



## **ANTECEDENTES DE ALOFÁN Y OTROS MINERALES EN SUELOS DERIVADOS DE CENIZAS VOLCÁNICAS DEL SUR DE CHILE**

Mauricio A. Hermosilla Sotomayor  
Departamento de Ingeniería de Obras Civiles  
Universidad de la Frontera  
[mhermo@ufro.cl](mailto:mhermo@ufro.cl)

### **RESUMEN**

Se presenta una metodología para la identificación del mineral de alofán en muestras de suelos del sur de Chile, se analiza su génesis de formación, se determinan su peso unitario, relación de vacíos, humedad y límites de Atterberg en estado natural y en estado seco al horno, comparándolas con evidencias internacionales de suelos similares. Se confrontan resultados, en relación a la cantidad de minerales de arcillas que constituyen el suelo y se analiza su grado de alteración química.

**1.0 INTRODUCCIÓN.** El nombre que recibe el mineral secundario conocido como Alofán proviene del griego y significa “aparecer” u “otro” en referencia al cambio frecuente que experimenta desde un material de apariencia vítrea a otro terroso de acuerdo al grado de hidratación. Uno de los primeros trabajos específicos sobre alofán en cenizas volcánicas fue “Allophane in volcanic ash soils” (Birrell y Fieldes 1952), mientras que en Chile este mineral comenzó a ser investigado por Besoain en 1957.

El alofán es un componente de la fracción coloidal de los suelos derivados de cenizas volcánicas recientes y se ha observado que tiene influencia sobre las propiedades físicas de éstos (Wesley 1998). Este mineral, más que una especie, representa una serie de minerales muy afines.

El comportamiento de estos suelos “alofánicos” difiere de la estudiada en la mecánica de los suelos tradicionales. Esto se debe a que los minerales de alofán e imogolita formados durante la descomposición del vidrio volcánico, tienden a ser un material susceptible a la alteración, entregando así características particulares en el comportamiento de este tipo de suelos (Paredes 2005).

La caracterización de estos suelos derivados de cenizas volcánicas requiere una metodología distinta de la clásica utilizada para el sistema unificado de clasificación de suelos (USCS). Así mismo, los criterios de diseños habituales resultan insuficientes en presencia de alofán y otros minerales derivados de la alteración del vidrio volcánico tales como la imogolita, protoalofanes y para – alofanos.

**2.0 SUELOS VOLCÁNICOS EN EL SUR DE CHILE.** Por condiciones de índole geológica, nuestro país posee una gran actividad volcánica, la que se ve reflejada en los suelos de prácticamente todo el territorio nacional. Los factores climáticos y topográficos no son uniformes a lo largo de nuestro territorio, además las épocas geológicas en que se deposita las cenizas ha sido intermitente en el tiempo, quedando expuestos a diferentes tiempos de alteración y al continuo rejuvenecimiento producto de las incesantes nuevas depositaciones.

Estos factores son precisamente los que permiten agrupar los suelos volcánicos en seis grupos, con características y propiedades definidas: trumaos, ñadis, rojo arcilloso, pardo arcilloso, suelo arenoso y suelo pumítico, todos ellos provenientes de materiales piroclásticos y formas re transportadas relacionados principalmente con la abundante actividad volcánica del Cuaternario, junto con las acciones glaciales del Pleistoceno, los sedimentos glaciales, fluvio-glaciales y fluviales, tienen una relación directa con la actividad volcánica. Estos sedimentos, llenaron la

depresión longitudinal y alcanzaron espesores entre 500 y 2000 m, se alternan con potentes depósitos laháricos.

Con respecto a los suelos volcánicos, es posible clasificarlos de acuerdo al grado de transformación del material parental en alterados y no alterados, tal como se ilustra a continuación:

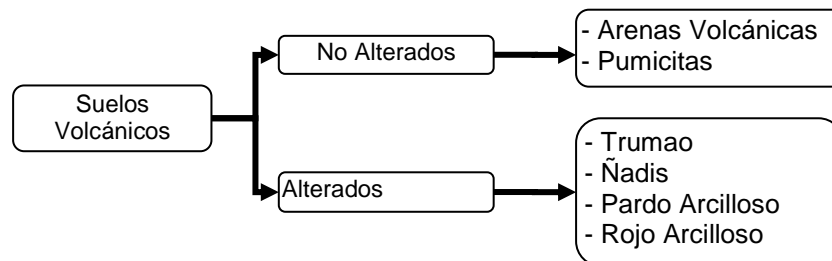


Figura 1: Esquema clasificación de los suelos volcánicos

La zona climática de Chile que posee la capacidad de alterar los depósitos de cenizas volcánicas se encuentra en la zona húmeda. La zona semiárida no es capaz de alterar las cenizas lo suficiente como para llegar a formar partículas alofánicas.

Los suelos volcánicos alterados poseen diferencias entre ellos producto del tiempo que han estado expuestos a la alteración, tiempo que es determinado por la edad del depósito. Se estima que las partículas de alofán e imogolita poseen una vida media de aproximadamente 25.000 años, pasado este tiempo la arcilla alofánica da paso a partículas de arcilla cristalinas, que en general en Chile, son del tipo haloisitas. Dentro de este rango de tiempo solo se encontrarían los suelos trumaos y los ñadis (Paredes 2005).

Sin embargo, es complejo precisar el tiempo de transformación de alofán en minerales cristalinos como la haloisita, por ejemplo:

- En suelos japoneses depósitos con haloisita datan de 6000 a 10000 años (Wada y Aomine, 1973)
- Así mismo, Aomine 1966, ha evidenciado en Japón, la transformación de alofán en haloisita entre 8000 a 9000 años
- Besoain 1969, estima que en suelos chilenos con clima mediterráneo, el alofán persiste entre 18000 a 22000 años, luego comienza a cambiar su estructura.
- En Costa Rica las arcillas esencialmente alofánicas con edad probable de 13000 años, contienen también haloisita (Besoain 1972)
- Bajo condiciones tropicales, en las Antillas, se han transformado íntegramente en haloisitas en un periodo de 4000 años (Hay 1960)
- En Nueva Guinea, la haloisita se ha encontrado en cenizas volcánicas de 300 a 2000 años (Bleeker y Parfitt, 1974)
- En Nueva Zelanda en cenizas de 20000 a 42000 años bajo diferentes niveles de precipitación (Parfitt, Russel y Orbell, 1983) evidenciaron que el contenido de alofán aumentaba y el de haloisita disminuía con el incremento de las precipitaciones y el lavaje a través del suelo. Dichos autores consideran en este caso que el clima y el material parental jugaba un rol más importante que el tiempo de alteración.
- La incorporación de cenizas frescas sobre un suelo ya formado, ejerce influencia sobre los horizontes subyacentes, especialmente porque determina un mayor abastecimiento de sílice que estimula, a su vez, la formación de haloisita y otros minerales a partir del alofán (Besoain, 1985).

Por lo anterior, resulta evidente que estas grandes diferencias de edad en las cuales puede formarse haloisita implica un problema de mineralogénesis, esto es, si la haloisita debe formarse necesariamente a partir del alofán cuando reacciona con soluciones ricas en sílice, o si los vidrios y feldespatos pueden alterarse directamente en haloisitas.

En general, y en relación a la cualificación de minerales secundarios que se presentan en los suelos derivados de cenizas volcánicas, podemos destacar lo siguiente:

- Los trumaos presentan alofán, componentes para - alofánicos e imogolitas, siendo frecuente la presencia de minerales primarios (cristobalita, plagioclasa, etc.)
- El ñadis se destaca por su capa de fierrillo (óxido de hierro, manganeso y sílice responsable del mal drenaje), poseen principalmente alofán y elementos para - alofánicos, haloisita en bajas proporciones. También posee cristobalita, gibbsita y sílice opalinas
- Los suelos rojo arcillosos, a diferencia de los trumaos y los ñadis no son claramente estratificados encontrándose en relieves ondulados. Sus perfiles son profundos hasta 4 m. Están dominados por haloisitas o formas de "fiare clay" (Besoain y Gonzalez 1977). Poseen algo de alofán sobre todo en el horizonte superficial.
- Los suelos pardos arcillosos poseen propiedades intermedia entre los trumaos y los rojo arcillosos y en algunos sectores presentan arcillas alofánicas y haloisitas en cantidades similares (Besoain y Gonzalez 1977)

Inclusive la fracción de arcilla de los suelos no alterados tales como las pumicitas, poseen haloisitas, componentes para - alofánicos y minerales tales como esmectita, albita y cuarzo (Gonzalez y Besoain 1976).

**3.0 DETERMINACIÓN DE ALOFÁN Y OBTENCIÓN DE PROPIEDADES GEOTECNICAS.** Se presenta una breve descripción del procedimiento para la obtención de alofán mediante Disolución Selectiva. La determinación del alofán, fue realizada en los laboratorios del Departamento de Agroindustria de la Universidad de la Frontera, siendo esto, una de las partes fundamentales de este trabajo, debido a que no existe un procedimiento normado para determinar la cantidad de alofán en un suelo. En este aspecto, fue fundamental el apoyo de profesionales especializados en el área química y mineralógica. Las muestras de suelo y resultados de los ensayos geomecánicos, fueron obtenidos en el Laboratorio de Mecánica de Suelos del Departamento de Obras Civiles de la Universidad de la Frontera. Los procedimientos de los ensayos geomecánicos son conocidos. Se citan las normas y se presenta un compendio de los resultados de todos los ensayos realizados a las 98 muestras de suelo.

**3.1 PROCEDIMIENTO PARA LA DETERMINACIÓN DE ALOFÁN MEDIANTE DISOLUCIÓN SELECTIVA (DS).** El alofán e imogolita son minerales que casi siempre se encuentran en conjunto (Paredes 2004). En el presente trabajo se menciona como alofán a la cuantificación de ambos minerales. De acuerdo a las metodologías empleadas para la determinación del alofán, los ensayos pueden separarse en ensayos físicos y/o ensayos químicos. El método de ensaye químico que nos permite cuantificar el alofán es el método de DS que primeramente fue realizado por el principal investigador de la mineralogía de los suelos chilenos, el agrónomo Eduardo Besoain. Su forma de ejecución fue heredada por Angélica Sadzawka, ambos reconocidos investigadores del Inia, La Platina, Santiago de Chile.

La DS indica que junto al alofán e imogolita existen los componentes para - alofánicos y que, en muchos casos, son más abundantes que el alofán (Sadzawka y Besoain 1981). El método de DS, consiste en la determinación de la cantidad de alofán en forma indirecta a través de la cuantificación de sílice y aluminio extraídos del suelo por solución de oxalato ( $\text{Si}_0$  y  $\text{Al}_0$ ). Para la ejecución de esta técnica es necesario contar con un shaker que permita mover las muestras en 200 golpes por minuto (ver Figura 2a), una centrífuga de más de 15000rpm (Figura 2b), o una centrífuga de 3000rpm más un súper floculante, y el más complejo, un espectrofotómetro de absorción atómica, con las respectivas lámparas de aluminio y sílice (Figura 2c).

Primero se secaron y tamizaron las muestras en el laboratorio de Mecánica de Suelos del Departamento de Ingeniería de Obras Civiles, luego se prepararon todas las soluciones y se hizo la aplicación de reactivos en el laboratorio del Instituto de Agroindustria, una vez terminado, se agitaron y centrifugaron las muestras, para finalmente diluir y leer las cantidades de  $\text{Al}_0$  y  $\text{Si}_0$  en el

equipo espectrofotómetro de absorción atómica del laboratorio de Alimentos del Instituto de Agroindustria.

Según procedimientos técnicos de laboratorios químicos, se trabajó cada grupo de muestras con una muestra de referencia para corroborar los resultados que se obtendrían. Las muestras de referencia fueron enviadas para su análisis de laboratorio al INIA La Platina. También se utilizó un blanco, que es una muestra que no tiene suelo, solo reactivos predeterminados. Además, se trabajó por cada muestra, una muestra duplicada, es decir, por cada muestra de suelo, se hacen dos muestras para analizar. Este duplicado incluye a la muestra de referencia y el blanco. Se procedió a la lectura en el equipo espectrofotómetro de absorción atómica y luego, con la razón de las cantidades de  $Al_0$  y  $Si_0$ , se obtuvo un factor “F” tabulado por Parfit (1990). Finalmente mediante la ecuación (3.1), a través de la cantidad de Si extraído por oxalato y el factor “F” de Parfit, se determinó la cantidad final de alofán.

$$Alofán(\%) = Si_{oxalato}(\%) \cdot F \quad (3.1)$$



Figura 2: Equipos utilizados en la determinación de alofán.  
(a) Agitador reciproco – (b) Centrífuga de alta revolución – (c) Espectrofotómetro de absorción atómica.

**3.2 DETERMINACIÓN DE PROPIEDADES GEOTÉCNICAS y COMPARACIÓN DE RESULTADOS.** Se realizaron de ensayos de campo y laboratorio normados, tales como: densidad natural del suelo,  $\gamma_w$ , densidad natural seca del suelo,  $\gamma_s$ , humedad natural del suelo,  $\omega_n$ , gravedad específica del suelo,  $G_s$  y límites de Atterberg y clasificación,  $L_L$ ,  $L_P$ , IP, secado al horno y a humedad natural. Se presenta en la tabla 3.1 un resumen del análisis para las muestras de suelo más representativas de un total de 98 muestras analizadas. Las muestras fueron extraídas de las zonas urbanas y proximidades de Temuco, Valdivia y Osorno.

Tabla 3.1: Variables obtenidas mediante ensayos geotécnicos y químicos. Las muestras M-1 y M-2 (Valdivia) fueron validada por el INIA La Platina arrojando valores de alofán de 18 y 10% respectivamente.

Ensayos Geotécnicos														Ensayos Químicos					
		Coordenadas UTM		Ensayos Básicos					Horno			Natural			Alofán				
Muestr.	Prof. M	longitud	latitud	$\gamma_w$	$\gamma_d$	$\omega_n$	$G_s$	Clasif.	$L_L$	$L_P$	IP	$L_L$	$L_P$	IP	Alo	Sio	Alofán		
	[m]	Huso 18 - Datum WGS84		[T/m3]	[T/m3]	[%]	[--]	USCS	[%]	[%]	[--]	[%]	[%]	[--]	[%]	[%]	[%]		
M-1	1,8	39° 49' 51 S	073° 16' 8 W	1,24	0,70	76,20	3,09	MH	66	55	11	142	92	50	4,60	1,84	18,40		
M-2	1,9	39° 49' 58 S	073° 15' 59 W	1,42	0,88	61,60	2,82	MH	50	39	11	107	71	36	2,71	1,03	10,30		
M-15	1,55	39° 51' 03 S	073° 12' 47 W	1,37	0,92	48,60	----	MH	70	62	8	121	89	32	5,44	2,66	18,63		
M-19	2,1	40° 34' 12 S	073° 10' 31 W	1,56	1,25	25,00	2,96	MH	39	32	7	50	35	15	0,07	0,03	0,30		
M-25	6,8	38° 51' 33 S	72° 37' 16 W 79mts. S/N/M	1,32	0,72	82,90	3,04	MH	54	50	4	155	69	86	2,07	1,27	7,61		
M-26	3,6	38° 51' 35 S	72° 37' 17 W 80mts. S/N/M	1,34	0,67	100,20	2,69	MH	64	51	13	137	72	65	1,81	1,51	7,57		
M-29	1,5	38° 51' 35 S	72° 37' 17 W 80mts. S/N/M	1,55	1,07	45,60	----	MH	54	46	8	93	57	36	0,86	0,46	3,19		
M-30	0,7	38° 51' 33 S	72° 37' 16 W 79mts. S/N/M	1,09	0,78	40,10	----	MH	63	55	8	90	65	25	4,32	2,53	15,16		
M-31	5,25	38° 51' 33 S	72° 37' 16 W 79mts. S/N/M	1,24	0,64	92,90	----	MH	56	48	8	154	81	73	3,02	2,23	13,37		
M-33	5	38° 51' 33 S	72° 37' 17 W 80mts S/N/M	1,31	0,65	100,50	----	MH	52	43	9	176	87	89	2,08	1,61	9,65		
M-40	0,77	41° 06' 32 S	73° 02' 41 W 154mts. S/N/M	1,34	0,67	99,40	----	MH	75	56	19	158	106	52	6,43	3,10	21,71		
M-43	1,40	39° 49' 05 S	73° 14' 57 W 15mts S/N/M	1,42	0,91	55,10	3,01	MH	62	38	24	70	46	24	0,49	0,29	1,76		
M-47	0,5	39° 48' 27 S	73° 15' 57 W 1mts S/N/M	1,46	1,09	33,90	----	ML	Ind.	Ind.	N.P	64	46	18	3,63	1,95	13,66		
M-49	2,45	39° 48' 27 S	73° 15' 57 W 1mts S/N/M	1,51	1,03	46,90	----	ML	Ind.	Ind.	N.P	86	43	43	2,86	1,17	11,66		
M-73	2,05	40° 16' 39 S	73° 04' 52 W	1,54	1,11	39,10	----	SM	61	41	20	84	48	36	0,39	0,24	1,46		
M-82	2,5	40° 35' 49 S	073° 07' 12 W	1,49	1,11	33,80	----	MH	54	34	20	81	47	34	0,61	0,39	2,36		

Al igual que Lizcano, Herrera, Santamarina, (2006), podemos destacar que las propiedades distintivas de los suelos estudiados son: baja densidad seca, alta plasticidad (sobre todo en estado natural), alta capacidad de retención de agua y valores de índices de vacíos predominantemente altos. Sin embargo, la propiedad singular de los suelos chilenos es el elevado peso específico relativo  $G_s$ . Los valores típicos de las propiedades índices de los suelos derivados de cenizas volcánicas en Chile en comparación con los existentes en otros países se presentan en la Tabla 3.2.

Tabla 3.2: Valores de las propiedades índices de suelos volcánicos de Chile comparados con otros países.

Propiedades.	Chile		Colombia		Otros Países			
G <sub>s</sub>	2.67 - 2.79 2.57 - 3.09	[29] [30]	2.47 - 2.65 1.92 - 2.67 2.50 - 2.67	[4] [7] [28]	2.58 - 2.59 2.67 - 2.74 2.28 - 2.65		Ecuador Japón Fiji	[13] [11] [7]
e <sub>o</sub>	0.89 - 3.73 0.98 - 4.97	[29] [30]	2.0 - 7.0 1.1 - 1.9 2.0 - 2.7 0.88 - 3.62 1.3 - 3.8	[3] [21] [4] [1] [28]	2.4 - 5.3, 1.5 - 8 1.9 - 4.1 alófana predominante 3.0 - 5.7, 1.0 - 6.1 1.8 - 6.6		Indonesia India Japón Java	[25,27] [20] [6,9] [22]
W <sub>o</sub>	52 - 126% 25 - 122%	[29] [30]	80 - 200% 16 - 90% 29 - 119%	[3] [1]	50 - 300% 50 - 100% 102 - 205%, 40 - 50%, 27 - 184%		Indonesia India Japón	[27] [19] [6,11,9]
W <sub>L</sub>	62 - 160% 40 - 186%	[29] [30]	52 - 64% 60 - 70% 120 - 250% 37 - 117%	[4] [12] [15] [28]	70 - 110% haloisita predominante 85 - 190% alófana predominante 95 - 107% haloisita predominante 156 - 165% alófana predominante 179 - 187% 80 - 213% 72 - 159%, 31 - 40% 105 - 107%		Indonesia Indonesia Nueva Guinea Nueva Guinea Indonesia India Japón Ecuador	[25] [25] [10] [10] [26] [19] [18,11] [8]
W <sub>p</sub>	32 - 102% 28 - 133%	[29] [30]	27 - 33% 45 - 50% 70 - 150% 25 - 90%	[4] [12] [15] [28]	55 - 75% haloisita predominante 65 - 150% alófana predominante 65 - 73% haloisita predominante 119 - 129% alófana predominante 139 - 149% 40 - 100%, 17 - 20% ~60%		Indonesia Indonesia Nueva Guinea Nueva Guinea Indonesia Japón Ecuador	[25] [25] [10] [10] [26] [18,11] [8]
γ <sub>d</sub> KN/m <sup>3</sup>	5.6 - 8.5 5.9 - 12.50	[29] [30]	8.70 (limo arenoso) 10.7(arena limosa) 7.0 - 8.4 4.5 - 13.8 5.7 - 13.8	[21] [21] [4] [1] [28]	4.0 - 7.2, 3.8 - 12.8 7.9 - 9.8 4.3 - 7.6		Japón Fiji Java	[6,9] [7] [22]
Arena Limo Arcilla	-- -- 4%	[29]	5 - 40% 55- 70% 5 - 22%	[28]	0 - 30%* 52 - 76%* 21 - 42%*	25 - 59%** 23 - 51%** 17 - 19%**	*Nueva Zelanda  ** West Indies and Japón	[20]  [24]

Referencias: [1] Arango, 1993. [2] Benavides, 1982. [3] Forero et al., 1999. [4] IGAC, 1996. [5] Johnson-Maynard et al., 1997. [6] Kitazono et al., 1987. [7] Knight, 1986. [8] Mendoza, 1985. [9] Miura, 2003. [10] Moore and Styles, 1988. [11] Moroto, 1991. [12] Olarte, 1984. [13] O'Rourke and Crespo 1988. [14] Parfitt and Kimble, 1989. [15] Rivera J.D., 2003. [16] Rouse, 1986. [17] Shoji et al., 1993. [18] So, 1998. [19] Rao, 1995. [20] Rao, 1996. [21] Terlien, 1997. [22] Van Ranst et al., 2002. [23] Wada, 1990. [24] Warkentin and Maeda, 1974 [25] Wesley, 1977. [26] Wesley, 2001. [27] Wesley, 2003. [28] Lizcano, Herrera, Santamarina, 2006. [29] Paredes, 2004. [30] Este estudio.

Con relación al mineral de alofán determinado en la tabla 3.1, se puede inferir claramente que el porcentaje de alofán varía de 0.30% (M-19 Osorno) a 21.71% (M-40 Frutillar), donde aproximadamente el 75% de las muestras ensayadas contiene cantidades de alofán menores a 10%. Estos rangos, en relación al bajo contenido de alofán, se presentan también en el análisis de DS, realizado por Besoain et al., (1999), en 13 muestras de suelos ubicados en las cercanías de Chiloé continental, Región de Los Lagos. Esto es:

Volcán Hornopirén: % de alofán entre 1.1 y 4.0

Volcán Apagado (Ñico y Pululil): % de alofán entre 2.8 y 10.4

4.0 ANÁLISIS Y CONFRONTACIÓN DE RESULTADOS. Wesley (1973) realizó una gran cantidad de ensayos en suelos alofánicos, encontrando una tendencia y ubicándose todos bajo la línea A y clasificando como MH, tal como se aprecia en la Figura 3.

Así mismo, otros investigadores han observado que la ubicación de los suelos alofánicos en la carta de plasticidad coincide con lo observado por Wesley (Moore & Styles, 1988) en Papua New Guinea y en Japón (Suzuki & Kitazono, 1998).

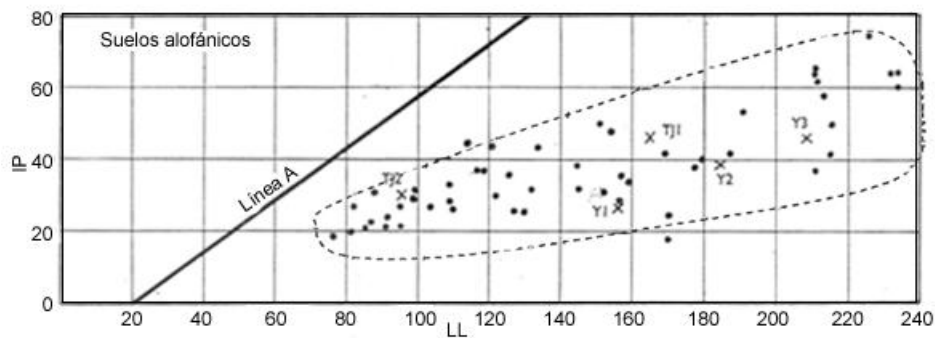


Figura 3: Carta de Plasticidad en Suelos Alofánicos en Java, Indonesia (Wesley, 1973).

Por lo anterior, se puede observar que los límites de Atterberg en la carta de plasticidad, parecen ser un buen indicador para identificar los suelos alofánicos. De esta forma Wesley (1998), propone una sectorización dentro de la carta de plasticidad, para identificar entre suelos rojos arcillosos y alofánicos, lo cual se analiza a continuación.

**4.1 IDENTIFICACIÓN DE SUELOS ALOFÁNICOS MEDIANTE CARTA DE PLASTICIDAD.** Los datos del estudio corresponden a suelos derivados de cenizas volcánicas y *no existe certeza de que estos suelos sean alofánicos*. Más aún, no se conoce la cantidad necesaria de alofán para clasificarlos como tales. Sin embargo, al realizar ensayos geotécnicos rutinarios, y principalmente al determinar los límites de Atterberg y graficarlos en la carta de plasticidad, su comportamiento es presumiblemente gobernado por el alofán.

Analizando la sectorización propuesta por Wesley (1998) en la Figura 4, y sobreponiendo los límites de Atterberg de los suelos chilenos en la carta de plasticidad, tenemos lo siguiente:

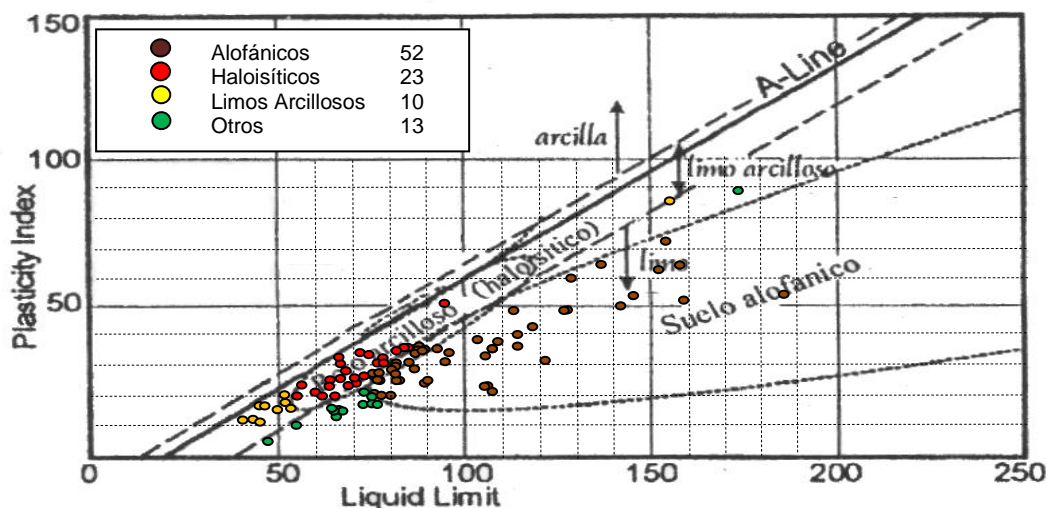


Figura 4: Carta de plasticidad identificando los suelos alofánicos de los suelos rojos arcillosos propuesta por Wesley. Se sobrepone el LL y el IP de las 98 muestras de suelos chilenos.

Según Figura 4, podemos inferir que de las 98 muestras, 46 no caen en la representación de suelos Alofánicos según la sectorización dada por Wesley (1998).

Además, podemos notar que:

- 52 muestras clasificarían como suelos Alofánicos.
- 33 muestras como limo arcillosos de los cuales 23 muestras clasificarían como haloistíticos
- 13 muestras quedarían fuera de cualquier clasificación.

Sin embargo, existen algunos casos particulares como la muestra M-73 (La Unión), con contenido de Alofán de 1,46%, y la muestra M-82 (Osorno) con un porcentaje de Alofán de 2,36%, ambas con cantidades muy bajas pero igualmente ubicadas en la carta de plasticidad en el sector de suelos Alofánicos. Las muestras M-47 y M-49 (Valdivia), poseen un contenido de Alofán de 11,66 y 13,66% respectivamente. Así también, las muestras M-25, M-26, M-31 y M-33 (Temuco), con un porcentaje de Alofán que varía entre 7,57 a 13,37% quedan ubicadas fuera del sector de suelos Alofánicos delimitado por Wesley (1998). Se considera que estos últimos porcentajes son relativamente altos, ya que la mayor cantidad de Alofán que se obtuvo en este estudio fue de un 22% (M-40), valores similares a los obtenidos por Paredes (2005).

Los suelos volcánicos del sur de Chile concuerdan en cierta medida con los estudios realizado por Wesley (1998), sin embargo, presentan cantidades de alofán relativamente menores.

Shoji et al. (1993), estipula que la abundancia relativa de los minerales secundarios depende de las condiciones climáticas y la altitud, los contenidos de alofán e imogolita disminuyen y los de haloisita aumentan a medida que se reduce la precipitación, el drenaje y la altitud. Este rasgo climatológico y topográfico se presenta en los suelos estudiados en Temuco, Valdivia, Osorno y alrededores.

**4.2 RELACIÓN ENTRE LÍMITES DE ATTERBERG Y PORCENTAJE DE ALOFÁN EN SUELOS VOLCÁNICOS.** Otro aspecto interesante observado, es la diferencia que ocurre en los límites de Atterberg determinados a humedad natural de la muestra y los obtenidos al secar la muestra, ya sea al horno o al aire. Maeda (1977), Warkentin y Maeda (1980), Perez (1982) y Paredes (2005) observaron los cambios obtenidos al pasar de una muestra ensayada con humedad natural a una muestra con secado al aire, encontrando grandes diferencias. Notaron que el LL decrece más rápido que el LP al ser secado. Warkentin y Maeda (1980), midieron el porcentaje de alofán en los suelos ensayados para relacionarlos con la variación observada en los límites de Atterberg. En la Figura 5 se ilustran dichos resultados.

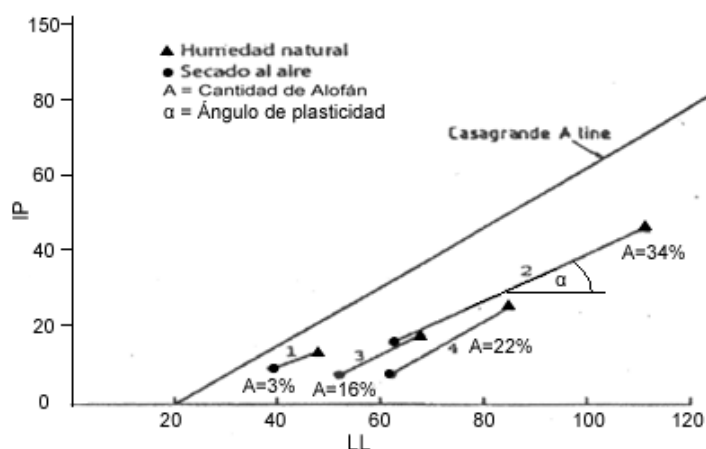


Figura 5: Descenso de los límites de Atterberg en estado natural y secados al aire según Warkentin y Maeda (1980)

Paredes (2005) adopta la sugerencia de Warkentin y Maeda (1980) de que estos rasgos, distintos a otros suelos en la carta de plasticidad, podrían ser usados para determinar la cantidad de alofán en un suelo. Se pensó que la distancia de la línea A y la tendencia o inclinación de la recta generada por los “distintos tipos de secado”, podría entregar la cantidad de alofán. Usaron la relación del ángulo de plasticidad ( $\alpha$ ) con una relación entre el LL y el contenido de alofán A, esto es:

$$\alpha = \tan^{-1}\left(\frac{IP}{LL - 20}\right) \quad \text{y} \quad LL = 2.0 \cdot A + 48.1 \quad A = \text{Cantidad de alofán (\%)} \quad (4.1)$$

Sin embargo, los valores de las propiedades geomecánicas de los suelos chilenos reemplazados en estas ecuaciones arrojan resultados que están lejanos de los obtenidos mediante laboratorio, esto es:



- El ángulo  $\alpha$  estimado según fórmulas anteriores da valores 25% más bajos que los medidos directamente con los límites obtenidos en laboratorio, es decir, el ángulo  $\alpha$  es mayor en los suelos chilenos, o bien, la caída o pendiente en la carta de plasticidad es mayor. Esto demuestra que con el secado, el IP disminuye drásticamente.
- El alofán estimado según las ecuaciones (4.1) entrega cantidades mayores que las reales obtenidas en laboratorio. Esto se debe a que los LL naturales obtenidos en laboratorio son relativamente menores.

Por tanto, los suelos volcánicos estudiados no obedecen a la determinación del ángulo  $\alpha$  de plasticidad sugerida por estos autores. Además, mediante un análisis estadístico de correlación, se determinó que para los suelos chilenos el LL natural está levemente relacionado con el porcentaje de alofán, con un  $R^2 = 0.219$ , lo cual vemos en la Figura 6.

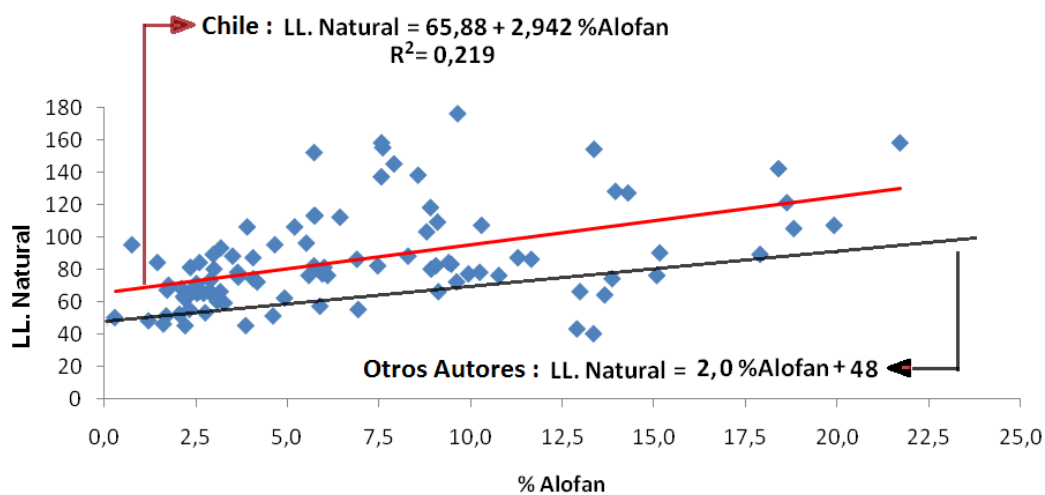


Figura 6: Tendencia en la relación LL y porcentaje Alofán para las 98 muestras de suelo estudiados.

Los suelos volcánicos del sur de Chile no obedecen estrictamente a la correlación entre el límite líquido y el alofán, sugerida por Warkentin y Maeda (1980)

**4.4 GRADO DE ALTERACIÓN QUÍMICA.** Aunque se estima que todos los suelos son jóvenes, no se tiene información sobre la edad real de ellos. Sin embargo (Shoji 1993) relaciona el Al liberado por meteorización desde las cenizas parentales con la edad de los suelos. El grado de alteración química de estos suelos fue tentativamente evaluado aplicando la siguiente ecuación lineal:

$$Y = 0.000705X + 0.57, \quad (4.2)$$

Donde X es la edad normalizada a 10°C en años, e Y el contenido de aluminio extraído con oxalato  $Al_o$  (%)

Según este criterio (Shoji 1993), los suelos más alterados corresponderían a las muestra M-40 Frutillar, con una edad aproximada de 8000 a 9000 años, la cual tendría también la mayor cantidad de alofán correspondiente a un 21.71%.

El estudio de los procesos de alteración de las cenizas volcánicas en Chile ha puesto en evidencia que la relación  $SiO_2/Al_2O_3$ , que representa los elementos estructurales, es elevada en las cenizas frescas recién depositadas, pero decae fuertemente en los suelos y especialmente en la fracción de arcilla. Por ejemplo el análisis elemental de las cenizas expulsadas por los volcanes Nilahue, en 1955, Llaima en 1959 y Hudson en 1971, da relaciones  $SiO_2/Al_2O_3$  de 3.81, 4.05 y 6.00 respectivamente. En promedio, para los suelos, esta relación varía entre 2.5 y 3.5 y para las arcillas alofánicas entre 1.0 y 2.0. Ello indica que durante el proceso de meteorización, la lixiviación de la sílice es mayor que la de alúmina (Besoain 1985)



## 5.0 CONCLUSIONES.

Los suelos estudiados presentan propiedades distintivas y particulares, tales como: baja densidad seca, alta plasticidad al natural, alta capacidad de retención de agua, elevados valores de índices de vacíos (Lizcano, Herrera y Santamarina, 2006), además de una alta sensibilidad (Paredes 2004), generalmente clasifican como limo de alta compresibilidad, poseen elevados peso específico relativo  $G_s$  y varían su plasticidad al ser secados al horno. Inclusive algunos tienden a transformarse en limos arenosos.

Los elevados índices de vacíos y la capacidad de retención de agua de estos suelos sumada a una alta sensibilidad (Paredes 2004), infieren una estructura propia y podría explicar índices de consistencias " $I_c$ " muy bajos y tendientes a cero dadas sus altas humedades in situ ( $w_o \leq 122\%$ ). Lizcano, Herrera y Santamarina (2006) aducen esta estructura principalmente a la haloisita y posiblemente al alofán e imogolita, cuestión que probablemente se demuestra dada las bajas cantidades de alofán obtenidas en este trabajos mediante el método de DS (0 a 22%).

El método de DS, capaz de cuantificar el mineral de alofán no es un método eficiente para separar fases de alofán puro de otros componentes usualmente asociados a él tales como elementos para - alofánicos, protoalofanes y protoalofan - imogolita, de modo que siempre debe considerarse esta circunstancia.

Los suelos volcánicos estudiados presentan los siguientes porcentajes de Alofán:

Temuco y alrededores: Min 3.2% Río Quepe (M-29). Max 15.2% Quepe (M-30). Prom 8.3%

Valdivia y alrededores: Min 1.8% Río Calle Calle (M-43). Max 18.6% Valdivia (M-15). Prom 9.7%

Osorno y alrededores: Min 0.3% Osorno (M-19). Max 21.7% Frutillar (M-40). Prom 5.6%

Sur de Chile: Promedio de 7.1%

Los suelos volcánicos del Sur de Chile no obedecen estrictamente a la correlación entre el límite líquido y el (%) alofán sugerida por Warkentin y Maeda (1980). Según el criterio de Shoji (1993) los suelos del sur de Temuco presentan una edad aproximada de alteración de 5000 a 6000 años. Los de Valdivia de 6000 a 7000 años, mientras que los de Osorno presentan edades de alteración de la ceniza parental menores a 5.000 años. La alteración de los suelos, mediante este criterio, se puede relacionar con la cantidad promedio de alofán para cada uno de los lugares estudiados, es decir, a mayor edad mayor cantidad de alofán.

El estudio en si de los suelos del Sur de Chile, no consideró la geología en detalle acerca del origen, transporte, depositación, ambiente de formación, ni topografía de las cenizas volcánicas analizadas, en relación a los resultados del estudio. Sin embargo, podemos decir que los suelos analizados, poseen tiempos y espacios diferentes, marcados por una compleja geología, donde el clima y material parental juega un rol más importante que el tiempo de alteración en los procesos de transformación de suelos derivados de cenizas volcánicas.

## REFERENCIAS

- Arango, J.D. (1993). Características generales y comportamiento geotécnico de las cenizas volcánicas en la zona de Antigua Caldas. Tesis de Maestría en Ingeniería Civil. Universidad de Los Andes, Bogotá, Colombia.
- Benavides G. (1982). El Intercambio aniónico como criterio de diferenciación de suelos derivados de cenizas volcánicas. Colombia Geográfica, Vol 9, N°2, pp 99-109.
- Besoain, E. (1985). Suelos Volcánicos de Chile. INIA. Departamento de Geología. 723p.
- Besoain, E. Peralta, M. y Massaro, S. (1999). Mineralogía y Génesis de Algunos Suelos de Cenizas Volcánicas de Chile Continental, Chile. Agricultura Técnica (abril – junio, 2000).
- Forero Dueñas C. et al (1999) Estudio de la estructura de las cenizas volcánicas de Armenia y su relación con el comportamiento geotécnico. Sociedad Colombiana de Geotecnia

- INIA, La Platina, (1999). Australian Journal Soil Research. Volumen 37, No. 5.
- INIA, La Platina. Mapa de suelos volcánicos de Chile.
- Lizcano, A. Herrea M. y Santamarina, J. (2006) Suelos Derivados de Cenizas Volcánicas en Colombia. Rev. Int. De Desastres Naturales, Accidentes e Infraestructura Civil. Vol. 6(2)167
- Paredes, M. (2005). Comportamiento geomecánico de cenizas volcánicas. Tesis de Magíster, Dpto. de Ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- Parffit, R.L. and Kimble, J.M. (1989). Conditions for formation of allophone in soils. Soil science Society American Journal. Volumen 53, p. 971-977.
- Parffit, R.L. (1990). Allophane in New Zealand – A review, Australian Journal Soil Research. Volumen 28.
- Pérez, A., (1982). “Influencia del grado de secamiento sobre el comportamiento de limos provenientes de cenizas volcánicas”, 1er Congreso de geotecnia de Chile. Santiago.
- Sadzawka, M y Besoain, E (1981). Espectrofotometría infrarroja diferencial y disolución selectiva aplicado al análisis mineralógico de algunos Dystrandeps de la X Región. 3er Simposio Nacional de la Ciencia del Suelo, Santiago. Sociedad Chilena de Ciencia del Suelo: 50-51
- Sadzawka, A. (1990). Métodos de análisis de suelos. INIA la Platina N° 16. 130p.
- Sanhueza, E. (1999). Caracterización geomecánica de los limos de la zona sur de Chile. Tesis de Ingeniería Civil, Dpto. de ingeniería Civil, Universidad de Chile.
- Wada, K. (1989). “Allophane and imogolite”. Chapter 21 of minerals in soil environments (2d Edition) SSSA Book senes No. 1, p. 1051-1087.
- Wesley, L.D. (1990). Influence of structure and composition on residual soils. Journal of Geotechnical Engineering, Vol 116, No. 4.
- Shoji, S. et al. (1993). Chemical kinetics of weathering in tounq Andisols from northeast Japan using age normalized to 10°C. Soil Science 155:56-60
- Wesley, L.D. (1998). Geotechnical Characterisation and Behaviour of Allophane Clays. University of Auckland, Auckland, New Zeland.
- Wesley, L.D. (2002). Geotechnical Properties of Two Volcanic Soils. Ph.D MASCE, Regd Engr, Senior Lecturer, University of Auckland.
- Warkentin , B.P. and Maeda, T (1980), Soil Sci. Am. Proc. 38, 372-377