los suelos marcianos, salvo que el ambiente en Marte es más oxidante.

Los materiales minerales como las arcillas se encuentran en porcentajes menores al 3% en el límite del bosque y hasta la zona de árboles aislados, generando una baja actividad química, como lo que se espera en Marte. Las condiciones ambientales en que se establecen los pinos en la línea de los árboles se consideran extremas para la vida, por lo que existe una alta posibilidad que en Marte se pueda alcanzar estas condiciones climáticas.

Los modelos climáticos presentados por Graham (2004), indican que la temperatura media de Marte *Terraformado* podría alcanzar 15 °C, con largos periodos de invierno y cerca de 60 cm de lluvia. Los pinos *hartwegii* lindl podrían ser capaces de resistir tales condiciones si por lo menos se aseguran de que el nivel de humedad

en suelo sea mayor al 4% (mínimo de humedad registrada en las zonas donde se establece el bosque), concentraciones de material orgánico del 2% (registrado en los suelos del bosque en la línea de los árboles así como en la zona donde aún se encuentran árboles aislados), asegurándonos que cerca de 2mg/g de suelo sea carbono lábil o asimilable para la vegetación. La literatura indica que este tipo de pino puede resistir temporadas de nieve prolongadas debido a su corteza gruesa y dura, además es capaz de cerrar sus estomas y entrar en un estado de latencia, prefiriendo establecerse en rocas basálticas generando suelos ácidos. Este tipo de pino no muestra alguna preferencia para establecerse sobre una planicie o bien pendientes escarpadas, por lo que se podría adaptar a las condiciones geomorfológicas que presenta Marte.

Entender los mecanismos de la fijación biológica del nitrógeno en la vegetación arbórea del volcán Pico de Orizaba, indicaría sus fuentes de nitrógeno, por lo que es necesario profundizar en la asociación con micorrizas y gramíneas en la zona del límite del bosque y en los árboles aislados. Se debe determinar otros requerimientos minerales o ambientales para la fijación del nitrógeno, debido a que en Marte se ha logrado detectar presencia de nitratos como posible fuente de nitrógeno. Por otro lado, determinar la presencia de fósforo y su importancia en la fertilidad de los suelos en el límite del bosque.

Capítulo 8

Conclusiones

Mediante el estudio espacial se determinó que las zonas boscosas entre 3,000-3,600 msnm en el volcán Pico de Orizaba, muestran gran influencia antrópica por actividades como pastoreo y agricultura, por lo que su caracterización fue descartada para este estudio.

Los suelos por arriba de la línea de los árboles muestran características muy agrestes para la vida vegetal, se observó un predominio de arenas entre 80-90% y contenido de arcilla menor al 3%. En la línea de los árboles predominan texturas franco arenosas con ~50% de limos y ~7% de arcillas, que son suficiente para mantener la actividad química en la zona y permitir el establecimiento del bosque. Por debajo de la línea de los árboles la proporción de materiales finos, tanto de limos como de arenas finas, se ven incrementados, confiriéndole mejores condiciones al medio. Todo esto se ve reflejado en el drenaje de la zona, ya que de la línea de los árboles a las zonas bajas del volcán el drenaje va de moderado alto a bajo, mientras que en las partes altas de la montaña es muy alto, promoviendo el lavado de los nutrientes.

A pesar de que en las zonas altas del volcán existe un predominio de material grueso, la porosidad es muy baja, lo que dificulta que las raíces se desarrollen. Sin embargo, es interesante que a una altitud de 4,100 a 4,200 msnm, la combinación de minerales y la estructura del suelo permitan el máximo de porosidad, justo en la línea de los árboles dentro del bosque y por encima de ella, generando condiciones para el establecimiento de algunos pinos de forma aislada.

El estudio sobre la humedad en el suelo revela que los suelos en la cara sur del Pico de Orizaba no son capaces de almacenar más del 4% de humedad. En épocas de lluvia el porcentaje de humedad *in situ* es menor al 10% a lo largo del gradiente, encontrando su máximo en la zona por encima de la línea de los árboles, lo cual es

concomitante con la porosidad que presenta. En la zona boscosa, la hojarasca (litter) podría estar influyendo en la pérdida de humedad, reduciendo la evapotranspiración del suelo.

El análisis de vanadio y molibdeno totales no reflejó deficiencias de estos elementos a lo largo del gradiente altitudinal del volcán. Con respecto a la cantidad de bases intercambiables (Ca, K, Mg, Na), los resultados muestran que la presencia de estos cationes en los suelos es muy pobre (< 5 cmol/kg) y decrece abruptamente por encima de la línea del bosque, existen varios factores que pueden explicarlo entre ellos la acidez del suelo (pH entre 5.0-6.0), el bajo contenido de arcillas ($< 5\%$) y de materia orgánica (< 8), además del drenaje excesivo que presentan las zonas de mayor altitud. Pese a la escasez de los nutrientes, las relaciones entre ellos son óptimas para la absorción aún por encima de la línea del bosque.

Los suelos en la cara sur del volcán Pico de Orizaba son pobres en materia orgánica; las zonas bajas, que corresponden al área forestal, contienen $\sim 7\%$ de carbono total, disminuyendo a $\sim 2\%$ en los límites del bosque y decreciendo a menos del 1% de carbono a los 4,400 msnm. Este comportamiento es concomitante para nitrógeno e hidrógeno. La relación C/N, nos ayudó a esclarecer que existen tres zonas identificadas por el tipo de vegetación que domina en ella: entre 3,500 a 4,100 msnm dominan los ambientes forestales con una relación C/N de 18; de ahí la relación decrece a un valor de 12, indicando la zona dominada por las praderas de alta montaña y a una altitud superior a los 4,300 msnm, la relación tiene un valor de 7, indicando la presencia de líquenes y musgos. Creemos que la abundancia de los pastos y el material reticular están aportando el carbono para la zona por arriba de la línea de los árboles, a 4,200 msnm.

Otro aspecto que se evaluó respecto a la materia orgánica fue la determinación del carbono lábil, el cual es menor a 1% en la zona del bosque y decrece conforme la altitud aumenta a menos del 0.1% . En contraste con el comportamiento del carbono total en la línea de los árboles fuera del bosque y en la zona de pastizales, se observó

un claro decremento, probablemente porque los procesos de humificación fuera del bosque son menores debido al tipo de cobertura vegetal. Es corroborado con los resultados de PI-CG-MS, pues las zonas por arriba de la línea de los árboles muestran baja o nula presencia de compuestos nitrogenados, indicando un ambiente con pérdida de compuestos nitrogenados. Esta última determinación muestra un enriquecimiento de compuestos aromáticos que podrían deberse a su formación por incendios forestales.

Los suelos en la cara sur del volcán Pico de Orizaba son muy jóvenes y/o poco evolucionados, donde la abundante cantidad de aluminio y silicio indican la presencia de alofano, confiriendo un mayor grado de fertilidad a los suelos por arriba de la línea de los árboles. Esto podría considerarse una hipótesis interesante, ya que la micromorfología de esa zona muestra la existencia de vidrios volcánicos muy porosos, intemperismo por hidrotermalismo produciendo arcillas que promueven la acumulación de materia orgánica y la formación de microambientes.

A pesar del bajo grado de evolución, los suelos dentro del bosque exhiben buena estructura y gran actividad biológica, de hecho, se puede observar la presencia de ifas en toda la estructura reticular, coprolitos de mezofauna y agregados granulares. Contrasta con la zona de pastizales, donde los restos vegetales se encuentran con mayor grado de descomposición, hay total ausencia de ifas y predomina el material grueso tipo grava.

El análisis estadístico multivariado Cluster por ligaje simple, resultó una buena herramienta para hacer un estudio de caso, mostrando la existencia de tres tipos de zonas en el gradiente altitudinal en la cara sur del volcán Pico de Orizaba: el ambiente típicamente forestal, la zona alta de pastizales y la interface entre ambos ambientes. Sin embargo, para el análisis de variables no fue adecuado debido al tipo de mediciones que se intentaba comparar.

No solo la fijación biológica del nitrógeno es un factor limitante para el crecimiento del bosque a alturas mayores de 4,100 msnm; de acuerdo con este estudio existen por lo menos nueve limitantes que deben ser consideradas: temperatura del suelo, materia orgánica, bajo contenido de bases, bajo contenido de arcillas, compactación, drenaje excesivo, deficiencia en la relación C/N, baja actividad biológica y estructura; sin embargo aún no podemos confirmar cuál de estos factores es el más relevante, ya que todos se encuentran interrelacionados.

Capítulo 9

Perspectivas de trabajo

Se propone hacer un seguimiento de la especie *Pinus hartwegii* utilizando sistemas de información geográfica, por medio de imágenes satelitales, en las que se pueda hacer un seguimiento temporal del avance de la línea de los árboles en todo el volcán.

Determinar la humedad en época de estiaje para evaluar el estrés hídrico a la que está sometida la vegetación a lo largo del gradiente altitudinal; así como el potencial de evapotranspiración, para determinar la influencia del clima, complementándose con la determinación de la humedad relativa del aire, ya que las plantas podrían estar supliendo la deficiencia de agua en el suelo por este mecanismo.

Sería conveniente desarrollar una metodología donde se pueda medir la fracción disponible de vanadio y molibdeno en el suelo, sobre todo en los sitios de superiores a la línea de los árboles y en las zonas de mayor altitud.

Determinar la variación de todas las especies de nitrógeno importantes para la fijación biológica de nitrógeno a lo largo del gradiente altitudinal, poniendo énfasis en los sitios por arriba de la línea de los árboles.

Hacer un estudio sobre la concentración de ácidos húmicos y fúlvicos para determinar la tasa de mineralización de la materia orgánica a lo largo del gradiente altitudinal, sobre todo en el límite del bosque. Con esto se podría saber si es necesaria la incorporación de compostas en los suelos marcianos con el fin de que tengan las condiciones mínimas requeridas para soportar la vegetación arbórea.

A fin de determinar el grado de volución de los suelos y que procesos están dominando (andolización, laterización, ferretización) se propone hacer la evaluación de Aluminio, Silicio y Hierro totales. Sobre todo, en la zona por arriba de la línea de los árboles donde se están generando las condiciones para el establecimiento de árboles aislados, así como la determinación de fosforo a lo largo de todo el gradiente altitudinal.

De acuerdo con este estudio, los pinos muestran asociación con micorrizas por lo que sería conveniente estudiarlas y caracterizarlas, así como determinar si existen bacterias de vida libre que promuevan la fijación de nitrógeno por arriba de la línea de los árboles; o bien, seguir con la idea de algunos autores sobre la asociación de los pinos con gramíneas.

Seguir utilizando las herramientas de estadística multivariada para entender las interrelaciones existentes entre los diferentes factores ambientales que permiten que el bosque se establezca a tan gran altitud. Deberá incluirse otros métodos como componentes principales para identificar los factores de mayor influencia.

GLOSARIO

Alofanos: Son Aluminosilicatos hídricos no cristalinos (de orden de rango corto) con una relación molar de Al/Si típicamente entre 1 y 2 (la relación molar Al/Si de la Caolinita es de 1). Estos consisten en esferas huecas con diámetros de 3.5 a 5nm y tienen una gran (reactiva) área superficial específica.

Andosoles: suelos derivados de ceniza volcánica, presentan horizontes A/B/C profundos, con capas superficiales friables y oscuras, debida a la gran cantidad de materia orgánica. Poseen estructura masiva débil que se fragmenta en grano fino, tiene capacidad de retener gran cantidad de humedad y de poseer un excelente drenaje.

Agregado: unidad estructural constituida de materiales como arenas, limos, arcillas, material orgánico, etc.

Apedial: se refiere a suelos que no tienen una estructura aparente, suelen ser suelos arenosos.

Árbol: planta leñosa vertical con un tallo dominante que alcanza una altura de al menos 3 m. Esta altura asegura que tal árbol tendría su corona estrechamente unida a las condiciones atmosféricas predominantes. En las regiones con un clima invernal, tal árbol sobresale por encima incluso de nieve profunda. Otros tipos de plantas con altas estructuras perennes como bambú, cactus o rosetas gigantes, también encontradas en elevaciones cercanas a la línea de árboles, se consideran formas de vida especiales no incluidas en el término "árbol".

Cambio Climático desbocado o desenfrenado: Algunos astrónomos usan esta expresión para describir una situación en la que el clima se desvía catastróficamente y permanentemente del estado original. Después de que el cambio climático acumulado inicie una retroalimentación positiva de refuerzo.

Calicata o catas: son excavaciones que permiten estudiar edafológicamente un terreno, con un máximo de profundidad de 3 y 4 m. Estas permiten la inspección directa del suelo.

Dasometría: disciplina que se ocupa de las mediciones forestales y en las que incluye el inventario forestal.

Datum: Posición con relación al centro de la Tierra, brinda un marco de referencia. Brinda un marco de referencia para medir ubicaciones en la superficie de la Tierra. Define el origen y orientación de las líneas de latitud y longitud. Cada país o región en la tierra tienen su propio datum.

Dosel forestal: Es el nombre que se le da al hábitat que comprende la región de las copas y regiones superiores de los árboles en un bosque, alberga una flora y fauna única y especializada que no se puede encontrar en ninguna otra capa del bosque

Duricrust: Es una capa dura cerca de la superficie o medio subsuperficial del suelo que se caracteriza por la acumulación de sílice (SiO_2), alúmina (Al_2O_3) y óxido de hierro (Fe_2O_3) en proporciones variables, algunos pueden ser enriquecidos con óxidos de magnesio o titanio, el grosor de un duricrust puede variar de unos cuantos centímetros a metros.

Erodabilidad: Es un factor del suelo que describe cualitativamente la susceptibilidad del mismo a ser erosionado, es de suma importancia su determinación debido a que está íntimamente ligado con la productividad de los suelos, ya que la erosión reduce la fertilidad natural de un suelo. Este factor está influenciado por numerosas propiedades como la textura, contenido de materia orgánica, mineralogía de arcillas, permeabilidad y tipo de estructura del suelo.

Estación: Descripción del conjunto de valores límites, del óptimo y de tolerancia, que toman los diversos factores ecológicos abióticos en relación con la presencia y desarrollo de una especie forestal en ese lugar concreto. Los factores que se estudian son los climáticos (precipitación, temperatura, viento, humedad), edáficos (fertilidad, profundidad, capacidad de retención de agua, pH, etc), fisiográficos (altitud, pendiente y exposición). El estudio de la estación conlleva en conocer la adecuación ecológica de una masa forestal concreta, homologación estacional, es decir entre diversas especies y una estación concreta poder elegir especies en la repoblación forestal, o bien determinar la calidad de estación, es decir que influencia tiene la estación sobre el crecimiento o la capacidad productiva de una determinada especie.

Evapotranspiración: Cantidad de agua del suelo que vuelve a la atmósfera como consecuencia de dos procesos, la evaporación desde el suelo y desde la superficie cubierta por las plantas y la transpiración de las plantas. Es afectada por múltiples factores como el clima, características de los suelos, así como factores vegetales.

Factores ecológicos: Se definen como los componentes del medio que influyen directamente sobre el organismo. Se dividen en dos categorías: a) Condición, factor abiótico que varía en espacio y tiempo, y al que los organismos responden de modos diferentes, ejemplo pH, humedad, temperatura, etc.; b) Recurso, todo lo que un organismo puede consumir, concentración de nitrógeno en suelo, luz, alimento, etc.

Factor limitante: Término utilizado en ecología para referirse a factores ambientales que regula o condiciona el crecimiento y distribución de organismos. En inglés es nombrado como Environmental Limiting Factors (ELFs)

Fascículo: Nombre del conjunto de hojas, ramitas, flores, frutos o espinas que nacen de un mismo punto, ya sea sobre la rama o sobre los troncos o tallos y son característicos de algunas especies por lo que se utilizan para identificarlas.

Ferrihidrita: Representa óxidos de hierro hídrico de orden de rango corto previamente aceptado como "Óxido Férrico Amorfo" o "gel de óxido de Hierro". Ni su estructura ni composición ha sido todavía establecida más allá de toda duda; una aproximación probable es: $\text{Fe}_2\text{O}_3 \cdot 2\text{FeOOH} \cdot 2.6\text{H}_2\text{O}$. La Ferrihidrita es el mineral de óxido de hierro dominante en la mayoría de los suelos volcánicos y algunas de las propiedades atribuidas al Alofano pueden en parte ser causadas por la ferrihidrita. Evidencias recientes sugieren que mucho, sino todo, el hierro orgánicamente limitado (como extraído por el pirofosfato) es Ferrihidrita-Fe.

Hábitat: Se conoce como la superficie que soporta a una población de organismos, donde satisfacen sus requerimientos vitales. El hábitat de un organismo en específico, está restringido por un área geográfica con determinadas condiciones ambientales, en la que tiene disponibilidad de alimento y un número de competidores, y puede ser tan grande como un continente o bien limitado como un tronco en degradación.

Hialocristalina: Son rocas que están compuestas por porciones variables de vidrio y fenocristales. Este tipo de textura suele ser característico de las rocas volcánicas y filonianas como los pórfidos

Imogolita: Es un aluminosilicato paracristalino consistente en unos hilos suaves curvos con diámetros variables de 10 a 30 nm y muchos miles de nm de longitud. Estos hilos consisten en largas unidades tubulares de un diámetro exterior de 2 nm, sus paredes exteriores consisten en una cubierta de Gibsita (Al) y la pared interior es una fina cubierta de sílice.

Intemperismo diferencial: es el proceso de destrucción como de descomposición en distintos ritmos, produciendo superficies desiguales y formas peculiares.

Ltter: Comúnmente se le conoce como manto de hojas o cubierta forestal, la cual proporciona un microclima especial (mayor humedad y mayor temperatura en el suelo) permitiendo el desarrollo de una gran variedad de microorganismos.

Mesofauna: Son invertebrados macroscópicos del suelo que intervienen en los procesos de descomposición de la materia orgánica, de aceleración y reciclaje de los nutrientes, así como la formación de la microestructura del suelo

Mónica gruesa: se le denomina al patrón de distribución donde sólo existe fracción gruesa.

Nicho ecológico: Es el estado o función de un organismo en el ecosistema, depende de sus adaptaciones estructurales, respuestas fisiológicas y conducta. Una sola especie puede ocupar distintas regiones y puede ser de dos clases: a) continua, especies cosmopolitas (organismos adaptados a todos los climas) y b) discontinua, con una distribución más restringida (especies endémicas). Para describir el nicho ecológico de un organismo, es preciso saber de qué se alimenta y quién se alimenta de él, cuáles son sus límites de distribución y qué efectos tiene sobre otros organismos y sobre el medio abiótico circundante.

Ortofoto: Son fotografías aéreas que se utilizan para mostrar de forma clara y directa los rasgos de la superficie terrestre, por medio de procesos fotogramétricos, las imágenes son corregidas para cumplir con un conjunto de especificaciones, es decir corregidas geoméricamente y radiométricamente, y con geo-referencia.

Pirólisis: se define como la ruptura de una macromolécula en fragmentos pequeños usando solamente energía térmica, el comportamiento y/o rompimiento de las macromoléculas a elevadas temperaturas es dependiente de la fuerza de unión que

las mantiene unidas (tipos de enlace presentes), y los productos de estas reacciones son el reflejo de la estructura molecular presente y de su estabilidad térmica. Una determinada macromolécula se rompe en forma característica, tal que otra muestra de la misma molécula calentada a la misma temperatura se romperá exactamente de la misma forma haciendo que el análisis de los productos de degradación sea reproducible

Pedial: Se le llama a los suelos que poseen agregados patentes y estables cuya forma puede ser en bloque, granular, laminar o prismática.

Podsol: El término podsol deriva de los vocablos rusos "pod" que significa bajo y "zola" que significa ceniza, haciendo alusión a que su horizonte superficial tiene aspecto de ceniza y bajo él aparece el horizonte espódico, originado por iluviación de complejos organo metálicos móviles con una elevada relación anión/catión. El material original lo constituyen, fundamentalmente, materiales alterados no consolidados procedentes de rocas silíceas, depósitos glaciales, aluviales y coluviales de arenas de cuarcíticas. En las zonas boreales pueden aparecer sobre casi cualquier tipo de roca. Son muy frecuentes en regiones templadas y boreales del hemisferio norte, en zonas llanas a colinadas. La vegetación dominante es el brezal y el bosque de coníferas; en los trópicos húmedos se encuentra bajo bosques claros. El perfil dominante es de tipo OAhEBhsC pudiendo no existir el A o el O. Los complejos de Al, Fe y materia orgánica migran desde la superficie al horizonte B con el agua de lluvia. Los complejos húmicos precipitan en el horizonte iluvial espódico; el suelo suprayacente muestra un horizonte Ah muy lavado que, en parte, puede pasar a un horizonte blanqueado de tipo álbico. La mayoría de los podsoles boreales carecen de horizonte Ah.

Poros de empaquetamiento simple: son poros equidimensionales a alargados, claramente interconectados entre sí, sin el acomodamiento de las caras de los componentes del suelo, por ejemplo entre granos de arena.

Regosoles, suelos no desarrollados, o muy débilmente desarrollados, que provienen de materiales no consolidados o de perfiles truncados por alto grado y persistencia de la erosión, por lo tanto, no cuentan con ningún horizonte de diagnóstico.

Radicular: Dícese de las raíces vegetales o relacionado con ellas.

Topoforma: es una forma geoméricamente reducible a un número pequeño de elementos topográficos, entendido como geofoma a cualquier accidente del relieve, tales como planicie, abanico aluvial, cuevas, laderas, etc.

Zona Habitable: término que puede entenderse como la región dentro del sistema solar donde un planeta de masa suficiente con una atmósfera adecuada y recursos químicos podría mantener un clima moderadamente cálido y húmedo lo suficientemente largo como para que los organismos, ecosistemas y ciclos biogeoquímicos se desarrollen.

Referencias

Acevedo- Sandoval, O., Ortíz- Hernández, E., Cruz-Sánchez, M., Cruz-Chavez, E. 2004. El papel de los óxidos de hierro en suelos. *Terra Latinoamericana* vol. 22 (4). 485-497.

Arriaga, L., J.M. Espinoza, C. Aguilar, E. Martínez, L. Gómez y E. Loa (coordinadores). 2000. Regiones terrestres prioritarias de México. Comisión Nacional para el Conocimiento y uso de la Biodiversidad. México. **RTP 122**.

Armstrong, W. and Gaynard, T.J. (1976) The critical oxygen partial pressures for respiration in intact plants. *Physiol. Planta*. 37, 200–206.

Bada, J.L. et al. 2008. Urey: Mars Organic and Oxidant Detector. *Space Science Reviews*, **135** (1-4): 269-279.

Banfield, J. L. 2002. Global mineral distribution on Mars. *J. Geophys. Res.* **107**, 9-1 a 9-7.

Banin, A. y Margulies, L. 1983. Simulation of Viking biology experiments suggests smectites not palagonites, as martian soil analogues. *Nature* **305**, 523-525.

Barea, J.M. 1998. Biología de la Rizosfera. *Investigación y Ciencia*. **256**, 74-81.

Black C.A. et al., (Methods of soil analysis. Part 1. Phys. and Min. Prop., including stat of measurement and sampling. Num 9 in the series Agronomy. Ed. Am. Soc. of Agron., 1986).

Bernd, R.T. Simoneit, Summons R.E. y Jahnke L.L. 1998. Biomarkers as tracers for life on early earth and Mars. *Orig. life evol. biosph.* **28**, 475-483.

Bibring, J.P., Langevin, Y., Gendrin, A., Gondet, B., Poulet, F., Berthé, M., Soufflot, A., Arvidson, R., Mangold N., Mustard, J., Drosart P., and the OMEGA team. 2005. Mars surface diversity as revealed by the OMEGA/ Mars Express Observations. *Science*. **307**. 1576-1581.

Biemann, K. 1974. Test results on the Viking gas chromatograph Mars spectrometer experiment. *Origins of Life*, **5**, 430-517.

Binder A.B., Arvidson R.E., Guinness E.A., Jones K.L., Morris E.C., Mutch T.A., Pieru D.C. y sagan Carl. 1977. The geology of the Viking lander1 site. *J. Geophys. Res.* **82**, 4439-4451.

Brewer., R y Sleeman, J.R. 1988. Soil Structure and Fabric. Pub. CSIRO Australia, Division of soil. Adelaide. Pp. 173.

Boenigk, J., Wodniok, S., Glucksman, E., 2015. Biodiversity and Earth History. Ed. Springer Berlin Heidelberg. New York, NY.400Pp.

Bölke, J.K., Ericksen G.E. y Revesz K. 1997. Stable isotope evidence for an atmospheric origin of desert nitrate deposits in northern Chile and southern California, USA. *Chemical geology*. **136**, 135-152.

Bullock, P., Fedorof, N., Jongerius, A., Stoops, G., Turisina, T., Babel, U., Aguilar, J., Al Temeller, H. J., Fitzpatrick, E.A., Kowalinski, ST., Paneque, 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications, Wolverhampton, U. K

Canfield, D. E., Alexander N. Glazer, y Paul G. F. 2010. The evolution and future of Earth's nitrogen cycle. *science* 330, No. 6001, 192-196.

Campbell, A.S. and Schwertmann, U., 1984. Iron oxide mineralogy of placic horizons. *J. Soil Sci.*, **35** (4): 569-582.

Campos-Cascaredo, A., Oleschko, K., Cruz-Huerta, L., Etchevers, J.D., y Hidalgo, C. 2001. Estimación de alofano y su relación con otros parámetros químicos en andisoles de montaña del volcán Cofre de Perote. *Terra* vol. 19, No.2, 105-116.

Carabias-Lillo, M. J., Meave del Castillo, J.A., Valverde-Valdés, M.A., y Cano-Santana. Z. 2009. *Ecología y medio ambiente en el siglo XXI*. Ed. Pearson. México,

Carmean, W. H. 1975. Forest site quality evaluation in the United States. *Advances in Agronomy (EE. UU)* **27**: 209 - 269.

Carr, M.H. y Head III, J.W. 2010. Geologic history of Mars. *Earth and Planetary Science Letters*, vol.**294**,185-203.

Casas- Flores, R. 2011. *El Suelo de Cultivo y las condiciones climáticas*. 1er. Editorial Paraninfo. Madrid. Pp. 237.

Castle, S. C., Ylva Lekberg, David Affleck, and Cory C. Cleveland. 2016. Soil Abiotic and Biotic Controls on Plant Performance during Primary Succession in a Glacial Landscape. *Journal of Ecology* **104**, no. 6: 1555-565.

Castro D. A. 1989. *Petrografía básica: textura, clasificación y nomenclatura de rocas*. Editorial Paraninfo. Madrid. Pp143.

Cerezo-Medina, Alfonso y Galacho-Jiménez, F.B. 2011. Propuesta metodológica con SIG para la evaluación de la potencialidad del territorio respecto a actividades ecoturísticas y de turismo activo; Aplicación en la Sierra de las Nieves (Malaga, España). *Investigación turística* 1, enero-junio, 134-147.

Chyba C.F., y Hand, K. 2005. Astrobiology: The study of the living Universe. *Annu. Rev. Astron. Astrophys.* 43, 31-74.

Clinton E. Eduard y Neuman E. Linda. On Mars. 1984. Exploration of the Red Planet. 1958-1978. The NASA history series. Scientific and Technical Information, SP-4212. www.history.nasa.gov/SP-4212

Corvalan V. P y Hernández P., J. 2006. El sitio. Cátedra de dasimetría. Departamento de manejo de recursos forestales. Facultad de Ciencias forestales. Universidad de Chile.

Cutler, N. 2010. "Vegetation–environment Interactions in a Sub-Arctic Primary Succession." *Polar Biology.* **34**, 5: 693-706.

Cruz-Kuri, L., Mckay, P.C. y Navarro-González, R. 2004. A study of treelines in Pico de Orizaba and some exobiological implications with Mars. III European workshop on Exo-Astrobiology Mars: The search for life. ESA, Conference Proceedings SP-545. 189-190

Day, P.R., 1965. Particle fractionation and particle- size analysis. In: C.A. Black (Editor), *Methods of Soil analysis, Part I. Agronomy*, pp. 545-567

De la Rosa C. J.G. 2001. Tesis que para obtener el grado de maestro en ciencias químicas. Estudio de irradiaciones tipo relámpago en una atmosfera simulada de Titán. Programa de posgrado en Ciencias Químicas, UNAM. 131 Pp.

Des Marais, D.J., 1 Nuth III, J. A., Allamandola, L. J., Boss, A. P., Farmer, J. D., Hoehler T. M., Jakosky B. M., Meadows, V. S. Pohorille, A., Runnegar, B., y Spormann A. M. 2008. The NASA Astrobiology Road Map. **8** (4). 715-730.

Deur-Siftar D. 1967. Application of pyrolysis-Gas-Chromatography for Characterization of polyolefins. *J. Gas Chrom.* Feb **1967**, 72-76.

Dubroeuq D., D. Geissert, I. Barois y M. P. Ledru. 2002. Biological and mineralogical features of Andisols in the Mexican volcanic highlands. *Catena.* **49**.183-202 pp.

Duchaufour, P. 1984. Edafología: Edafogénesis y clasificación. Ed. Masson, Barcelona. 493 Pp.

Escamilla- Sarabia, G., Solleiro-Rebolledo, E., Sedov, S. and Gamma-Castro, J., 2002. Tepetates del glacis de Buenavista, Morelos: interacción de procesos geomorfológicos y pedogenéticos. *Boletín del Instituto de Geografía,* **48**, 76-89.

Everett, K.G., Gibson, Jr., David, S. Mckay, Kathie Thomas-Keprta y Christopher S. Romanek, **1998.** ¿Hay vida en Marte?. *Investigación y Ciencia.* Febrero, 10-17.

Fasset, C. I. y Head, J.W. 2011. Sequence and timing of condition on early Mars. *Icarus*, **211**, 1204-1214.

Fitz, E. A. P. 1996. Introducción a la ciencia de los suelos. Ed. Trillas. México. 315 Pp.

Fitzpatrick, E.A. 1990. Micromorfología de suelos. CECSA, México. Pp475.

Feng, Q., Endo, k.N., y Guodong Cheng, 2002. Soil Carbon in desertified in relation to site characteristics. *Geoderma*. **106**, 21-43.

Flynn, G.J., Keller, L.P., Jacobsen, C. and Wirick, S., 2000. Organic carbon in interplanetary dust. Abstracts of Papers of the American Chemical Society, **220**: 13-GEOC.

Flores-Delgadillo L. y Alcalá-Martínez J. R. 2010. Manual de Procedimientos Analíticos: Laboratorio de Física de Suelos. Departamento de Edafología. Instituto de Geología, UNAM. 56 Pp.

Fogg, M.J., 1998. Terraforming Mars: A review of current research. *Adv. Space. Res.* **22**, 3, 415-420.

Frausto da Silva J.J. R y Williams R.J.P. 1995. The biological chemistry of the elements, the inorganic chemistry of life.

Garcia-Condron, J.C. 2011. Biogeografía, Tema 7 El mosaico de las regiones de montaña. Universidad de Cantabria, España. Material on line: <http://ocw.unican.es/ciencias-sociales-y-juridicas/biogeografia/materiales/tema-7/tema-7.-el-mosaico-de-las-regiones-de-montana,ultima> vez revisado el 26 de julio de 2017.

Gargaud, M. Amils, R., Cernicharo, J, James-Cleaves II, H., Irvine, W. M., Pinti, D.L., Viso M. (Editores). 2011. *Encyclopedia of Astrobiology*. Springer. Berlin.

Gargaud, M. Gargaud, M., López-García, P. y Martín, H. (Editores). 2011. *B. Origins and evolution of life: An astrobiology perspective*. Cambridge University Press. Cambridge, UK. Pp.526.

Gleason, E. L.J., 1970. Morfogénesis y clasificación de algunos perfiles de suelos derivados de ceniza volcánicas del Pico de Orizaba, Puebla y Veracruz. Tesis para obtener el título de biólogo, facultad de Ciencias, UNAM.

Gómez-Mendoza, J. y Sanz Harráiz, C. 2010. De la biogeografía al paisaje de Humboldt: Pisos de vegetación y paisajes andinos equinocciales. *Población y Sociedad*. No.17. 29-57.

González-Pérez, J.A., González-Vila F. J., Gonzalo Almendros, Knicker, H. 2004. The effect of fire on soil organic matter (a review). *Environment International* 30, 855–870.

Gonzalez-Rosales, A. y Rodriguez-Trejo, D.A. 2004. Efecto del chamuscado de copa en el crecimiento en diámetro de pinus hartwegii lindl. en el Distrito Federal, México. *Agrociencia* vol. 38 (5). 237 - 544.

Graham, J. M. 2004. The biological terraforming of Mars planetary ecosynthesis as ecological succession on a global scale. *Astrobiology* Volume 4, Number 2. 168-195.

Green, A.J., 1981. Particle-size analysis. In: J.A. McKeague (Editor), *Manual of soil sampling and methods of analysis*. Canadian Society of Soil Science, Ottawa, Canada, pp. 4-29.

Greenberg, J.A., Santos M.J., Dobrowski S.Z., Vanderbilt V.C., Ustin S.L. 2015. Quantifying Environmental Limiting Factors on Tree Cover Using Geospatial Data. *PLoS ONE* 10(2).1-15.

Grotzinger, J.P. et al., 2012. Mars Science Laboratory Mission and Science Investigation. *Space Sci. Rev.* **170**. 5-56.

Grotzinger, J.P. et al., 2013. A habitable fluvio-lacustrine environment at Yellowknife bay, Gale Crater, Mars. *Science* **343**, 1-18.

Gundale, M.J., Nilsson, M, Bans, S. y Jardelund, A. 2012. The interactive effects of temperature and light on biological nitrogen fixation in boreal forest. *New Phytologist*. 194, issue 2, 453-463.

Haynes R. H. y McKay, C.P. 1992. The implantation of life on Mars: feasibility and motivation. *Adv Space Res.* **12** (4), 133-140.

Hernández-Álvarez E., González Hernández, G., y Morton-Bermea, O. 2004. Manual de preparación de muestras para análisis por espectrometría de masas con plasma de acoplamiento inducido (ICP-MS). Reportes internos 2004-02. Instituto de geofísica, UNAM. Pp15.

Hernández, J. y Meurer E. 1997. Oxidos de Hierro en los suelos: Propiedades y su caracterización con énfasis en los estudios de retención de fosforo. *Agrociencia* vol. 1 (1). 1-14.

Hetch, M.H. et al., 2009. Detection of perchlorate and soluble chemistry of Martian soil at the Phoenix Lander Site. *Science*, 325(5936), 64-67.

Håkanson, T. 1985. Soil Micromorphology, Field strategies and sample preparation. *Laborativ Arkeologi, Journal of Nordic Archeological Science* 8, 19-25.

Holmgreen, G., 1967. A rapid citrate-dithionite extractable iron procedure. *Soil Sci. Soc. Amer. Proc.*, 31: 210-211.

Hubbard, J.S., Hobby, G.L., Horowitz, N.H., Geiger, P.J. and Morelli F. A. 1970. Measurement of $^{14}\text{CO}_2$ Assimilation in solis: An experiment for the biological exploration of Mars. *App. Microbiology.* 19, 32-38.

Iglesias-Andreu L., Tivo-Fernández Y., 2006. Caracterización morfológica de la población de *Pinus hartwegii* Lind. del Cofre de Perote, Veracruz, México, *Ra Ximhai*, vol. 2, 449-468.

Jakosky, B. 1998. The search for life on the others Planets. Cambridge University Press. 321 Pp.

Jasso-Castañeda, C., Sedov S., Gama-Castro, J.E., Solleiro-Rebolledo, E. 2006. Paleosuelos: índices del paleoambiente y de la estabilidad del paisaje del Nevado de Toluca. *Terra Latinoamericana.* 24 (2). 151-161

Jasso-Castañeda, C., Gama-Castro, J.E., Solleiro-Rebolledo, E. Díaz-Ortega, J. 2012. Morfogénesis, procesos y evolución del Horizonte Bw cámbico en tefra- paleosuelos del volcán Nevado de Toluca. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.* 64(1). 37-47.

Jolliffe, I.T. 1986. Principal component analysis. Springer-Verlag. New York, 271 Pp.

Jongerijs, A., Heintzberger, G. 1983. The preparation of Mammoth-sized Thin section. *Soil Survey Papers.* No.1. Netherlands Soil Survey Institute, Wageningen.

Kessler, M., Toivonen, J.M., Sylvester, S.P., Kluge, J. y Hertel, D. 2014. Elevation patterns of *Polylepis* tree height (Rosaceae) in the high Andes of Peru: role of human impact and climatic conditions. *Frontiers in plant Science.* 5 (194). 1-12.

Klein, H.P. 1979. The Viking Mission and the search for life on Mars. *J. Geophys. Res.* 17, 1655-1662.

Klotz, M.G. 2011. The Geochemical Record of the Ancient Nitrogen Cycle, Nitrogen Isotopes, and Metal Cofactors. *Methods in enzymology.* 486, 483-506.

Körner, C. 2012. Alpine Treelines: Functional Ecology of the Global High Elevation Tree Limits. Springer. New York. 220 Pp

Lauer, W. y Klaus D. 1975. Geological Investigations on the timberline of Pico de Orizaba, Mexico. *Antartic and Alpine research.* Vol. 7. No. 4. 315-330.

Lauer, W. 1978. Timberline studies in central Mexico. *Antartic and Alpine research.* Vol. 2. No. 2. 383-396.

Levin, G.V. Straat, P.A. 1977. Recent results from the Viking labeled released experiment on Mars. *J. Geophys. Res.* **82**, 4663-4667.

Levinthal E.C., Jones K.L., Fox Paul and Sagan Carl. 1977. Lander Imaging as a Detector of life on Mars. *J. Geophys. Res.* **82**, 4669-4676.

Loaiza J.C., Stoops, G., Poch, R. M., Casamitjana, M., 2015. Manual de micromorfología y técnicas complementarias. 1er. Ed. Fondo Editorial Pascual Bravo. 1er. Medellin, Colombia, 384 Pp.

Lozano, Y. M., Hortal, S., Armas, C. y Pugnaire F. I. 2014. Interactions among Soil, Plants, and Microorganisms Drive Secondary Succession in a Dry Environment. *Soil Biology and Biochemistry* 78. 298-306.

Lucas, S.T., 2004. Evaluation of labile soil carbon test for prediction of soil productivity response to organic matter management. University of Maryland, College Park, Maryland, 152 pp.

Lucas, S.T. y Weil, R.R. 2012. Can a Labile Carbon Test be Used to Predict Crop Responses to Improved Soil Organic Matter Management?. *Agronomy Journal* Vol. **104** (4). 1161-1170

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

Marinova, M. y McKay, C.P. 2001. The Physics, Biology, and Environmental Ethics of Making Mars Habitable. *Astrobiology*. Vol 1 (1). 89-109.

Marlow, Jeffrey J., Zita Martins, and Mark A. Sephton. 2008. Mars on Earth: soil analogues for future Mars missions. *Astronomy & Geophysics*. **49** (2), 2-20.

Martínez-Torres, J.F. María-Paz Zorzano, Valentín-Serrano, P., Ari-Matti Harri, Genzer, M., Kemppinen, O., Rivera-Valentin, E.G., Jun, I., Wray, J., Madsen, M.B., Goetz, W., McEwen, A. S., Hardgrove, C., Renno, N., Chevrier, V.F., Mischna, M., Navarro-González, R., Martínez-Frías, J., Conrad, P., McConnochie, T., Cockell, C., Berger, G., Vasavada, A.R., Sumner, D., y David Vaniman, D. 2015. Transient liquid water and water activity at Gale crater on Mars. *Nature Geoscience*. 8, 357–361

McKay, Chris P. y Stoker, C.R. 1989. The early environment and this evolution on Mars: Implication for life. *Review of Geophysics* 27 (2), 189-214.

McKay, Chris P. 1997. The search for life on Mars. *J. Mol. Evol.* **27**: 263–289.

McKay, Chris P., Grunthaner F.J., Lane A.L., Herring M., Bartman R.K., Ksendzov A. Manning C. M., Lamb, Williams R.M., Ricco A.J., Butler M.A., Murray B.C., Quinn R.C.,

Mckay, Chris P. 2004. What is life- and how do we search for it in other worlds?. *Plosbiology*. **2** **9**,302. 1260-1263.

Mckay, Chris P. 1997. The search for life on Mars. *Origins of Life and Evolution of the Biosphere* 27: 263–289.

Mckay, Chris P y Marinova M.M.2001. The Physics, Biology, and Environmental Ethics of Making Mars Habitable. *Astrobiology* Vol 4, Number 1. 89-109

McKeague, J.A. and Day, J., 1965. Dithionite and oxalate extractable Fe and Al as aids in differentiating various classes of soils. *Canadian Journal of Soil Science*, 46: 13-22.

McSween, H.Y. Jr., Taylo G.J., Wyatt M.B. 2009. Elemental composition of the Martian Crust. *Science*. 324 (5928), 736-739

Morrison, D. 2001. The NASA Astrobiology program. *Astrobiology*. 1,3-13.

Molina-Sevilla, P. 2006. Tesis que para obtener el grado de Químico. Caracterización de los suelos desérticos como posibles análogos de suelos marcianos. Facultad de Química, UNAM. 112 Pp.

Meng, J, Lu, Y, Liu, G & Wang, Y. 2010. 'Comparison study on soil chemical characteristics in tropical natural forests in different succession stages', *Forest Research*, vol. 23, no. 5, pp. 787-790.

Meyer, M. 2012. Foreword: Mars Science Laboratory, the first astrobiology Mission to Mars since Viking. *Space. Sci. Rev.* 170, 3-4.

Montanero-Fernández, J. 2008. Analisis Multivariante. Colección: manuales uex-59. Universidad de Extremadura. España

Montero M., M. 1999. Tesis para obtener el grado de Magister en Ciencias, Mención silvicultura. Factores de sitio que influyen en el crecimiento de *Tectona grandis* L.F. *Bombacopsis quinata* (Jacq.) Dugand, en Costa Rica. Universidad Austral de Chile, Facultad de Ciencias Forestales.

Murray B., Malin M.C. y Greeley R. 1981. Earth like planets: Surface Mercury, Venus, Earth, Moon and Mars. W.H. Freeman and Company. 387pp.

Musalem S. M. A. y M. A. Solis. 2000. Monografía de *Pinus hartwegii*. SAGAR-INIFAP-CIRE. Campo experimental Valle de México. Libro técnico No. 3. México. 96 pp.

Navarro-González R., Rainey F. A., Molina P., Bagaley D. R., Hollen B. De la Rosa, J., Small A., M., Quinn R. C., Grunthner F. J., Cáceres L., Gomez-Silva B., y McKay C. P.2003. Mars-Like Soils in the Atacama Desert, Chile, and the Dry Limit of Microbial Life. *Science*. **302**, 1018-1021.

Navarro-González, R., E. Vargas, J. de la Rosa, A. C. Raga, and C. P. McKay. 2010. Reanalysis of the Viking results suggests perchlorate and organics at midlatitudes on Mars, *J. Geophys. Res.*, 115.148-227

Neyra-Jáuregui, J.A.2012. Guía de las altas montañas de Méxioc y una de Guatemala. Comisión Nacional para el conocimiento y Uso de la biodiversidad (CONABIO), Editorial, Impersora Apolo. México. 413 Pp.

Nicolussi, K., S. Bortenschlager y Ch. Körner. Increase in tree-ring widht in subalpine *Pinus cembra* from the central Alps that may be CO₂-related. *Trees*. No. 9. 181-189.

Ochoa, G., Bracho, H., y Oballos, J. 2000. Significación pedología del hierro en una secuencia de la estación experimental San Eusebio, Mérida, Venezuela. *Agronomía Tropical*. 50 (4). 589-613.

Oyama, V.I. 1972. The gas Exchange experiment for life detection: The Viking Mars Lander. *Icarus*, 16, 167-184.

Oyama, V.I. and Berdahl, B.J.1977. The Viking gas exchange experiment result from Chryse and Utopia surface samples. *J. Geophys. Res.* 82, 4468-4478.

Padilla-Ruiz, F.M. 2008. Factores limitantes y estrategias de establecimiento de plantas leñosas en ambientes semiáridos. Implicaciones para la restauración. *Ecosistemas*, 17(1).155-159.

Pellegrini, A., 2004. Apuntes de edafología: Texturas y color del suelo. Universidad Nacional de La Plata, La Plata, Argentina. Pp 15.

Peña-Ramírez, V.M. 2013. Dinamica de la calidad de sitio a través de una cronosecuencia volcánica y sus implicaciones para la productividad forestal. Tesis que para obtener el grado de Doctor en Ciencias. Posgrado en Ciencias Biológicas. Instituto de Geología, UNAM.

Perdomo, C. 2015. Área de Suelos y Aguas, Cátedra de Fertilidad: Nitrógeno. Apuntes de la Facultad de Agronomía de la Universida de la República, Uruguay. Ultima revisión 19 junio2018. <http://www.fagro.edu.uy/fertilidad/publica/Tomo%20N.pdf>

Pérez-Hernández R. M. 2007. Tesis que para obtener el Título de Matemático. “El uso del análisis de conglomerados aplicado a los sistemas edáficos como una aproximación en la modelación pedogenética. Facultad de Ciencias, UNAM. 1208 Pp.

Perez-Montaño, H.S. et al., 2008. Fieldable Method for Quantification of Labile Soil Organic Carbon in Hyper-Arid Mars-Like Soils (AbSciCon Abs.#9-07-O). *Astrobiology*, 8(2): 329

Pons, V., Soriano, M.D., y Sánchez, J. 1995. Análisis estadístico aplicado al estudio de una lito secuencia en el Valle de la Murta (Valencia). Edafología. Revista de la Sociedad Española de la Ciencias del Suelo. Vol 1. 111-119.

Pritchett, W. 1991. Suelos forestales, propiedades, conservación y mejoramiento. Editorial Limusa-Grupo Noriega Editores. México. 634 pp.

Raymond, J., Siefert, J.L., Staples, C.R y Blankenship, R.E. 2004. The natural history of nitrogen fixation. Mol. Biol. Evol. 21 (3), 541-554.

Reyes, I. and Torren, J., 1997. Citrate-ascorbate as a highly selective extractant for poorly crystalline iron oxides. *Soil Sci. Soc. Am. J.* 61: 1647-1654.

Richardson, M. D. y W. P. Rundel. 1998. Ecology and biogeography of Pinus: an introduction. In: M. D. Richardson (ed). Ecology and Biogeography of Pinus. Cambridge University Press. Cambridge, UK. pp: 3-46

Ringrose-Voase A.J., y Humpreys, G.S. 1994 Soil Micromorphology: Studies in management and genesis. Developments in Soil Science 22. Amsterdam. The Netherlands. Pp. 885

Rodríguez-Trejo D. A. 2001. Ecología del Fuego en el ecosistema de Pinus hartwegii Lindl. Revista Chapingo serie Ciencias Forestales y del Ambiente. Vol. 7, No. 2. 145-151 pp.

Rodríguez Sergio, 2005. Geology of Las Cumbres Volcanic Complex, Puebla and Veracruz states, Mexico: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v. 22, núm. 2, p. 181-199.

Rover Team. 1997. Characterization of the Martian Surface Deposits by the Mars Pathfinder Rover, Sojourner. *Science.* **278**, 1765-1767.

Rogers, D y Christensen, P.R. 2002. Age relationship of basaltic and andesitic surface composition on Mars determined from TES data. *Lunar and Planetary Science XXXIII.* **1139**,

Rogers, D y Christensen, P.R. 2003. Age relationship of basaltic and andesitic surface composition on Mars: Analysis of high resolution TES observations of the northern hemisphere. *J. Geophys. Res.* **108**, II-1 a II -17.

Rothschild, L.J., y Mancinelli R.L. 2001. Life in extreme environments. Nature, 409. 1092-1101.

Rutherford, G. K., y Yarilova, E.A. 1985. Handbook for soil thin section description. Waine Research Publications, Wolverhampton, U. K. Pp 152.

Rubinson Kenneth, Rubinson Judith 2001. Análisis instrumental. Ed. Prentice Hall. España. pp 300- 320

Ruxton, B.P., 1968. Measures of the degree of chemical weathering of rocks. *Journal Geology*, 76: 518-527.

Rzedowski, J., 2006. Vegetación de México. 1ra. Edición digital, Comisión Nacional para el Conocimiento y Uso de la Biodiversidad (CONABIO). México. 504 Pp. Revisado el 7 de agosto de 2017
http://www.biodiversidad.gob.mx/publicaciones/librosDig/pdf/VegetacionMx_Cont.pdf

Sah S. P. y R. Brumme. 2003. Altitudinal gradients of natural abundance of stable isotopes of nitrogen and carbon in the needles and soil of a pine forest in Nepal. *Journal of Forest Science*. No. 49 (1). 19-26 pp

Salamanca S., R. 1990. Suelos y Fertilizantes. Universidad Santo Tomas, USTA. Bogota. 345 Pp.

Salazar, R. Soihet, C. 2001. Programa de Investigación. Proyecto de Semillas Forestales Obtenido a través Servicio de Información y Documentación Agropecuario de las Américas (**SIDALC**). Nota Técnica sobre Manejo de Semillas Forestales no. 175. Turrialba, Costa Rica. 149-150 Pp.

Sanchez-Carpintero, I., Vidal, M. and Ugarte, F.M., 1992. Contribución al conocimiento de los depósitos detríticos pleistocenos de los montes Vascos-Pirineos occidentales y su relación con formaciones edáficas surpirenaicas. *Cuadernos de Sección, Historia* 20: 203-211.

Sedov, S.N., Vaseneva, E.G. y Shoba, S.A. 1993. Recent and Ancient Weathering in Soils on the Basic Rocks of Valaam Island. *Eurasian Soil Science*. 25 (4). 22-37.

SEMARNAT, 2015. Programa de Manejo Parque Nacional Pico de Orizaba, Comisión Nacional de Áreas Protegidas. Secretaría del Medio ambiente y Recursos Naturales, México D.F.

Shiple, B. y Keddy, P.A. 1987. The individualistic and community-unit concepts as falsifiable hypotheses". *Vegetation*. 69: 47–55.

Schlatter, J.E., Gerding, V. 2014. Sitio forestal. In Donoso C, ME González, A Lara eds. *Ecología forestal. Bases para el manejo sustentable y conservación de los bosques nativos de Chile*. Valdivia, Chile. Ediciones UACH. p. 309-319.

Schoeneberger, P.J., and Wysocki, D.A. 2012. Geomorphic Description System, Version 4.2. Natural Resources Conservation Service, National Soil Survey Center, Lincoln, NE.

Schwertmann, U., 1985. The effect of pedogenetic environments on iron oxide minerals. In: B.A. Stewart (Editor), *Advances in Soil Science*. Springer - Verlag, New York, USA, pp. 171-200

Shoeneberger, P.J., Wysocki, D.A., Benham, E.C., and Broderson, W.D. 1998. *Field Book for Describing and Sampling Soils*. National Soil Survey Center. Natural Resources Conservation Service U.S. Department of Agriculture. Lincoln, Nebraska. Pp. 182.

Simmonds, P.G., Shulman, G. P. y Stembrigde, C. H. 1969. Organic Analysis by Pyrolysis-Gas Chromatography- Mass Spectrometry a candidate experiment for the biological exploration of Mars. *J. Chrom. Sci.* **7**, 36-41.

Smith, P.H., 2009. Water at the Phoenix landing site (abstract). *Lunar Planet. Sci.* **40**, 1329.

Soffen, G.A. 1977. The Viking Project. *J. Geophys. Res.* **82** (28), 3959-3970.

Soil Survey Staff, 1999. *Soil Taxonomy: A Basic System of soil classification for making and interpreting soil surveys*. 2nd edition. Agric. Handbook, Vol. 436. U.S. Govt. Print. Office, Washington, DC, 869 pp.

Soil Survey Staff, 2006. *Keys to Soil Taxonomy*. 10th edition. United State Department of Agriculture.. U.S. Govt. Print. Office, Washington, DC, 332 pp.

Stern, J. et al., 2015. Evidence for indigenous nitrogen in sedimentary and aeolian deposits from the Curiosity rover investigations at Gale crater, Mars. *PNAS.* **112**, 4245-4250.

Stoops G. 2010. Micromorphology as a Tool in Soil and Regolith Studies. In *Interpretation of Micromorphological Features of soils and Regoliths*. Ed. George Stoops, Vera de Melo Marcelino and Phlorias Mees. Amsterdam. The Netherlands: Elsevier.

Tarbuk, E. J. 1996. *The Earth: An introduction to physical geology*. Prentice- Hall. 208 Pp.

Thiers, O.J., Reyes, V, Schatter J.E. 2014. Suelos en los ecosistemas forestales. *Ecología forestal*. In Donoso C, ME González, A Lara eds *Bases par el manejo sustentable y conservación de los bosques nativos de Chile*. Valdivia, Chile. EdicionesUACH. 133-178 Pp.

Tivo-Fernández, Y. 2004. Tesis que para optar por el grado de Maestro en Ecología Forestal. Evaluación del polen de la población del *Pinus hartwegii* Lindl. Del cofre de Perote, Veracruz, México Universidad Veracruzana. 157 Pp.

Unasyiva, FAO. 1998. Autor: Chaverri-Polini, A. Las montañas, la diversidad biológica y su conservación. Revista Internacional de Silvicultura e Industrias Forestales No.195. Vol. 49, 19. Revisado 7 de agosto de 1917 <http://www.fao.org/docrep/w9300s/w9300s00.htm#Contents>

Uydess, I.L. y Vishniac W.V. 1976. Extreme environments: Mechanism of Microbian adaptation. M.R. Heinrich Ed. Academic Press. New York. 205 Pp.

Valdivia-Silva, J.E. et al., 2005. Organic Matter Analysis of the Hyper-Arid Peruvian Desert in comparison to other Hyper-Arid Environments. (Fall Meeting. Abstract #P51D-0949). American Geophysical Union. EOS Transactions, 86(52).

Valdivia-Silva, J.E. 2009. Tesis que para obtener el grado académico de Doctor en Ciencias: Estudio Químico y microbiológico del desierto de la Joya, Arequipa-Perú, como posible análogo a Marte. Posgrado en Ciencias biológicas, UNAM.

Van Reeuwijk, L.P. (Edited by).1992. Wageningen: International Soil Reference and Information Centre (ISRIC). Procedures for Soil Analysis. FAO. Technical paper 9-6 – 9-8.

Van Wanbeke, A., 1991. Soils of the tropics: properties and appraisal. McGraw Hill, Inc, New York, USA

Vargas, M. F. 1984. Parques Nacionales de México y Reservas Equivalentes. Pasado, presente y futuro. Colección: Grandes Problemas Nacionales. Serie: Los Bosques de México. Instituto de Investigaciones de México. UNAM. México, D.F. 266 páginas, más 34 de fotografías y mapa.
<http://www.planeta.com/ecotravel/mexico/parques/veracruz.html>

Vásquez-Polo, J.R., Macías-Vázquez, F. y Menjivar-Flores, J.,C. 2014. Formas de hierro y aluminio en suelos con diferentes usos en la zona norte del departamento del Magdalena, Colombia. Acta Agron., Volumen 63, Número 4, p. 352 - 360

Walker, L & del Moral, R. 2011. Primary Succession. Encyclopedia Life Science. Published online by Wiley. DOI: 10.1002/9780470015902.a0003181.pub2

Wieser, G. yTauz,M. (Rditores).2007. Trees at their upper limit: treelife limitation at the Alpine timberline. Plant ecophysiology (Serie) V.5. Springer, Dordrecht. 232 Pp.

Wilding, L.P. y Lin H. 2005. Advancing the frontiers of soil science towards a geoscience Geoderma. 131. 257-274.

Yarza de De la T., E. 2003. Los volcanes del sistema volcánico transversal. Investigaciones geográficas, UNAM. Abril, núm.050, 220-234.

Yen, A.S., Kim, S.S., Hecht, M.H., Frant, M.S. and Murray, B., 2000. Evidence that the reactivity of the martian soil is due to superoxide ions. *Science*, **289** (5486): 1909-1912.

Yong, R.N., Mohamed, A.M.O. and Wang, B.W., 1992. Influence of amorphous silica and iron hydroxide on interparticle action and soil surface properties. *Canadian Geotechnology Journal*, 29: 803-818.

Zapata-Hernández R.D. 2006. Química de los procesos pedogenéticos. Centro de publicaciones Universidad Nacional de Colombia sede Medellin. Pp 355.

Zent, A. P. y Mckay, Chris P. 1994. The chemical reactivity of the martian soil and implications for future missions. *Icarus*. **108**, 146-157.

Zent A.P., Klein H.P, y Levin G.V. 1998. The Mars Oxidant experiment (MOx) for Mars `96. *Planet Space Sci.* **46**,769-777.

Zuber, M.T.2001. The crust and mantle of Mars. *Nature*. **412**, 220-227.

Paginas electronicas

<http://edafologia.ugr.es/micgraf/queesw.htm>

Anexos

A. Datos Obtenido de realizar los cálculos para obtener el porcentaje de cada una de las fracciones minerales por el Método del Hidrómetro

	100-(R40-RL)*100/gsuelo	R7-RL*100/gsuelo	100-(%aren+%arc)	arenas	arcillas	limos	
PO-01 (3.52 km)	41.537	8.231	50.233	40.146	7.731	52.123	
	38.755	7.231	54.014				
PO-07 (3.69 km)	39.676	4.231	56.093	39.606	4.731	55.663	
	39.536	5.231	55.234				
PO-02 (3.86 km)	29.783	6.231	63.986	34.377	5.731	59.892	
	38.971	5.231	55.798				
PO-06a (4.09 km)	80.860	2.231	16.909	79.955	2.731	17.314	
	79.050	3.231	17.719				
PO-06b (4.06 km)	47.658	4.231	48.111	48.397	4.231	47.373	
	49.135	4.231	46.634				
PO-05 (4.19 km)	81.683	3.231	15.086	80.804	3.731	15.465	
	79.925	4.231	15.844				
PO-04 (4.34 km)	98.952	0.231	0.817	96.351	0.731	2.919	
	93.750	1.231	5.020				
PO-03 (4.47 km)	92.775	1.231	5.994	92.904	1.231	5.865	
	93.033	1.231	5.736				

B. Determinación de texturas por el método de la pipeta

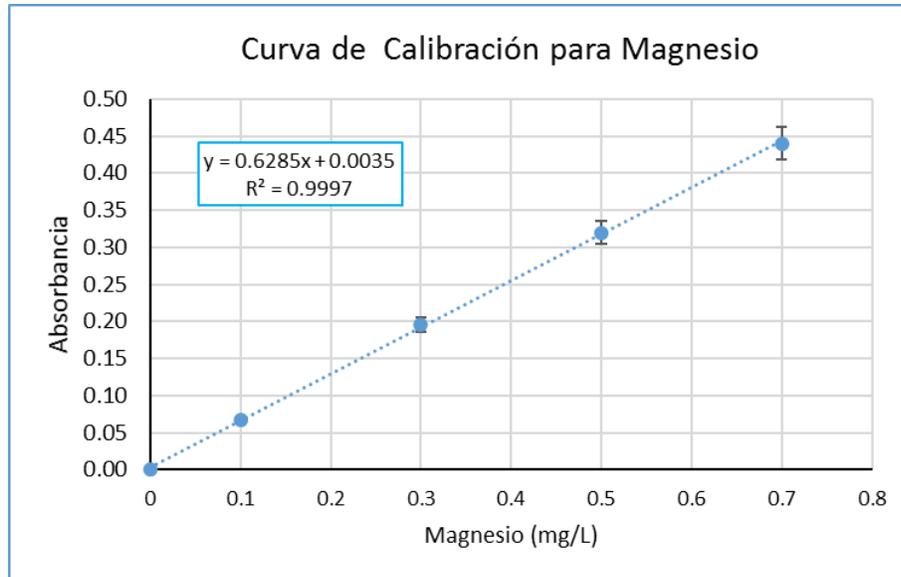
Texturas Método de la pipeta: Datos Crudos					
Muestra	Crisol vacío (g)	secos 105 °C	Muestra	Crisol vacío (g)	secos 105 °C
1a 1	3.47	3.853	5a 1	3.549	4.371
1a 2	3.406	3.742	5a 2	3.496	4.143
1a 3	3.43	3.719	5a 3	3.547	3.974
1a 4	3.439	3.699	5a 4	3.513	3.785
2a 1	3.477	3.898	6a 1	3.501	3.908
2a 2	3.556	3.862	6a 2	3.553	3.896
2a 3	3.516	3.759	6a 3	3.458	
2a 4	3.477	3.693	6a 4	3.483	3.758
3a 1	3.433	4.176	7a 1	3.529	3.919
3a 2	3.505	4.105	7a 2	3.456	3.783
3a 3	3.464	3.811	7a 3	3.465	3.746
3a 4	3.489	3.764	7a 4	3.452	3.713
4a 1	3.538	4.442	8a 1	3.514	3.95
4a 2	3.491	4.133	8a 2	3.554	3.87
4a 3	3.474	3.889	8a 3	3.465	3.716
4a 4	3.458	3.718	8a 4	3.483	3.699
1b 1	3.477	4.033	5b 1	3.532	4.373
1b 2	3.484	3.919	5b 2	3.522	4.154
1b 3	3.516	3.88	5b 3	3.522	3.948
1b 4	3.541	3.876	5b 4	3.484	3.842
2b 1	3.498	4.137	6b 1	3.507	3.933
2b 2	3.557	4.023	6b 2	3.523	3.886
2b 3	3.514	3.825	6b 3	3.495	3.771
2b 4	3.468	3.727	6b 4	3.476	3.774
3b 1	3.52	4.18	7b 1	3.508	3.877
3b 2	3.525	4.012	7b 2	3.495	3.81
3b 3	3.509	3.833	7b 3	3.497	3.775
3b 4	3.527	3.849	7b 4	3.537	3.879
4b 1	3.504	4.355	8b 1	3.549	3.962
4b 2	3.501	4.123	8b 2	3.531	3.844
4b 3	3.502	3.912	8b 3	3.523	3.777
4b 4	3.541	3.872	8b 4	3.548	3.789
	crystal vacío (g)	secos 105 °C	Tiempo 28 s 4:37 min 46: 39 min 3: 51:29		
bco 1	3.43	3.587			
bco 2	3.46	3.617			
bco 3	3.474	3.631			

bco 4	3.476	3.637	
-------	-------	-------	--

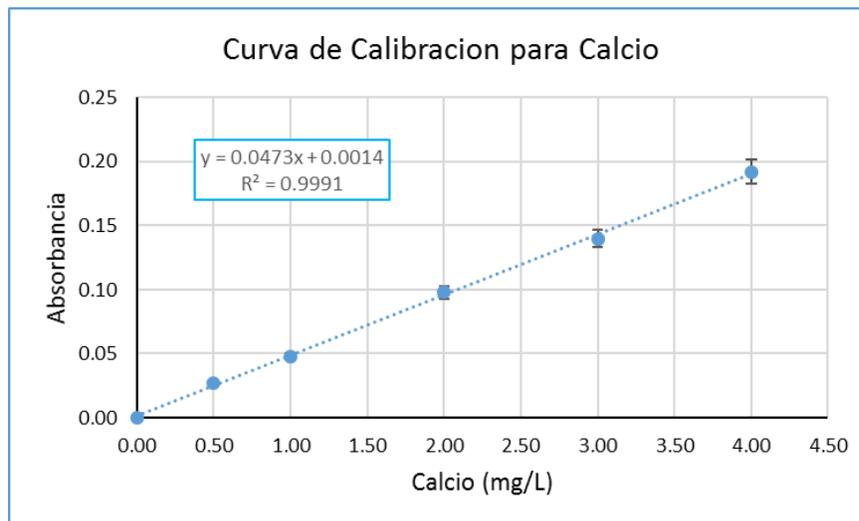
C. Determinación del porcentaje de cada una de las fracciones minerales, obtenido a partir de la determinación de las texturas por el método de la pipeta.

Clasificación	Tamaño (mm)	PO-01 (3.5 km)	PO-07 (3.7 km)	PO-02 (3.8 km)	PO-06a (4.1 km)	PO-06b (4.06 km)	PO-05 (4.2 km)	PO-04 (4.3 km)	PO-03 (4.47 km)
Arena M-G	2	100.10	100.00	100.00	100.00	99.95	100.00	100.00	100.00
Arena G	1	95.76	99.16	98.84	97.16	91.70	88.47	93.77	90.98
Arena Media	0.5	89.85	96.67	95.13	92.72	83.35	76.53	82.06	75.36
Arena Fina	0.25	79.56	89.11	85.89	83.39	70.79	61.39	59.70	49.35
Arena M -F	0.1	60.62	68.10	68.45	59.88	40.40	38.24	22.12	18.29
Limo G	0.05	45.93	52.42	53.81	47.48	24.80	23.42	11.23	9.36
Limo Media	0.02	35.62	35.01	37.40	20.30	24.28	14.51	10.29	8.71
Limo Fino	0.005	25.11	20.66	24.66	14.85	14.79	10.16	7.70	6.42
Arcillas	0.002	11.58	13.99	13.26	11.01	7.75	6.16	5.80	4.79

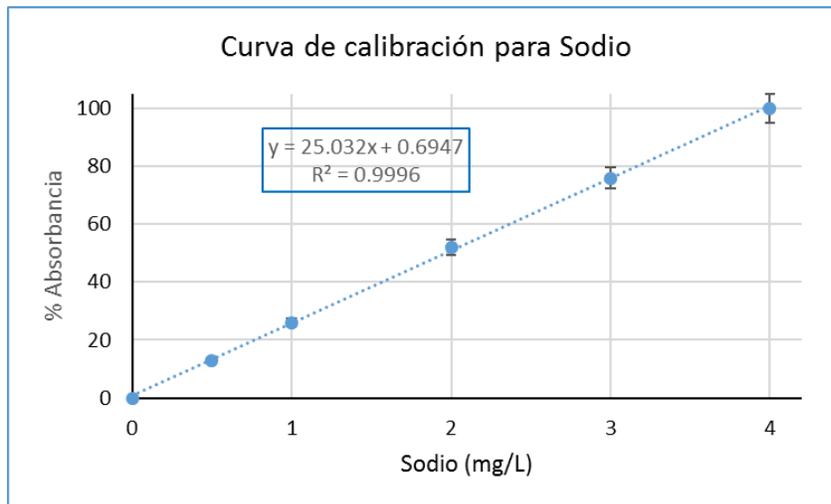
- D. Curva de calibración para magnesio, donde se utilizó una solución al 0.5% de Lantano (La) como estándar interno. Se utilizó el espectrómetro de absorción atómica Perkin Elmer 3110. usando concentraciones de 0,0.1,0.3,0.5, 0.7 mg/L de Mg.



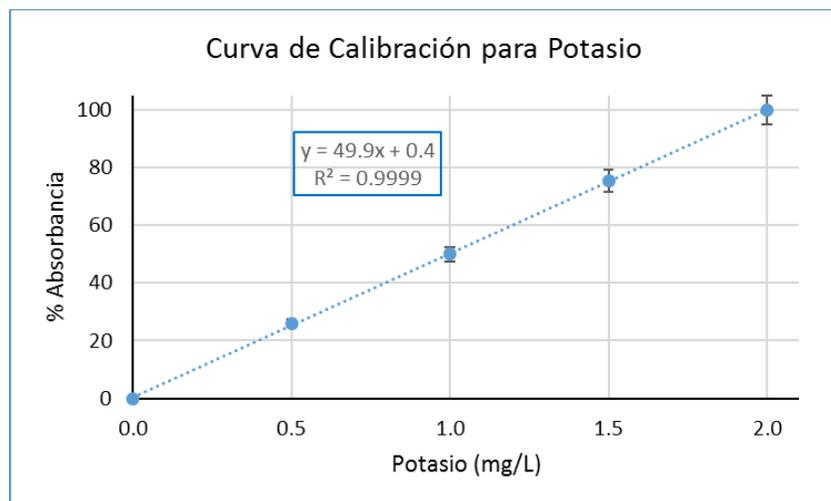
- E. Curva de calibración para magnesio, donde se utilizó una solución al 0.5% de Cerio (La) como estándar interno. Se utilizó el espectrómetro de absorción atómica Perkin Elmer 3110. usando concentraciones de 0,0.1,0.3,0.5, 0.7 mg/L de Ca.



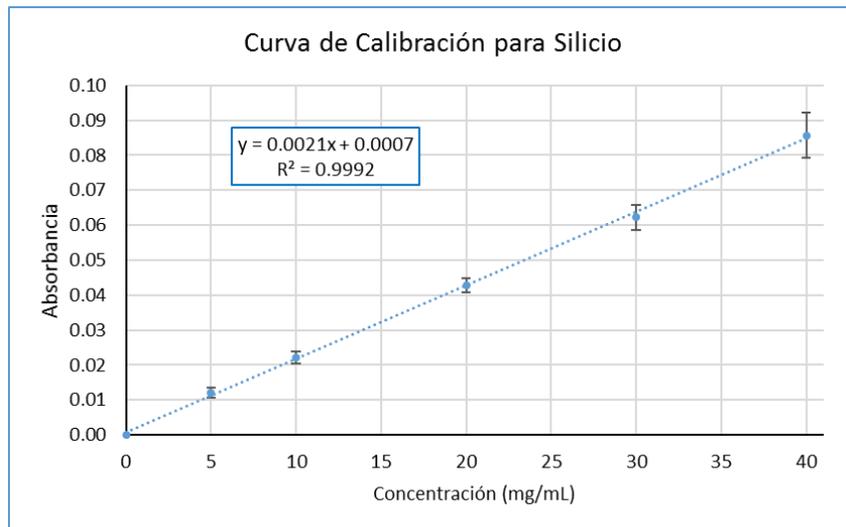
F. Curva de calibración para magnesio, donde se utilizó una solución al 0.5% de Cerio (La) como estándar interno. Se utilizó el espectrómetro de absorción atómica Perkin Elmer 3110. usando concentraciones de 0,0.1,0.3,0.5, 0.7 mg/L de Ca.



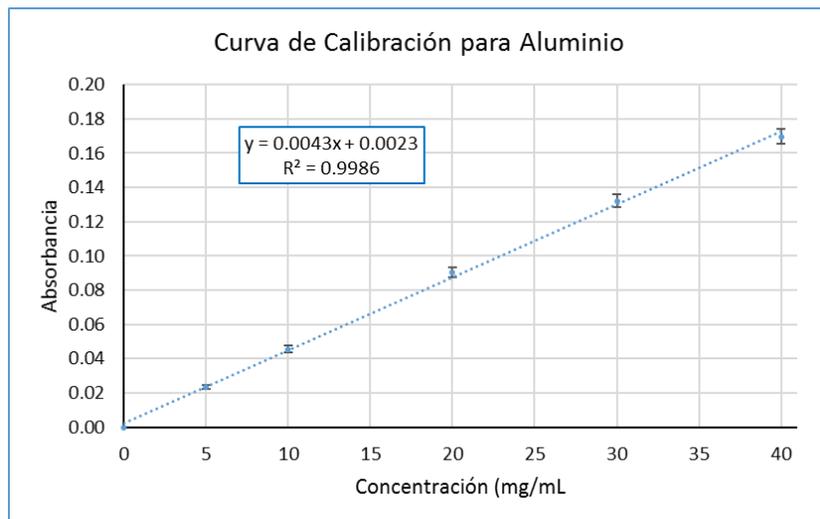
G. Curva de calibración para magnesio, donde se utilizó una solución al 0.5% de Cerio (La) como estándar interno. Se utilizó el espectrómetro de absorción atómica Perkin Elmer 3110. usando concentraciones de 0,0.1,0.3,0.5, 0.7 mg/L de Ca.



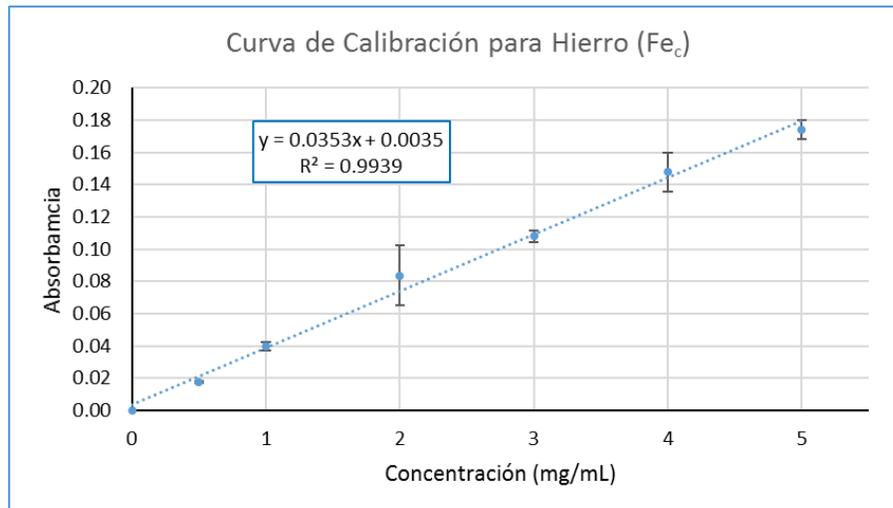
H. Curva de calibración para magnesio, donde se utilizó una solución al 0.5% de Cerio (La) como estándar interno. Se utilizó el espectrómetro de absorción atómica Perkin Elmer 3110. usando concentraciones de 0,0.1,0.3,0.5, 0.7 mg/L de Ca.



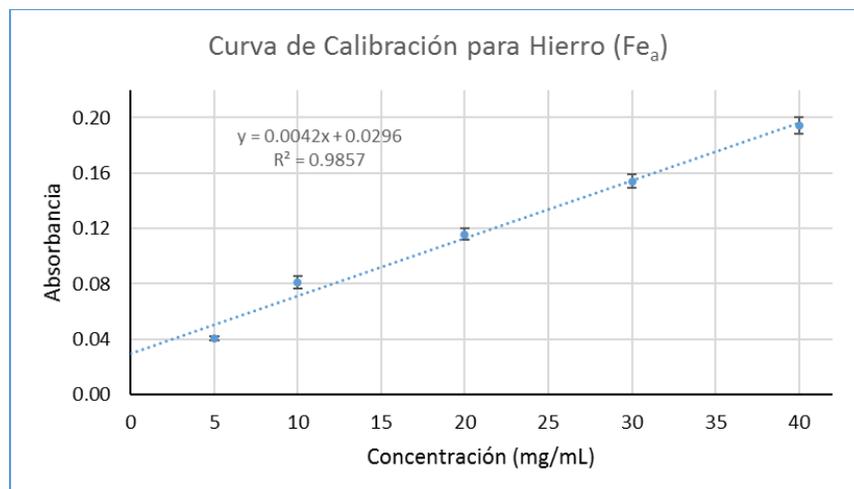
I. Curva de calibración para magnesio, donde se utilizó una solución al 0.5% de Cerio (La) como estándar interno. Se utilizó el espectrómetro de absorción atómica Perkin Elmer 3110. usando concentraciones de 0,0.1,0.3,0.5, 0.7 mg/L de Ca.



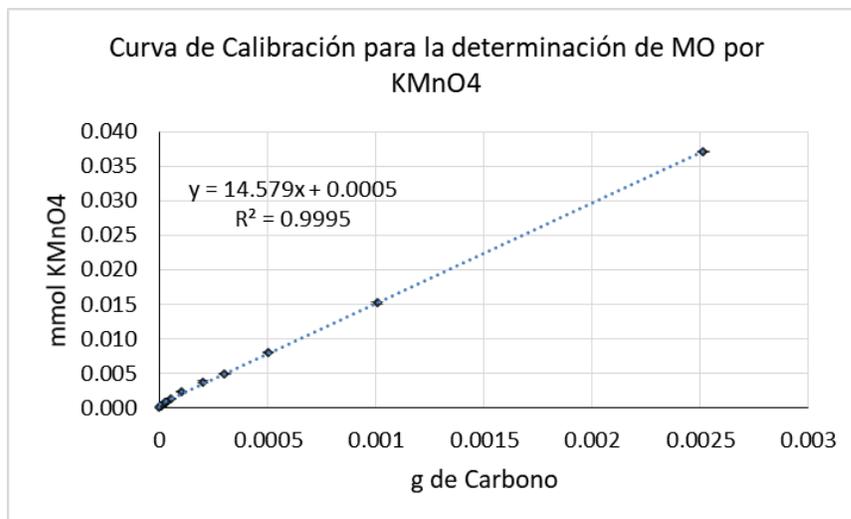
- J. Curva de calibración para magnesio, donde se utilizó una solución al 0.5% de Cerio (La) como estándar interno. Se utilizó el espectrómetro de absorción atómica Perkin Elmer 3110. usando concentraciones de 0,0.1,0.3,0.5, 0.7 mg/L de Ca.



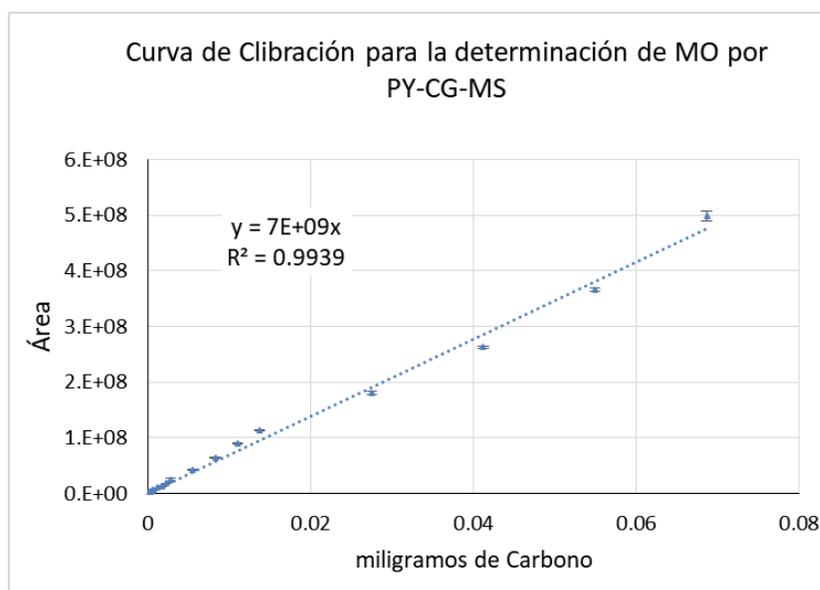
- K. Curva de calibración para magnesio, donde se utilizó una solución al 0.5% de Cerio (La) como estándar interno. Se utilizó el espectrómetro de absorción atómica Perkin Elmer 3110. usando concentraciones de 0,0.1,0.3,0.5, 0.7 mg/L de Ca.



- L. Curva de calibración para magnesio, donde se utilizó una solución al 0.5% de Cerio (La) como estándar interno. Se utilizó el espectrómetro de absorción atómica Perkin Elmer 3110. usando concentraciones de 0,0.1,0.3,0.5, 0.7 mg/L de Ca.



- M. Curva de calibración para la cuantificación de la materia orgánica por medio del método de Pirólisis-Cromatografía de Gases Espectrometría de masas.



N. Variación de la presión parcial de oxígeno y nitrógeno con respecto a la altitud, en la atmosfera de la Tierra (modificado de Gracia-Condron, J.C., 2011)

Altitud (metros)	Presión Total (kPa)	Presión (kPa) Parcial N ₂	Presión (kPa) Parcial O ₂
0	101.3	79.01	21.27
1000	89.9	70.12	18.88
2000	79.5	62.01	16.69
3000	70.1	54.68	14.72
4000	61.6	48.0	12.93
5000	54.0	42.1	11.34

Nota considerando 78%N₂ y 21% de O₂, para la atmosfera de la Tierra

O. Datos utilizados para realizar la matriz del analisis por clúster

O. Datos utilizados para realizar la matriz del analisis por clúster																												
Muestras	altitud	Perm	%H(TDR)	Mo	V	pH	Dr	Da	%Poros	arenas	arcillas	limos	Na	K	Mg	Ca	CIC	%BI	Sio	Alo	Fed	Feo	Fd/Fo	N%	%C	H%	C/N	C (MnO4)
PO-06-01	3.53	2.78	8	6.27	65.86	5.80	2.00	0.97	51.48	40.15	7.73	52.12	0.29	0.33	0.62	4.35	7.23	77.34	0.102	0.009	0.004	0.037	0.12	0.32	5.52	0.89	17.06	4.12
PO-06-07	3.69	3.30	8	6.12	71.24	5.14	1.80	0.98	45.15	39.61	4.73	55.66	0.34	0.24	0.94	8.41	5.74	172.82	0.054	0.008	0.005	0.041	0.12	0.39	7.20	0.96	18.41	5.72
PO-06-02	3.87		4	7.39	64.69	5.42	1.86	1.18	36.43	34.38	5.73	59.89	0.30	0.54	1.20	1.76	10.95	34.70	0.050	0.008	0.004	0.034	0.11	0.42	6.93	0.98	16.60	3.53
PO-06-06B	4.07	46.53	7	7.38	58.54	5.70	2.00	1.22	39.33	48.40	4.23	47.37	0.30	0.33	0.72	4.20	7.37	75.40	0.001	0.004	0.004	0.021	0.17	0.33	5.60	0.56	17.07	1.65
PO-06-06A	4.10	6.89	4	5.96	63.98	5.14	2.09	0.91	56.53	79.96	2.73	17.31	0.28	0.15	0.16	1.04	4.27	38.15	0.002	0.006	0.002	0.037	0.07	0.18	1.92	0.29	10.88	2.39
PO-06-05	4.20	47.64	10	5.78	78.91	5.16	2.18	1.03	52.73	80.80	3.73	15.47	0.38	0.13	0.17	1.07	3.82	45.60	0.018	0.003	0.002	0.016	0.14	0.18	2.14	0.40	11.85	1.44
PO-06-04	4.35	58.82	7	6.28	67.13	5.51	1.93	1.37	29.22	96.35	0.73	2.92	0.22	0.04	0.04	0.42	5.25	13.66	0.038	0.004	0.003	0.026	0.11	0.12	1.37	0.21	11.47	0.52
PO-06-03	4.46	99.90	4	5.76	71.86	5.31	2.00	1.52	23.91	92.90	1.23	5.87	0.36	0.04	0.03	0.12	4.75	11.34	0.023	0.003	0.002	0.056	0.03	0.07	0.48	0.05	7.03	0.62