

## GENESIS Y ESTRUCTURA DE LOS SUELOS ALOFANICOS EN CHILE.

Marcelo Paredes Peñafiel  
Estudiante de Postgrado mención geotécnica  
Universidad de Chile, Santiago, Chile.  
maparede@ing.uchile.cl

Ramón Verdugo Alvarado.  
Universidad de Chile, Santiago, Chile.  
rverdugo@ing.uchile.cl

### RESUMEN

Las partículas de alofán e imogolita, formadas durante la descomposición de vidrio volcánico, le confieren características especiales a estos suelos. Estas partículas poseen la capacidad de retener gran cantidad de agua, permitiendo a estos suelos alcanzar elevadas humedades naturales, reducidas densidades secas, preconsolidación química, ángulos de fricción elevados, además de presentar cambios con los procesos de secado.

### 1. INTRODUCCIÓN

Por efecto de la placa de Nazca que subducta a la placa Continental, se ha desarrollado en Chile una extensa cadena montañosa con volcanes que han depositado grandes cantidades de cenizas volcánicas, generando vastas extensiones de suelos derivados de este tipo de materiales.

La definición de ceniza corresponde a partículas menores a 2 mm de diámetro. Las cenizas pueden estar compuestas por partículas que van desde tamaño arena a tamaño coloidal. Existen depósitos de cenizas cementadas llamada *ignimbritas* y de cenizas no cementadas denominadas *tetas*.

Las cenizas volcánicas están compuestas en su mayoría por vidrio volcánico, material altamente susceptible a la alteración, que al descomponerse genera partículas que preceden la formación de arcillas. Estas partículas que son denominadas *alofanes* e *imogolitas*, son responsables de las propiedades singulares de estos suelos. En geotecnia, es común referirse a estos materiales como *suelos alofánicos*, mientras que en agronomía se les conoce como *Andosoles*.

Los suelos derivados de cenizas volcánicas que se incluyen en este trabajo corresponden a suelos que van desde Talca a Chiloé, ya que todos ellos presentan alteración del vidrio volcánico. En cambio los depósitos de cenizas volcánicas encontrados al norte de Talca, no presentan grados de alteración significativos, como ocurre con los depósitos de *pumicita* del norponiente de Santiago, donde la ceniza parental permanece prácticamente intacta.

Las partículas de *alofán* e *imogolita* poseen una estructura parcialmente cristalizada, por lo no pueden ser consideradas en el grupo de materiales denominados amorfos. En este trabajo se incluye una descripción de la morfología y estructura de suelos constituidos por estas

partículas y además se incluye, en el trabajo adjunto (Verdugo y Paredes, 2004), ensayos geomecánicos realizados en este tipo de materiales

## 2. COMPOSICION DE LAS CENIZAS VOLCANICAS.

Las cenizas volcánicas están formadas por magma pulverizado, el cual está constituido principalmente por vidrio volcánico, cristales y líticos arrancados del conducto volcánico, en menor proporción.

Los vidrios pueden ser clasificados por medio del contenido de sílice ( $\text{SiO}_2$ ) total, entregando características físicas especiales a cada uno de ellos, como por ejemplo la viscosidad. Los nombres para cada una de las composiciones son resumidos en la tabla 1.

*Tabla 1 Identificación de los diferentes tipos de vidrios volcánicos.*

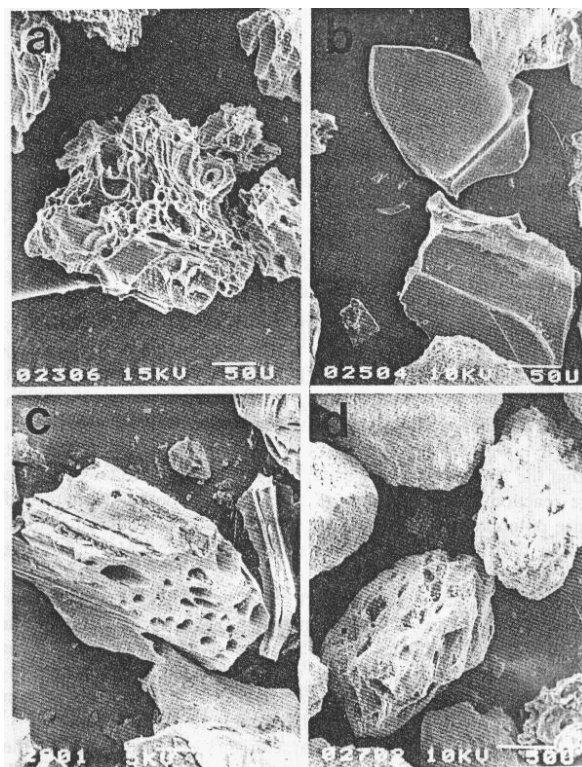
Tipo de roca	Nombre del depósito	Total $\text{SiO}_2$ (%)	Tipo de vidrio
Ácida	Riolita	100 - 70	No-coloreados
Ácida	Dacita	70 - 62	No- coloreados
Intermedia	Andesita	62 - 58	No- coloreados
Básica	Basalto andesítica	58 - 53.5	Coloreados
Básica	Basáltica	53.5 - 45	Coloreados

Un punto importante es la densidad de  $\text{SiO}_2$  contenida en los vidrios. Tal densidad es uno de los factores que controla que las partículas de vidrio puedan ser más o menos alterables frente a los procesos físicos y químicos producidos por las condiciones ambientales y topográficas del lugar. Los vidrios coloreados poseen menores densidades de  $\text{SiO}_2$  que los no-coloreados, por el cual los vidrios coloreados son mucho más alterables que los no-coloreados (Shoji, 1993). Por esto es útil separar los vidrios volcánicos en dos grandes grupos: los coloreados y los no-coloreados, tal como se indica en la tabla 1. Esta separación obedece a la composición química que presentan los vidrios volcánicos, pues vidrios volcánicos básicos entregan colores más oscuros, mientras que composiciones más ácidas entregan colores más claros. Esta identificación entre vidrios coloreados y no-coloreado, es muy útil al momento de la identificación mineralógica del producto final de alteración del vidrio volcánico en el suelo (Shoji, 1986).

La alteración del vidrio volcánico también está relacionada con los distintos tipos de morfologías presentes en las partículas. Tales morfologías son producto de la composición del vidrio volcánico que determina características como viscosidad y contenido de gases. Como ejemplo de ello, composiciones más ácidas poseen viscosidades y contenido de gases mayores a los de composiciones más básicas. Por lo tanto partículas de vidrio de composiciones más ácidas entregarán partículas de poros de gran tamaño, producto del escape de gases y de la gran viscosidad presente.

Atendiendo a las diferentes morfologías encontradas en las partículas de vidrios volcánicos, Yamada y Shoji (1983) dividieron las partículas de vidrios volcánicos en cuatro categorías: a) tipo esponja (pómez), b) tipo plato (sólidas), c) fibrosas (fiamez) y d) tipo grano. Ejemplo de estos se muestran en la Fig.1.

Un estudio realizado en variados depósitos de cenizas volcánicas del mundo, con distintas composiciones químicas y variadas condiciones climáticas (siempre con algún grado de humedad), encontró que el vidrio volcánico posee una vida media de entre 1.650 y 5.000 años, pasado este tiempo el vidrio estaba totalmente descompuesto (Ruxton, 1988).



*Fig. 1 Morfología de los cuatro tipos de vidrios volcánicos, la línea equivale a 50  $\mu$ m. Fotografía obtenida en un microscopio electrónico de barrido (SEM) (Yamada y Shoji, 1983)*

Frente a cenizas más ácidas las morfologías de las partículas serán del tipo a) o c), en cambio las composiciones más bien básicas entregan partículas de morfología semejante a la d). Las de tipo b) solo se generan cuando se reúnen dos condiciones: una gran explosión volcánica y un magma de muy alta viscosidad, ya que al explotar el volcán pulveriza estas partículas dejando solo los pedazos sólidos.

Las cenizas volcánicas están compuesta por partículas de vidrio volcánico, que poseen características como tamaños variados, gran cantidad de poros, estructura atómica amorfa, y de texturas finamente divididas. Son estas las características que permiten así explicar la rapidez de los procesos de alteración del vidrio volcánico, formando componentes de alteración con predominio de partículas de alofán e imogolitas, que en conjunto le entregan propiedades distintivas a los suelos. Junto a las partículas de alofán se encuentran las partículas de imogolitas, en mayor o menor proporción, pero siempre juntas.

Debido a la alteración de las cenizas volcánicas, producto esencialmente de la alteración del vidrio volcánico, se originan los suelos derivados de cenizas volcánicas.

### 3. TIPOS DE SUELOS DERIVADOS DE CENIZAS VOLCÁNICAS EN CHILE.

Los suelos derivados de cenizas volcánicas en Chile son variados, alguno de los principales suelos son presentados en la tabla 2.

De la tabla 2 es claro notar que no todos los suelos derivados de cenizas volcánicas son suelos alofanicos.

Todos estos suelos pueden ser reconocidos fácilmente a la vista, ya que presentan colores distintivos debido a la oxidación del hierro presente en los vidrios volcánicos. Por ejemplo, los suelos de colores rojizos se debe a óxidos de hematita, y los suelos de colores amarillentos a cafés, típico de los trumaos, es debido al óxido de gohetita y ferrihidrita.

Tabla 2 Distintos suelos derivados de cenizas volcánica presentes en Chile.

Suelos	Clasifican como:	Edad Probable (miles de años).	Suelos Alofanicos	Color
Trumaos	MH	0,5 – 20	Si	Cafés amarillentos
Ñadis	MH	10 – 20	Si	Amarillo
Pardo Arcillosos	CL	25 – 60	No	Pardos
Rojo Arcillosos	CH	80	No	Rojos
Pumicíticos	SP	465	No	Blancos o grises.
Arenosos	SP-SW	1.5	No	-

#### 4. UBICACION DE SUELOS VOLCANICOS EN CHILE.

Los suelos de origen volcánico se presentan en casi todos aquellos países en los que se tiene tectónica de placas y que presentan volcanismo activo o lo han presentando en alguna época. Los suelos derivados de cenizas volcánicas cubren aproximadamente 124 millones de hectáreas o 0.84% de la superficie terrestre y aproximadamente el 60% de estos suelos se da en países tropicales (Leamy, 1984).

En Chile los suelos volcánicos cubren más de 5 millones de m<sup>2</sup> entre la región metropolitana y la décima región. Estos pueden ser encontrados en diferentes zonas debido a los distintos medios de transportes que se generan durante el tiempo, depositándose cenizas en variados tipos de topografías, que con los años les darán características de meteorización distintas a cada suelo. Estos tipos de depositaciones fueron estudiadas por Wrigh (1964) y que a continuación se indican:

- 1.- Eólica directa o depositación sub-aérea (Suelos Ralún, Chanleufú y Caburga, Santa Bárbara).
- 2.- Aluvial (Suelos Arrayán, Vilcún, Temuco, Limanque y Pueblo Seco).
- 3.- Corrientes de barro o depositación lahárica (Suelo Victoria).
- 4.- Retransporte aéreo en forma de loess volcánico (algunos sectores del suelo Santa Bárbara y Suelo Maiten).
- 5.- Transporte glacial (Rojo arcillosos, suelos Collipulli y Fresía).

Debido a las diferentes depositaciones es posible encontrar al Sur del país, en los valles centrales, cenizas volcánicas combinadas con mucha arena o con materiales de otros tamaños tipo bolones, que por lo general se encuentran bastante alterados. También es posible encontrar depósitos de suelos volcánicos en algunos lugares de la cordillera de la costa, que han sido retransportados.

Los suelos alofanicos, como trumaos y ñadis perteneciente a ésta clase, se ubican en general de Talca a Temuco paralelos a la cordillera, y desde Temuco hacia el sur se ubican en los valles centrales y paralelos a la cordillera. Los ñadis son semejantes a los trumaos, solo que desde Temuco hacia al sur se depositaron en el valle central con topografías planas, que los hacen diferenciarse de los trumaos. En la Fig.2 se muestra la ubicación en Chile de los principales tipos de suelos volcánicos.

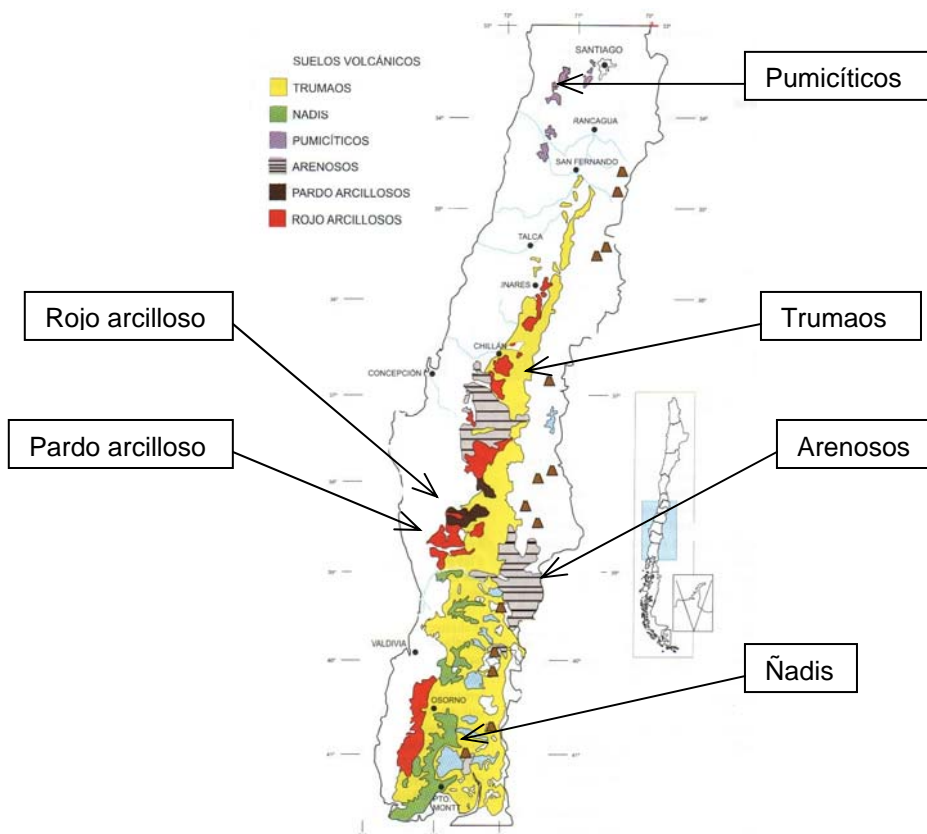


Fig. 2 Ubicación de los principales tipos de suelos derivados de cenizas volcánicas.

#### 5. FACTORES INFLUYENTES EN LA FORMACION DE LOS SUELOS ALOFANICOS.

Diferentes composiciones de cenizas volcánicas han sido estudiadas en diferentes climas, como Alaska con climas sub polares o en la Isla de Java con climas tropicales, todas estas cenizas volcánicas pueden llegar a formar suelos alofanicos, con sorprendente similitud en la mineralogía de sus arcillas, compuestas primordialmente de alofán e imogolita.

Aunque la formación de suelos alofánicos se puede desarrollar en diversos climas, existen factores que facilitan la formación de suelos alofanicos. Este tipo de factores son: precipitación, pH (en agua) del suelo, Grado de percolación (drenaje) material parental, topografía, materia orgánica, espesor de las depositaciones, temperatura y tiempo (Smeck, 1983). Los diferentes factores son explicados a continuación:

- **Precipitación:** Uno de los factores más importantes en la alteración del vidrio, es producto de la cantidad de agua que lava las superficies del vidrio, pudiendo así lixiviar gran cantidad de elementos químicos, generando así la alteración del vidrio volcánico, que origina las partículas de alofán e imogolitas. Sin precipitación es imposible generar suelos alofanicos.
- **pH:** es uno de los factores determinantes en la formación de suelos alofanicos, dándose, en general entre pH 4.9 a 7.6 (Parfitt. and Kimble, 1989).
- **Grado de percolación:** la precipitación, topografía y estructura del suelo, van de la mano con el grado de percolación. Por tal motivo existe entre los suelos trumaos y ñadis, provenientes de cenizas volcánicas semejantes, una separación mineralógica, ya que los ñadis no poseen un buen drenaje, como lo es en los trumaos, debido a que fueron depositados en topografías planas. Por esto es que en los ñadis precipitan grandes cantidades de hierro, acumulándose y formando una capa muy dura llamada *fierrillo*. Además de acumular mayores concentraciones de materiales orgánicos.

- Material parental: cenizas coloreadas favorecen la formación de alofanos, ya que este tipo de cenizas se alteran mucho más rápido y además mantienen el pH del suelo sobre 4.9, favoreciendo la formación (Kirkman and McHardy, 1980).
- Topografía: sin una buena pendiente no se permite tener flujos importantes de agua al interior de la masa de suelo, como sucede en topografías planas. El buen drenaje permite la liberación de grandes cantidades de Si del vidrio volcánico, favoreciendo la formación de suelos alofánicos.
- Materia orgánica (M.O.): si originalmente la ceniza volcánica parental al momento de la depositación se encuentra con un elevado porcentaje de materia orgánica, al descomponerse, tiende a acidificar el suelo bajando el pH bajo 4.9, lo cual inhibe la formación de suelos alofánicos.
- Sucesivas depositaciones: este punto influye cuando cenizas volcánicas recientes son depositadas sobre un suelo de mayor edad, ya que la nueva depositación reabastece de componentes químicos que son favorables a la formación de mayores cantidades de alofán e imogolita en el suelo de mayor edad.
- Temperatura: con el aumento de la temperatura, se aceleran las reacciones químicas de alteración, favoreciendo la formación de partículas de alofán e imogolita.
- Edad: se ha observado en suelos alofanicos chilenos, que los alofanos tienen un orden de vida de alrededor de 25.000 años, pasado este tiempo la mayoría de las partículas se han convertido en minerales de arcilla bien cristalizados. Por ello podemos separar entre un suelo alofánico o no alofanico por la edad del deposito.

## 6. ESTRUCTURA Y MORFOLOGIA DE ALOFANES E IMOGOLITAS.

Los elementos generados durante el proceso de alteración se inician en el vidrio volcánico, que es un material amorfo y muy inestable frente a condiciones ambientales. Luego los materiales van adquiriendo estructuras más estables, transitando por varios grados de cristalinidad, finalizando en materiales totalmente cristalinos, de un orden estructural perfecto y muy estable. Los diferentes estados de cristalinidad se presentan en la Fig.3

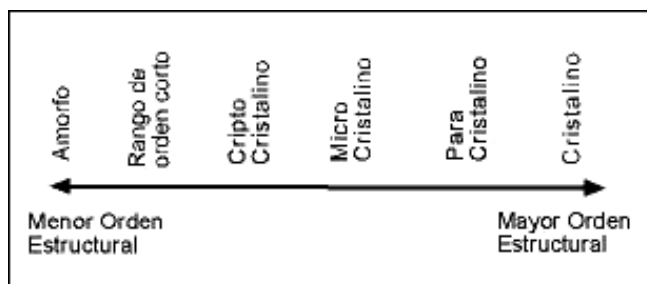


Fig.3 Grados de cristalinidad entre un material amorfo a uno totalmente cristalino.

El alofán posee una estructura cristalina de *rango de orden corto*, que significa que posee una estructura básica, pero no repetitiva. Las estructuras de los alofanos está descrita por  $(Al_2O_3)(SiO_2)*2.5(H_2O)$  (Okada, 1975). Por otro parte, la estructura de las imogolitas es más cristalina que la de los alofanos y clasifica como *para-cristalina* y su estructura queda representada por  $Al_2SiO_3(OH)_4$  (Yoshinaga, 1970). Por ello las imogolitas poseen un grado de cristalinidad mayor que los alofanes.

Las observaciones realizadas en partículas de alofán entregan dos morfologías posibles, una en forma esférica y la otra de forma de toro de revolución (con forma de picarón), cortado en una parte de la sección, formando una pequeña abertura (Paterson, 1977). Las dimensiones de las partículas son de 55 Å de diámetro externo y de 35 Å de diámetro interno y con abertura de entre 3.5 y 7 Å, en ambos casos (Henmi y Wada, 1976). En la Fig.4 se ilustran las posibles formas de estas partículas.

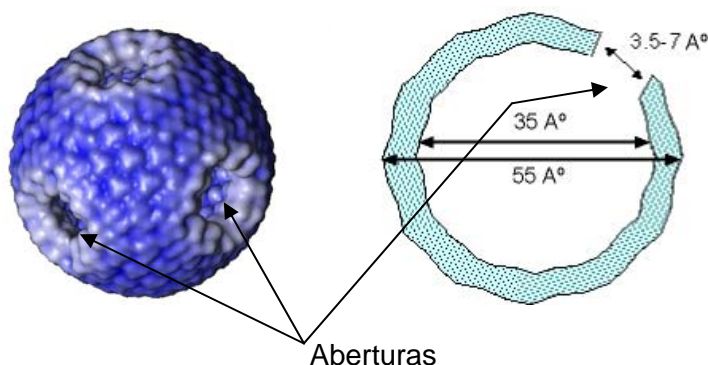


Figura 4 Morfologías posibles de alofanos e imogolitas, forma esférica (izquierda) y la forma de toro de revolución (derecha), indicando las aberturas en ambos casos (<http://web.agr.ehime-u.ac.jp/~soil/alloim.htm>).

Estas estructuras permiten que el agua ingrese al interior de las partículas, quedando adherida por enlaces atómicos, de la misma forma que el agua adherida a la superficie exterior. Además, pueden quedar moléculas de agua enlazadas en las aberturas producidas por la estructura de los alofanos.

Por otra parte, las fibras de imogolitas fueron por primera vez fotografiadas por Yoshinaga (1970) a altas resoluciones, notando que las fibras de gran tamaño observadas a bajos aumentos estaban compuestas por paquetes de fibras unitarias de imogolita, que se entrelazan entre sí formando especies de telas tejidas.

La morfología de una fibra tubular unitaria es de 20 a 30 Å ( $1\text{Å}=10^{-10}\text{m}=10^{-7}\text{mm}=10\text{nm}$ ) en diámetro externo y de 10 Å en diámetro interno. Las fibras unitarias agrupadas forman fibras de 20 a 30 nm (200 a 300 Å) de diámetro y con longitudes que pueden alcanzar los miles de nm, o que es lo mismo, unos cuantos micrones. Las separaciones entre fibras unitarias es de unos 21 a 23 Å (Cradwick 1972). La estructura de un paquete de fibras unitarias y la estructura de una fibra unitaria se ilustra en la Fig. 5.

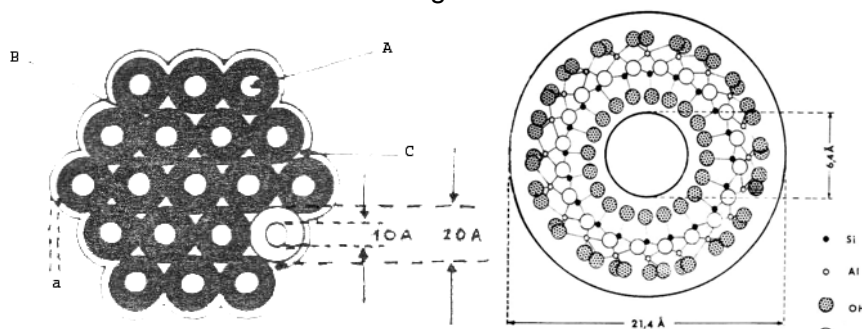


Figura 5 Paquete compuesto por fibras individuales de imogolitas, indicando todas las clases de poros existentes, como poros: A) intraunitarios, B) interunitarios, C) espacio entrefibras y D) espacios interfibras (izquierda). También se indica la estructura de una sola fibra de imogolita unitaria (derecha) (Cradwick 1972).

Al igual que con los alofanos, el agua puede ingresar en la parte interior de los tubos, puede también puede quedar entre tubos y además, quedar adherida en superficie.

La estructura atómica indicada en la Fig.6, de alofanos e imogolitas, está conformada por hojas de *gibsitas curvadas*. Las curvaturas de las hojas de gibsitas son producto de tensiones internas debido a desajustes geométricos entre hojas (Parfitt y Henmi, 1980). Esto indica la existencia de una estructura no amorfa.

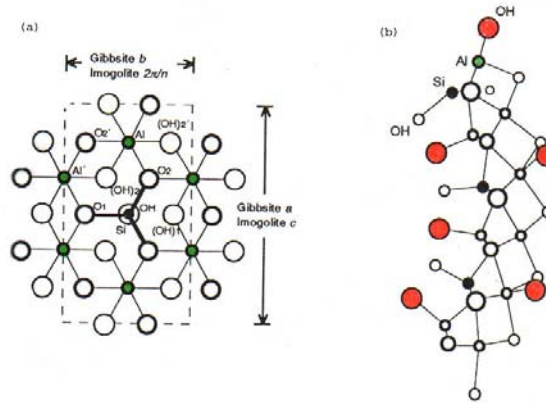


Figura 6 Estructura básica de gibsita, que compone a alofanos e imogolitas (izquierda), y la proyección de una sección longitudinal de la partícula de alofán (derecha), en formada curvada (Cradwick 1972).

En la Fig. 7 y 8 se muestran fotografías de alto aumento tomada a la fracción de tamaño arcilla perteneciente a suelos alofanicos chilenos y otra tomada en un suelo alofánico de Japón. Para la fotografía obtenida de suelos alofanicos chilenos se separaron por centrifugado las partículas bajo 1  $\mu\text{m}$ , para así poder fotografiar partículas de tamaño arcilla (bajo 2  $\mu\text{m}$ ). Se observa en ambas fotografías la morfología de partículas de alofán y fibras de imogolitas.

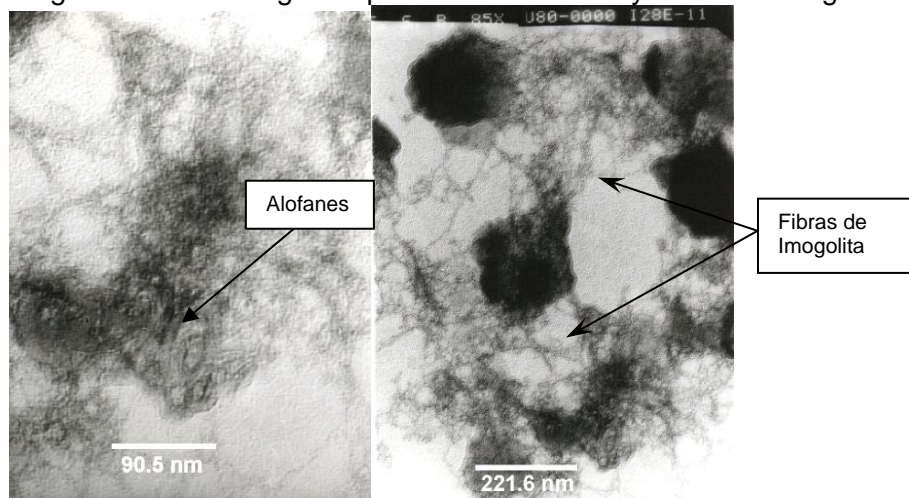


Figura 7 La fotografía muestra alofanos y fibras de imogolitas de suelos trumaos chilenos, obtenida en un TEM, suelo trumao. (Paredes, M., 2004).

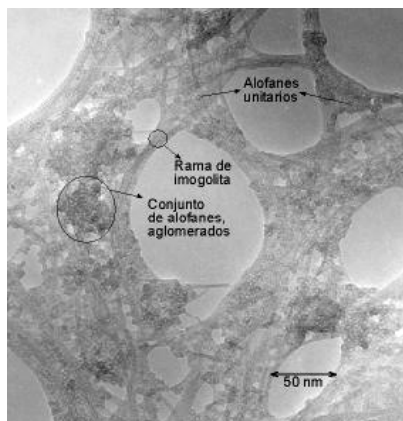
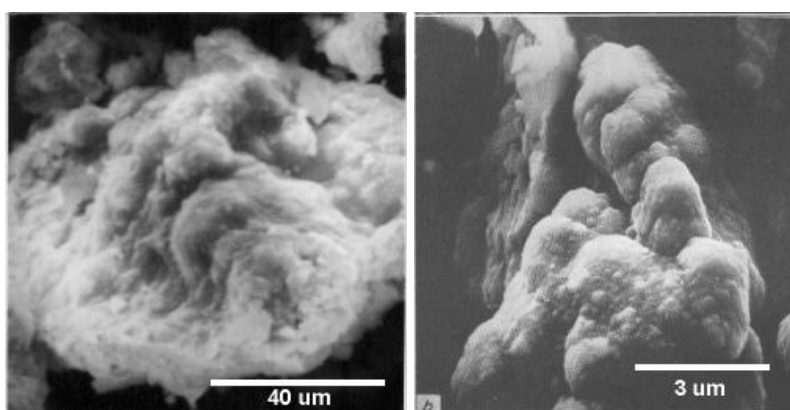


Figura 8 Fotografía obtenida en suelos alofánicos Japoneses, a mayores resoluciones, donde pueden observarse la fibras individuales de imogolitas. (Wada, 1989)



La alteración producida por la descomposición del vidrio volcánico genera este tipo de partículas, que si bien poseen tamaño arcilla, clasifican como limos, de acuerdo al sistema USCS. El gran contenido de agua almacenado en estas partículas y en la forma en que es enlazada atómicamente por alofanos e imogolitas, forman una especie de gel. Las partículas que conforman el gel son mostradas en las figuras 7 y 8.

El producto de alteración del vidrio volcánico, en un microscopio de barrido de electrones (SEM), puede verse como una especie de superficie espumosa adherida a la partícula. En la Fig.9 se presenta a la izquierda un suelo alofanico chileno (Paredes, 2004) y a la derecha un suelo alofanico japonés (Geological Institute, Bélgica, 1971). La apariencia espumosa en superficie, es la arcilla formada de la alteración del vidrio volcánico, compuesta por alofanos e imogolitas, mostradas en las Figs. 7 y 8.



*Figura 9 Partículas cubiertas por arcilla compuesta de alofán e imogolita. Muestras correspondientes a suelo alofanico chileno (izquierda) y suelo alofanico obtenido en Japón (derecha) (Paredes, M., 2004; Geological Institute, Bélgica, 1971).*

## 7. CONCLUSIONES.

- Los suelos alofánicos cubren parte importante de nuestro país. Existen desde Talca a la Isla de Chiloé y de precordillera hasta la cordillera de la costa. Aparecen en zonas cercanas a la cordillera de la costa como resultado de la acción del viento del “puelche” que soplan de oriente a poniente y que son predominantes desde Temuco al sur.
- Los suelos alofánicos son encontrados con frecuencia mezclados con otros tipos de materiales como bolones y arenas (muchas veces bastante alterados), debido al retransporte que finalmente llevó a su depositación final.
- No todos los suelos derivados de cenizas volcánicas pertenecen a la categoría de suelos alofánicos. Para que un suelo sea identificado como tal debe contener proporciones considerables de partículas de alofán e imogolitas en la fracción arcilla. Estas nacen de la alteración de las partículas de vidrios volcánicos, que mayoritariamente componen estos suelos.
- Los suelos alofánicos se presentan con una fuerte influencia de la composición mineralógica inicial. Son suelos expuestos a alteración química y física de sus partículas, que se ven modificadas en el tiempo, generándose otra microestructura que controla su comportamiento.
- Las partículas de alofán e imogolitas poseen una estructura atómica básica inestable, ante factores físicos y químicos de alteración. Con el tiempo se transforman finalmente en arcillas bien cristalizadas.
- La morfología presente en este tipo de estructuras difiere bastante a la encontrada en las arcillas conocidas. Los alofanos poseen formas esféricas huecas de tamaños muy pequeños que caen muy por debajo del tamaño arcilla (bajo 2 µm). Por otra parte encontramos las imogolitas que son fibras semejantes a cabellos, que crecen alcanzando

muchas veces longitudes de varias micras. Estas fibras rompen así con el concepto clásico de partículas, usado en la mecánica de suelos.

- Su morfología permite que las partículas puedan retener gran cantidad de agua. Como resultado, existen dos tipos de agua, una interna a la partícula y otra intersticial entre partículas. Al retirar el agua interna se hace imposible volver a recuperar la hidratación inicial, ya que los huecos colapsan, no pudiendo recuperarse.
- Los alofanos e imogolitas producen características inusuales en estos suelos, generando un comportamiento geomecánico diferente al convencional de la mecánica de suelos. Las propiedades particulares proporcionadas por ambos tipos de partículas son analizadas en otro artículo que acompaña a este (Verdugo y Paredes, 2004).

### BIBLIOGRAFIA.

1. Cradwick, P.D.G., Farmer, V.C., Russell, J.D., 1972. "Imogolite, a hydrated aluminium silicate of tubular structure". *Nature Phys. Sci.* 240.
2. Henmi, T. and Wada, K., 1976. "Morphology and composition of allophone". *Am. Miner.*, 61.
3. Kirkman, J.H. and McHardy, W.J., 1980. "A comparative study of the morphology, chemical composition and weathering of rhyolitic and andesitic glass". *Clay Minerals*, 15.
4. Leamy, M.L., 1984. "Andisols of the world", In: Congreso internacional de suelos volcánicos, Comunicaciones, Universidad de la Laguna Secretariado de Publicaciones, serie informes 13, p.368-387.
5. Odre, A.P.W., Green, B.E. and Lowe D.J., 1990. "A two-stage model for the formation of clay minerals from tephra-derived volcanic glass". *Clay Minerals*, 25:313-327.
6. Okada, K.S., Morikawa, S., Iwai, S., Ohira, Y. and Ossaka, J., 1975. "A structural model of allophone". *Clay Science*, 4.
7. Paredes, M (2004). "Comportamiento geotécnico de suelos derivados de cenizas volcánicas", Tesis de Magíster, Universidad de Chile.
8. Parfitt, R.L. and Henmi, T., 1980. "Structure of some allophanes from New Zealand". *Clays clay Minerals*, 28, p.285-294.
9. Ruxton, B.P., 1988. "Towards a weathering model of Mount Lamington ash, Papua New Guinea". *Earth-Sci.Rev.*, 25, p.387-397.
10. Parfitt, R.L. and Kimble, J.M. 1989. "Conditions for Formation of Allophane in Soils". *Soil Science Society American Journal*. Volumen 53, p. 971-977
11. Paterson, E., 1977. "Specific surface area and pore structure of allophanic soil clay". *Clay minerals*, 12, p.1-9.
12. Shoji, S., 1986. "Mineralogical characteristics. I. Primary minerals". In: K.Wada (editor), *Andosols in Japan*, Kyushu University Press, Fukuoka, Japan, pp.21-40.
13. Shoji, S., Nanzyo, M., Shirato, Y. and Ito, T., 1993. "Chemical Kinetics of weathering in young Andisols from northeastern Japan using  $10^9$  C-normalized soil age". *Soil Sci.*, 155:53-60.
14. Smeck, N.E., Runge, E.C.A and Mackintosh, E.E., 1983. "Dynamics and genetic modelling of soil systems". "Pedogenesis and soil taxonomy, 1". "Concepts and interactions". Elsevier, Amsterdam-Oxford-New York, *Developments in soil science* 11A, p.51-82
15. Verdugo, R. y Paredes, M., 2004. "Comportamiento geomecánico de suelos alofánicos". V congreso chileno de Ingeniería geotécnica.
16. Wada, K., 1989. "Allophane and imogolite". Chapter 21 of *minerals in soil environments* (2<sup>nd</sup> Edition) SSSA Book series No.1, p.1051-1087.
17. Wright, C.A., 1965. "The volcanic ash soils of Chile". Report to the Government of Chile. FAO (Roma), Rep. N° 2017.201
18. Yamada, I. and Shoji, S., 1983. "Properties of volcanics glasses and relationships between the properties of tephra and volcanics zones". *Jap.J.Soil Sci.Plant Nutr.*, 54: 311-318.
19. Yoshinaga, N., 1970. "Imogolite, a new chain-structure type clay minerals". *Nendokagaku*, 9.
20. <http://web.agr.ehime-u.ac.jp/~soil/alloim.htm>.