



**UNIVERSIDAD DE CHILE
FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS
DEPARTAMENTO DE INGENIERÍA CIVIL**

**EFFECTO DEL TIPO DE SECADO EN LAS PROPIEDADES ÍNDICE Y
COMPRESIBILIDAD DE SUELOS DE ORIGEN VOLCÁNICO**

MEMORIA PARA OPTAR AL TÍTULO DE INGENIERO CIVIL

FRANCISCO ANDRÉS VARELA CUNAZZA

**PROFESOR GUÍA:
CÉSAR PASTÉN PUCHI**

**MIEMBROS DE LA COMISIÓN:
MAURICIO HERMOSILLA SOTO
ROBERTO GESCHE SCHULER**

**SANTIAGO DE CHILE
2016**

**RESUMEN DE LA MEMORIA PARA OPTAR AL
TÍTULO DE: INGENIERO CIVIL
AUTOR: FRANCISCO VARELA CUNAZZA
FECHA: 2016
PROFESOR GUÍA: CÉSAR PASTÉN PUCHI**

EFFECTO DEL TIPO DE SECADO EN LAS PROPIEDADES ÍNDICE Y COMPRESIBILIDAD DE SUELOS DE ORIGEN VOLCÁNICO

Las propiedades particulares de los suelos de origen volcánico han sido sujeto de estudio por diversos investigadores, quienes han reportado sus altos valores en los límites de Atterberg y su gran potencial de retención de agua. También han dado a conocer la alta sensibilidad de estos suelos y los cambios que se producen en la plasticidad cuando el material es secado.

Las experiencias se realizan con dos suelos, derivados de cenizas volcánicas (Trumaos), del sur de Chile. El primero proveniente de las cercanías de Temuco y el segundo de las cercanías de Chillán. La determinación de sus propiedades índice se realiza, en una primera instancia, de forma habitual (ASTM D4318), para luego dar paso a variaciones en las condiciones de la muestra para realizar los ensayos. Las muestras son secadas hasta llegar a distintas humedades y se les procede a determinar los límites de Atterberg, observando un descenso progresivo en ellos. Esta experiencia se realiza tamizando la muestra y sin tamizar, para luego realizar una serie secando las muestras a una temperatura mucho más agresiva, observando una pérdida de plasticidad mucho más brusca. Por otra parte, dos grupos de muestras son secadas hasta llegar a masa constante para luego rehidratarlas a distintas humedades y distintos tiempos a la misma humedad, observando una nula recuperación en sus propiedades índice.

Las muestras además son sometidas a ensayos edométricos, a similares esfuerzos con series de carga y descarga, variando la confección de la probeta. Las muestras son ensayadas de forma natural, secadas al aire y al horno, remoldeadas con material natural y rehidratado. Resultando en una pérdida en la estructura, reflejada en las curvas $e\text{-log}(\sigma)$ y en la disminución de los valores del módulo de compresibilidad volumétrica (mv). No se muestra una gran diferencia a partir del tipo de secado, ni el tipo de remoldeo, pero si entre los anteriores y la muestra inalterada.

Se incluye la superficie específica como una propiedad relevante en los suelos provenientes de ceniza volcánica chilenos. Se presenta una recopilación de las metodologías más utilizadas para la medición, donde se sugiere que la óptima es mediante la absorción de EGME (Superficie Específica Total), debido a sus características y su alcance, y la medición mediante adsorción de nitrógeno, como una medición complementaria (Superficie Específica Externa). Además, el tratamiento previo que requiere la muestra es un tema a considerar al momento de realizar la medición de la superficie específica, debido a la alta sensibilidad de la arcilla alofánica frente a un proceso de secado. Es por ello que se sugiere la utilización de técnicas minuciosas que produzcan el menor daño posible a la microestructura.

En este trabajo se realiza la medición de superficie específica por medio de la adsorción de nitrógeno de 12 muestras de suelos de origen volcánico del sur de Chile. Con los resultados obtenidos se buscan relaciones entre la superficie específica y los límites de Atterberg.

A mis padres y hermana.
Espero tener vida para retribuirles tanto amor.

Agradecimientos

Agradezco a mis padres, Juan Ángel y María Angélica, por su amor incondicional, por su apoyo, su comprensión y sobre todo su paciencia. Sin lugar a dudas este logro es tan suyo como mío. Agradezco a mi hermana Dina Salomé, por ser siempre un destello de alegría y ánimo.

Agradezco a Mario, Pedro y Guillermo por acompañarme a Chillán en la búsqueda de muestras para la realización de los ensayos presentados en este trabajo.

Agradezco a César Pasten, profesor guía, por su constante apoyo, preocupación y disponibilidad para la realización de esta memoria de título. Agradecido de haber sido su alumno, ayudante y memorista.

Agradezco a Mauricio Hermosilla, profesor co-guía, por su constante preocupación y por permitirme usar sus resultados para complementar este trabajo.

Agradezco a los profesores miembros de la comisión, César Pastén, Mauricio Hermosilla y Roberto Gesche, por sus correcciones y comentarios, necesarios para la finalización de esta memoria de título.

Agradezco a los profesores Edgar Mosquera (Depto. de Ciencia de los Materiales) y Francisco Gracia (Depto. de Química), por su apoyo en temas que poco tenían que ver con Ingeniería Civil y Geotecnia. Agradezco la disponibilidad y entusiasmo del profesor Mosquera para la realización de un inconcluso Supercritical Dryer.

Agradezco a Mario Carrillo y Omar González por recibirme durante más de dos años en el Laboratorio de Sólidos, primero como niño Mecesus y luego como memorista. Gracias por enseñarme a caminar de nuevo.

Agradezco a Omar González por todo lo enseñado, más allá de lo relacionado con los ensayos. Gracias por tu amistad, consejos y conversaciones.

Agradezco a la vida y padres por darme la oportunidad de vivir esta experiencia. Gracias a toda la gente linda que he conocido en estos años en la universidad porque con ellos he crecido y aprendido.

Agradezco a todos mis amigos, amigas y compañeros, que de una u otra forma han sido parte y que me han ayudado a terminar este proceso.

Siempre se agradecerán los tacas después de almuerzo, los terraceos de día sábado, los estudios de última hora en la pajarera, los ramos reprobados, los campeonatos con el INSTI, Maschantas, Los Hombres del Jardín y Echaurren (grandes equipos todos), los zatackas online, los terremotos en Civil, entre tantas otras cosas que hicieron de mi paso por la universidad mucho más ameno.

Tabla de contenido

1. Introducción	1
2. Suelos de Origen Volcánico y Minerales Alofánicos	3
2.1. Clasificación Química de los Depósitos Minerales Piroclásticos	6
2.2. Vidrio Volcánico Composición Química	7
2.3. Alteración de los Depósitos de Material Piroclástico	9
2.4. Suelos de Origen Volcánico	10
2.4.1. Distribución de Suelos de Origen Volcánico en el Mundo	10
2.4.2. Suelos de Origen Volcánico en Chile	10
2.5. Minerales Alofánicos	17
2.5.1. Alofán	19
2.5.2. Imogolita	20
2.6. Alteración de minerales alofánicos: temperatura y deshidratación	22
2.7. Detección de Alofán e Imogolita	24
2.7.1. Métodos Físicos	24
2.7.2. Métodos Químicos	25
3. Superficie Específica	26
3.1. Superficie Específica	26
3.2. Métodos de medición de la Superficie Específica	27
3.2.1. Medición mediante adsorción de moléculas en estado gaseoso	27
3.2.2. Absorción mediante moléculas en una solución	28
3.2.2.1 Absorción de Etil Glicol Metil Éter (EGME)	29
3.2.2.2. Absorción de Bromuro de Cetilpiridinio (CPB)	30
3.2.2.3. Absorción de azul de metileno (AM)	30
3.3. Superficie específica (S_e) de minerales alofánicos	33
3.4. Estudios de Superficie Específica y Límites de Atterberg	34
4. Propiedades índice y compresibilidad de suelos de origen volcánico	39
4.1.1. Propiedades índice de suelos de origen volcánico	39
4.1.2. Propiedades Índice de Suelos de Origen Volcánico del sur de Chile	41
4.2.1. Consolidación Edométrica en Suelos de Origen Volcánico	45
4.2.2. Propiedades Índice y ensayos de consolidación odométrica en Trumaos del sur de Chile	46
4.2.2.1. Gravedad Específica de Sólidos	47
4.2.2.2. Densidad	47
4.2.2.3. Límites de Atterberg	48

4.2.2.4. Consolidaciones	48
5. Ensayos de Laboratorio y Resultados	51
5.1. Muestras ensayadas	51
5.1.1. Trumao de Chillán	51
5.1.2. Muestras de Temuco	52
5.1.3. Muestras ensayos superficie específica (Se)	53
5.2. Humedad y Densidad	54
5.3. Gravedad Específica de los Sólidos (Gs)	55
5.4. Límites de Atterberg	56
5.4.1. Efecto del tiempo de secado	58
5.4.2. Efecto de la temperatura de secado	60
5.4.3. Efecto de la rehidratación de las muestras	61
5.5. Consolidación Edométrica	63
5.5.1. Muestra de Temuco	64
5.5.2. Muestra de Chillán	66
5.6. Superficie Específica	69
6. Conclusiones y Recomendaciones	73
6.1. Conclusiones	73
6.2. Recomendaciones	74
7. Bibliografía	76

Índice de tablas

Tabla 1. Clasificación de depósitos volcánicos, rocas y vidrio de acuerdo al contenido total de Sílice. (Yamada & Shoji 1983)	6
Tabla 2. Composición Química de Rocas Volcánicas del Centro Sur de Chile (Besoain et al.,1985)	7
Tabla 3. Estimación de la superficie ocupada por suelos de origen volcánico (Mella y Kühne, 1983)	15
Tabla 4. Edad y tipo de arcilla presente en suelos derivados de ceniza volcánica (Besoain, 1985)	17
Tabla 5. Componentes principales identificados en las arcillas de los Andosoles (Suelos volcánicos de Chile, 1985)	17
Tabla 6. Características de los factores que influyen en la formación de Arcilla Alofánica (González, 2012).	18
Tabla 7. Factor multiplicador F a partir de la relación Al:Si para la determinación indirecta del porcentaje de alofán (Parfitt, 1990)	25
Tabla 8. Superficie específica teórica para distintas geometrías (Narsilio y Santamarina, 2002)	26
Tabla 9. Área gases mas recurrentes utilizados como adsorbante (Everett y Ottewill, 1969)	28
Tabla 10. SET, SEE y SEI de alofanos e imogolitas separados de Andosoles chilenos (Sepúlveda y Besoain, 1983)	34
Tabla 11. Relación entre límite líquido y superficie específica (Warkentin, 1971)	35
Tabla 12. Propiedades Índice de Suelos Volcánicos Chilenos y de otros Países (Modificado de Hermosilla, 2012)	40
Tabla 13. Recopilación densidades secas en trumao	47
Tabla 14. Tabla resumen parámetros determinados por M. Paredes (2005) y C. González (2009-2011) en Trumaos del Sur de Chile.	50
Tabla 15. Densidades de muestras ensayadas.	54
Tabla 16. Coeficiente de compresibilidad volumétrica en Trumao de Temuco	66
Tabla 17. Coeficiente de compresibilidad volumétrica en Trumao de Chillán.	68
Tabla 18. Resultados de los límites de Atterberg y porcentaje de alofán en muestras a ensayar. (Hermosilla).	70

Índice de figuras

Figura 1. Esquema principales métodos de transporte y depositación; depósitos de caída, flujo piroclástico y oleada piroclástica. (http://www.insugeo.org.ar).....	4
Figura 2. Lugares donde se alcanza mayor velocidad en una oleada (izquierda) y en un flujo piroclástico (derecha). (Apuntes curso GL54E Universidad de Chile, 2008).....	5
Figura 3. Depósitos de materiales piroclásticos; depósito de caída, flujo piroclástico y oleada piroclástica. (http://www.acanvol.org).....	5
Figura 4. Relación entre mineralogía, tipo de roca y vidrio volcánico (Shoji, 1983).....	6
Figura 5. Tipos de partículas de vidrio alofánico de acuerdo a su morfología. (a) Tipo esponja, (b) tipo plato, (c) fibrosa (fiamez) y (d) tipo grano (Shoji et al., 1993).....	8
Figura 6. Distribución Mundial de Suelos de Origen Volcánico (ver Andisols). (Takahashi, Shoji, 2002).....	12
Figura 7. Esquema suelos volcánicos del sur de Chile según su alteración (Paredes, 2005).....	13
Figura 8. Distribución general de suelos derivados de materiales volcánicos (Valdés, 1969).....	14
Figura 9. Distribución esquemática de los suelos de origen volcánico en el sur de Chile [modificado de Wright (1965) Besoain et al. (1985)]......	16
Figura 10. Presunta morfología de las partículas de alofán (Gonzalez, 2012).....	19
Figura 11. Fotografías de alofán mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) (Eswaran, 1971).....	19
Figura 12. Estructura química de una nano esfera de alofán. (a) Morfología de una sección de la nano esfera, (b) arreglo atómico cerca del poro, (c) y (d) arreglo atómico en la sección transversal del poro. (Ghoneim et al., 2006).....	20
Figura 13. Esquemización microfibras agrupadas para la formación de una partícula de imogolita (Besoain, 1985).....	21
Figura 14. Fotografía de fibras de imogolita mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) (Eswaran, 1971).....	21
Figura 15. Esquema de una fibra de imogolita y su ordenamiento atómico. (Wei Ma et al., 2012).....	22
Figura 16. Curvas de deshidratación o curvas termogravimétricas de alofán y de una imogolita. (Besoain, 1985).....	23
Figura 17. Cambios que experimenta el diagrama de difracción de rayos X de la imogolita por efectos de la temperatura (Besoain, 1985).....	23
Figura 18. Esquema del equipo utilizado para el método de absorción de EGME (Cerato, 2001).....	29
Figura 19. Estructura del catión de azul de metileno, $C_{16}H_{18}N_3S+Cl^-$. Forma prismática; $17\text{Å}\cdot 7,6\text{Å}\cdot 3,25\text{Å}$. Máxima área cubierta 130Å^2 . PM: 319,87 g/mol (Narsilio y Santamarina, 2002).....	30
Figura 20. Diferencia entre el antes y después del “punto final”. a) Gota de suspensión mineral sobre papel filtro de flujo lento antes del punto final b) Gota de suspensión mineral sobre papel filtro de flujo lento después del punto final (Narsilio, Santamarina, 2002).....	31
Figura 21. Ejemplo del punto de completo reemplazo de cationes en una muestra de suelo mediante la curva de titulación (Santamarina, 2002).....	32
Figura 22. Modelo micromorfológico de microagregados de alofán. a) Sin tratamiento, b) molido, y c) calentado (Kitagawa, 1971).....	33
Figura 23. Relación entre la superficie específica y límites de Atterberg de arcillas canadienses (Locat, 1984).....	35
Figura 24. Relación entre la superficie específica y el límite líquido (Sridharan, 1988).....	36

Figura 25. Relación entre el límite líquido, límite plástico y superficie específica (Wetzel, 1991)	37
Figura 26. Comparación de resultados con secado clásico (CD) y secado supercrítico (SD), Woignier (2007).	38
Figura 27. Relación entre la humedad natural y el porcentaje de alofán de suelos del sur de Chile.	41
Figura 28. Densidad natural y seca de suelos del sur de Chile.	42
Figura 29. Carta de plasticidad de 98 muestras del sur de Chile, ensayo realizado con el suelo en condiciones naturales y secadas al horno.	42
Figura 30. Relación entre el límite líquido obtenido en muestras naturales y la humedad natural de suelos del sur de Chile.	43
Figura 31. Comparación límite líquido con el porcentaje de alofán, suelos del sur de Chile estudiados por M. Hermosilla.	44
Figura 32. Comparación entre diferencia límite líquido con muestras naturales y con muestras secadas en el horno con el porcentaje de alofán, suelos estudiados por M. Hermosilla.	44
Figura 33. Ensayos de consolidación odométrica en suelos de origen volcánico de Indonesia y Nueva Zelanda. (a) Índice de vacíos versus esfuerzo vertical en escala logarítmica y (b) deformación vertical versus esfuerzo vertical en escala lineal (Wesley, 2002).	45
Figura 34. Efecto del remoldeo en suelos alofánicos (Wesley, 2002)	46
Figura 35. Resultados de gravedad específica versus temperatura de secado para método vía seca (viñetas en blanco) y vía húmeda (viñetas rellenas)(Paredes, 2005).	47
Figura 36. Ensayos realizados en trumao a distintos tipos de secado y resaturación (Paredes, 2005).	48
Figura 37. Ensayos de consolidación trumaos, escala logarítmica. (Paredes, 2005)	49
Figura 38. Ensayos de consolidación trumaos, escala lineal. (Paredes, 2005)	49
Figura 39. Consolidación serie 2009 y 2011, comparación muestra inalterada y remoldeada escala logarítmica. (González, 2012)	50
Figura 40. Consolidación serie 2009, muestra inalterada y remoldeada escala lineal (González, 2012).	50
Figura 41. Talud de extracción de muestras (a) y bloque de muestra (b).	51
Figura 42. Horizontes en el Trumao de Chillán	52
Figura 43. Muestra Trumao Temuco (TT1).	53
Figura 44. Muestras sometidas a ensayo de adsorción de nitrógeno para determinación de Superficie Específica.	53
Figura 45. Curvas de deshidratación Trumao Chillán.	54
Figura 46. Variación de Gs en muestra de Temuco (TT1) en función de la temperatura de secado.	55
Figura 47. Variación de Gs en TC1 por el tiempo de secado.	56
Figura 48. Carta de plasticidad de los suelos ensayados y pendientes de las caídas de los límites de Atterberg.	57
Figura 49. Comparación de resultados del Trumao de Chillán de este estudio con estudios anteriores. TCG: Trumao ensayado por González (2012), TCP: Trumao ensayado por Paredes (2005).	58
Figura 50. Humedad en función del tiempo de secado a 40°C y a 80°C.	59
Figura 51. Límite líquido versus humedad, humedad variable a partir del tiempo de secado (Horno a 40°C). Límite líquido determinado a partir de muestra tamizada (rojo) y sin tamizar (azul).	60

Figura 52. Límite líquido versus humedad, humedad variable a partir del tiempo de secado. Comparación entre secado a 40°C y secado a 80°C.....	61
Figura 53. Rehidratación a tiempo constante (2 días) a distintas humedades.	62
Figura 54. Tiempo de rehidratación variable a humedad constante (humedad de rehidratación entre 47-56%).	62
Figura 55. Resumen efecto de secado y rehidratación en TC1. Secado a 40°C.....	63
Figura 56. Muestra de Temuco seca y tallada para la realización del ensayo de consolidación...	64
Figura 57. Ensayo consolidación muestra Temuco muestra inalterada, secada al horno y secada al aire, escala logarítmica.	65
Figura 58. Ensayo consolidación muestra Temuco muestra inalterada, secada al horno y secada al aire, compresión vertical versus tensión vertical.....	65
Figura 59. Ensayo consolidación muestra Chillán muestra inalterada y secada al horno, escala logarítmica.	67
Figura 60. Ensayo consolidación muestra Chillán muestra inalterada y remoldeada, escala logarítmica.	67
Figura 61. Ensayo consolidación muestra Chillán muestra remoldeada y rehidratada remoldeada, escala logarítmica.	68
Figura 62. Ensayo consolidación muestra Chillán muestra inalterada, seca al horno, remoldeada y remoldeada rehidratada, compresión vertical versus tensión vertical.	69
Figura 63. Relación Porcentaje de Alofán y Superficie Específica (Los símbolos representan muestras de la misma calicata).	71
Figura 64. Relación Superficie Específica y Límite Líquido.	72
Figura 65. Relación Superficie Específica y Límite Plástico.	72

1. Introducción

La teoría de la tectónica de placas es la gran responsable de la generación de grandes cadenas montañosas a nivel mundial, las que conllevan una gran liberación de energía que se traduce en una alta sismicidad y en un volcanismo activo, en distintos grados. Este volcanismo produce el material parental para el desarrollo de suelos de origen volcánico.

Si bien los suelos de origen volcánico representan menos del 1 % de los suelos a nivel mundial, su importancia radica en que, debido al crecimiento demográfico, estos suelos ya no solo son usados para la actividad agrícola sino que también como suelos de fundación y subrasante.

El Cinturón de Fuego del Pacífico es uno de los lugares ideales para la generación de estos suelos particulares. En Chile, como parte de esta región, los suelos de origen volcánico se extienden por todo el país debido al alto volcanismo desarrollado por la cordillera de los Andes, sin embargo es desde la zona centro al sur, donde estos suelos adquieren real interés al desarrollar una mineralogía particular.

Investigaciones y estudios sobre ellos se han desarrollado en Indonesia, Nueva Zelanda, Japón, Canadá, Colombia y Chile, reportando su comportamiento, sus características peculiares y caracterizándolos como suelos alofánicos. Los suelos de origen volcánico presentan altos valores de humedad natural, gran potencial de retención de agua, altos valores de límite líquido y límite plástico (situándose por debajo de la línea A en la carta de plasticidad), cambios irreversibles una vez secados (al aire o en horno) en su plasticidad, pasando de un material plástico a uno no plástico, baja densidad seca y una alta sensibilidad. Debido a estas propiedades, se podría pensar que son suelos poco competentes desde el punto de vista ingenieril, sin embargo, la observación de estas arcillas en su entorno natural demuestran que poseen una buena competencia. Lo que se debe considerar es que sus propiedades especiales, que difieren de los suelos sedimentarios, deben ser comprendidas y tomadas en cuenta, por ejemplo, que estos suelos requieren una metodología distinta a la clásica utilizada para el sistema unificado de clasificación de suelos (USCS), para la planificación de proyectos de ingeniería.

Otro aspecto que interesa en este estudio es poder interrelacionar las propiedades de estos suelos, y poder definir una a partir de la otra. Un primer aporte es el realizado por Warkentin y Maeda, quienes postulan una relación directa entre el valor del límite líquido y la cantidad de alofán presente en el suelo, lo que da una primera idea para avanzar en esta línea. Sin embargo, en suelos volcánicos del sur de Chile, esta relación no parece ser tan clara. Es por ello que en la búsqueda de generar estas relaciones, se incluye una propiedad con valores característicos para suelos finos, como lo es la superficie específica. La superficie específica depende de la textura (distribución y tamaño de grano), y los tipos y cantidades de minerales de arcilla. Físicamente se refiere a la superficie por unidad de peso del suelo, se expresa por lo general en m^2/g . Capta los efectos combinados de tamaño de partícula y esbeltez. Es una medida independiente y complementaria de la distribución de tamaño de grano.

Los objetivos de este trabajo están enfocados en estudiar los cambios que se producen en los límites de Atterberg y en la Compresibilidad en suelos de origen volcánico del sur de Chile, cuando estos son sometidos a diferentes tipos y tiempos de secado, explicando este cambio con el daño en la estructura del suelo y en la alteración de la arcilla alofánica.

Por otro lado, la búsqueda de relaciones entre las propiedades de suelos de origen volcánico resulta de interés para poder caracterizarlos de otra forma indirecta, es por ello que otro de los objetivos del estudio es encontrar estas relaciones, como por ejemplo encontrar una relación entre la superficie específica de las muestras de suelo y sus propiedades índice y/o relacionarlas con el porcentaje de alofán presente en ellas.

La primera parte de este trabajo se enfoca en realizar una definición de los suelos de origen volcánico y los minerales que los componen poniendo énfasis en la formación de estos suelos, su distribución a nivel mundial y nacional, los tipos de suelos de origen volcánicos encontrados en Chile, los tipos de minerales alofánicos, sus características y métodos de detección.

Luego, en el estudio se presenta la superficie específica como una propiedad relevante y complementaria en el análisis de suelos finos, metodologías para su medición, la superficie específica de los minerales presentes en los suelos alofánicos, para finalmente realizar una recopilación de estudios donde relacionan la superficie específica con los valores de los límites de Atterberg.

En la siguiente sección se realiza una recopilación de las propiedades características de estos suelos, poniendo énfasis en las propiedades índice y en el comportamiento de estos suelos frente a la compresibilidad. La recopilación se realiza a nivel mundial, para luego enfocarse en suelos chilenos, y en particular en los Trumaos del sur de Chile.

La última sección contiene los ensayos y experiencias realizadas por el autor, los resultados obtenidos, el análisis y discusión de estos para poder desarrollar las conclusiones y recomendaciones para futuras investigaciones.

2. Suelos de Origen Volcánico y Minerales Alofánicos

Los suelos de origen volcánico presentan características particulares que lo diferencian de otros tipos de suelo, principalmente por su génesis, donde juegan un rol preponderante su material parental y su proceso de meteorización. El material expulsado a través de un volcán durante una erupción se le denomina piroclásto, el cual a partir de su tamaño y su composición mineralógica recibe una clasificación en específico. Son estas primeras clasificaciones las que definirán en un inicio el material parental de este tipo de suelo. Según el tamaño de partícula (d), el material piroclástico se clasifica en ceniza ($d < 2$ mm), lapilli o pómez ($2 \text{ mm} < d < 64$ mm) y bombas ($d > 64$ mm).

Por otro lado, a partir de su composición los fragmentos expulsados en una erupción pueden ser separados en 3 grupos:

- **Vidrio volcánico:** desde el cono del volcán se expulsa material magmático a una alta temperatura. Un rápido enfriamiento de éste no permite un ordenamiento de las moléculas y átomos de sílice, por lo que se genera un material amorfo, de estructura desordenada, conocido como vidrio volcánico.
- **Cristales:** magma expulsado que se enfría lentamente, permitiendo el reordenamiento de las moléculas de sílice y generando una estructura ordenada. Acompañan al vidrio volcánico en menor proporción debido a que una erupción es un proceso de cambio violento. Minerales cristalizados son más comunes bajo la superficie, cercano a la cámara magmática donde condiciones de presión y temperatura son óptimos para su desarrollo.
- **Fragmentos líticos:** fragmentos derivados de la pulverización de las paredes del conducto volcánico.

Estos fragmentos expulsados a través del cono volcánico son transportados y posteriormente depositados para la conformación de los suelos. Si bien todo suelo volcánico se ha originado a partir de un depósito, el modo de formación del depósito es un antecedente de interés ligado a la génesis del suelo. La extensa y rica red fluvial de la región centro-sur de Chile, el relieve ondulado, las glaciaciones del Pleistoceno, la relativa proximidad de los volcanes, el régimen eólico dominante, y el encajonamiento de la depresión central entre ambas cordilleras son factores que han influido en la localización de los depósitos de cenizas y por lo tanto, de los suelos (Besoain et al., 1985). La suma de todas estas características no permite clasificar en un solo tipo de transporte y depositación los suelos de origen volcánico en Chile. Es por ello que a partir de las hipótesis de Wright (1965) y Langohr (1971, 1974) se intentan explicar el origen de los suelos volcánicos en Chile.

Los principales mecanismos de transporte y depositación de cenizas volcánicas se presentan a continuación:

- **Eólica o de Caída:** el tamaño de partícula es dependiente de la dirección y velocidad de los vientos, y por la energía liberada en la erupción. Se generan depósitos bien seleccionados en tamaño y muestran planos de depositación. Partículas de menor tamaño son transportadas a mayores distancias, pudiendo quedar en suspensión por largo tiempo, mientras partículas de mayor tamaño se depositan en las cercanías del cono volcánico.
- **Flujo Piroclástico:** mezcla de ceniza incandescente con clastos de todo tipo y gas que baja por la pendiente del volcán. La velocidad del flujo es controlada por la topografía, y es canalizado por quebradas hacia valles y depresiones. Se identifica este tipo de

transporte y depositación por poseer grandes clastos, sub redondeados, en una matriz de ceniza, pobremente seleccionados.

- **Oleada piroclástica:** aparece en el flujo piroclástico y existen dos tipos; nube de cenizas y oleada de base. La primera se genera por la turbulencia producida en los márgenes externos del flujo piroclástico principal, mientras que la oleada de base se genera en directamente del flujo piroclástico principal.
- **Flujo Lahárico:** Se produce por el derretimiento de grandes masas de hielo, debido al calor generado por la erupción, formando un flujo de lodo compuesto de materiales volcánicos, que van desde cenizas hasta grandes bloques que se mueven por valles y ríos a grandes velocidades.
- **Aluvial:** transportados por cursos de agua o lluvias que han arrasado depósitos originales
- **Transportado por Glaciares:** transporte de cenizas realizado por el avance de los hielos o avalanchas por derretimiento junto con cenizas depositando las cenizas en forma de morrenas.
- **Retransportados:** incluye uno o mas factores involucrados hasta su depositación final.

Langhor (1972, 1974) se basa en la teoría de depositación y distribución de las cenizas a través del transporte glacial, la que explica muy bien algunos de los depósitos, sin embargo como lo sugirió Wright (1965) lo mas probable es que no haya sido solo una forma, sino varios agentes y procesos.

La Figura 1 muestra un esquema de los tres primeros mecanismos mencionados anteriormente. Y en la Figura 2 se explica la diferencia que existe entre un flujo y una oleada piroclástica a partir de los puntos donde se alcanza mayor velocidad.

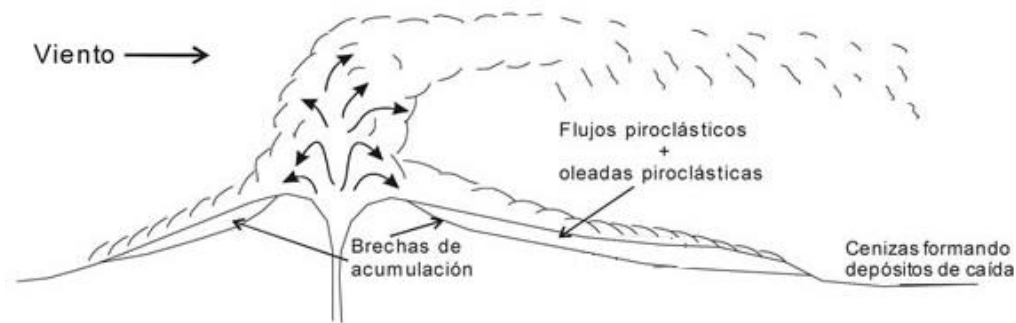


Figura 1. Esquema principales métodos de transporte y depositación; depósitos de caída, flujo piroclástico y oleada piroclástica. (<http://www.insugeo.org.ar>)

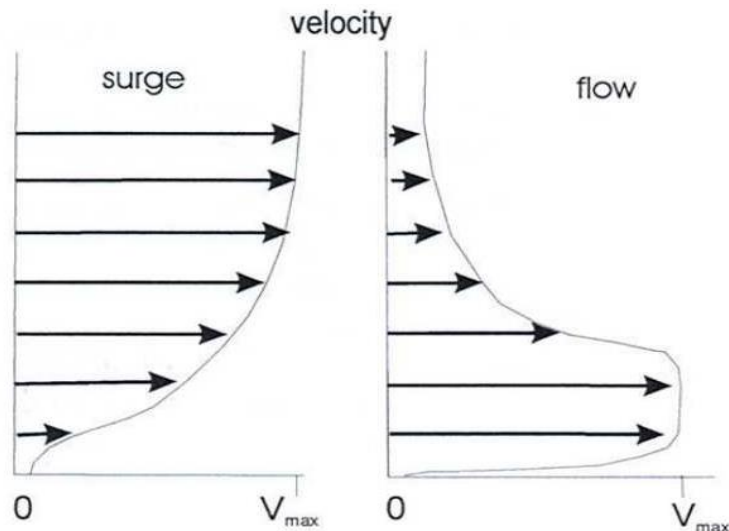


Figura 2. Lugares donde se alcanza mayor velocidad en una oleada (izquierda) y en un flujo piroclástico (derecha).
(Apuntes curso GL54E Universidad de Chile, 2008)

Las figuras anteriores explican como las cenizas son transportadas, pero falta definir como éstas son depositadas a partir de los mecanismos ya explicados. Para mecanismos de caída, las cenizas se encuentran formando estratos homogéneos siguiendo la topografía del terreno. Por otro lado, los depósitos de flujo piroclástico cubren zonas con depresiones o topografía baja, rellenando estos espacios y finalmente en mecanismos de oleada se generan deposiciones desordenadas abarcando tanto zonas altas como bajas de topografía. La Figura 3 ilustra lo expuesto anteriormente.

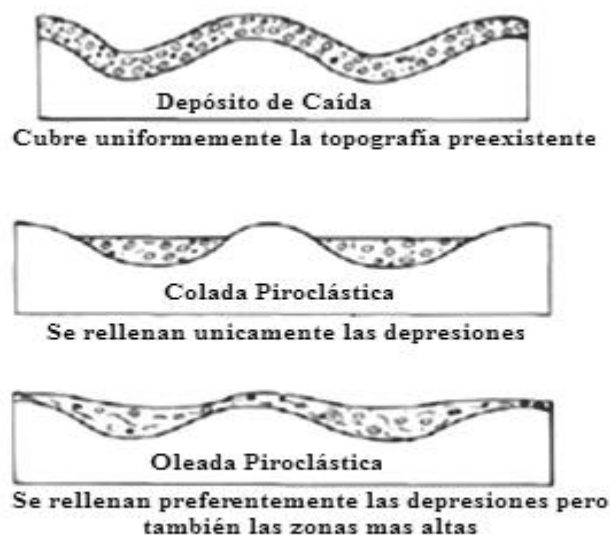


Figura 3. Depósitos de materiales piroclásticos; depósito de caída, flujo piroclástico y oleada piroclástica.
(<http://www.acanvol.org>)

2.1. Clasificación Química de los Depósitos Minerales Piroclásticos

La composición de los materiales parentales son relevantes en la caracterización del grado de meteorización de suelos de origen volcánico. Una de las dos clasificaciones es referida al contenido de sílice total en el vidrio volcánico. A partir del porcentaje de sílice se define el tipo de roca volcánica dependiendo de su acidez, el tipo de depósito y el tipo de vidrio presente. La clasificación del depósito a partir de este criterio se resume en la Tabla 1.

Tabla 1. Clasificación de depósitos volcánicos, rocas y vidrio de acuerdo al contenido total de Sílice. (Yamada & Shoji 1983)

Total SiO ₂ (%)	Tipo de Roca Volcánica	Tipo de Depósito	Tipo de Vidrio
100-70	Ácida	Riolítico	No-Coloreado
70-62	Ácida	Dacítico	No-Coloreado
62-58	Intermedia	Andesítico	No-Coloreado
58-53.5	Básica	Basalto Andesítico	Coloreado
53.5-45	Básica	Basáltico	Coloreado

El segundo método es un método indirecto donde el depósito puede ser clasificado por la mineralogía, la cual se correlaciona con la composición del vidrio volcánico y con ello la de la ceniza volcánica. Es importante mencionar que la mineralogía está estrechamente relacionada con la composición del magma expulsado en el evento volcánico. La Figura 4 muestra la relación entre la mineralogía, el tipo de roca y el vidrio volcánico. Donde, por ejemplo, se muestra que rocas básicas presentan un alto contenido de vidrio volcánico coloreado, presencia de plagioclasas, piroxenos, biotita y ausencia de cuarzo, anfíbolos y biotitas.



Figura 4. Relación entre mineralogía, tipo de roca y vidrio volcánico (Shoji, 1983)

Independiente de la alteración del depósito, una forma sencilla y aproximada de identificarlo es a partir del color que presenta el vidrio volcánico (Tabla 1: coloreado y no-coloreado). Los vidrios no-coloreados presentan tonalidades de blancos a grises, lo que se asocia a rocas más ácidas y de un mayor contenido de sílice. Por el contrario, tonalidades más oscuras son asociadas a rocas más básicas y en consecuencia un menor contenido de sílice.

Para depósitos alterados resulta más efectiva la clasificación por mineralogía, ya que en muchos casos el vidrio se encuentra totalmente alterado dificultando su clasificación. Los cristales al tener una estructura ordenada son más resistentes en el tiempo a los procesos de meteorización. Sin embargo no todos los minerales poseen la misma resistencia a la alteración, por lo cual el tiempo de meteorización y su secuencia de alteración toman relevancia y ha sido estudiada (Shoji, Nanzyo y Dahlgren, 1993), y se ha obtenido la siguiente secuencia de susceptibilidad a la alteración:

Vidrio Coloreado > Vidrio no Coloreado

Olivino > Plagioclasa > Anfíbola > Cuarzo

2.2. Vidrio Volcánico Composición Química

La composición química del vidrio volcánico depende de su material parental, es decir del magma del cual se genera. Si bien anteriormente se realizó una clasificación a partir del contenido de sílice, no es el único elemento presente en el vidrio volcánico y son estos otros elementos los que al meteorizarse dan características especiales a los suelos. En la Tabla 2 se presentan los elementos encontrados en rocas volcánicas del centro sur de Chile.

Tabla 2. Composición Química de Rocas Volcánicas del Centro Sur de Chile (Besoin et al.,1985)

Molécula	Porcentaje de Acuerdo al Tipo de Roca (%)		
	Basáltica	Andesítica	Riolítica
SiO ₂	51,50	58,33	73,02
Al ₂ O ₃	20,48	17,77	13,99
Fe ₂ O ₃	3,54	2,70	1,20
FeO	5,57	3,16	0,26
MgO	3,68	3,19	0,40
CaO	10,62	5,18	1,00
Na ₂ O	2,69	3,74	3,81
K ₂ O	0,41	2,07	4,92
TiO ₂	0,60	0,80	0,21
MnO	0,14	0,28	0,04
P ₂ O ₅	0,13	0,09	0,09
H ₂ O	0,68	2,56	1,04

Se desprende de la Tabla 2 que las composiciones más básicas (basaltos), relacionada a los vidrios coloreados, poseen mayor cantidad de Al₂O₃, Fe₂O₃, FeO, CaO que las composiciones más ácidas (andesitas y riolitas). Por lo general, mayores concentraciones de Fe generan

deposiciones de colores más oscuros y es posible asociarlas a composiciones más básicas (González, 2012).

El vidrio volcánico por su génesis posee una estructura desordenada y amorfa, carente de estructuras cristalinas. Este tipo de estructura propicia que, bajo condiciones climáticas húmedas y con buen drenaje, el vidrio volcánico sea muy inestable y en consecuencia el proceso de meteorización sea más acelerado que el de estructuras cristalinas o para-cristalinas.

La morfología del vidrio queda definida por la viscosidad del magma, la cual depende de su composición química y la cantidad de gases que posee. Una alta viscosidad y gran cantidad de gases se relaciona a un magma con una composición ácida, lo que morfológicamente resulta en vidrios con poros de gran tamaño. Por el contrario, magma de menor acidez tiene una menor viscosidad y contenido de gases, lo que genera partículas de vidrio con poros más pequeños.

Yamada y Shoji (1993) clasifican las partículas de vidrio volcánico a partir de su morfología. La Figura 5 muestra las cuatro categorías definidas, donde las partículas más ácidas serán similares a los tipos a y c, mientras que una composición intermedia a básica se refleja en las partículas de tipo d. Las partículas de tipo b se generan cuando partículas con grandes vesículas (poros) como las de tipo a explotan generando fragmentos.

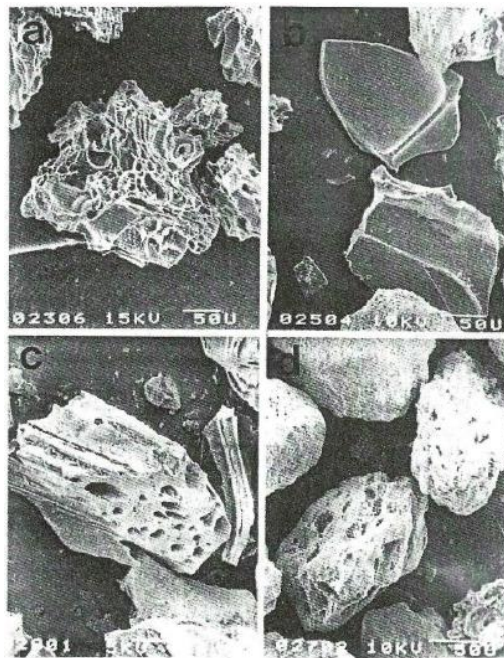


Figura 5. Tipos de partículas de vidrio alofánico de acuerdo a su morfología. (a) Tipo esponja, (b) tipo plato, (c) fibrosa (fiamez) y (d) tipo grano (Shoji et al., 1993).

2.3. Alteración de los Depósitos de Material Piroclástico

Las características o propiedades de un suelo derivado de materiales volcánicos están fuertemente ligados con el grado de alteración del depósito del cual se origina (González, 2012). Esta alteración depende del vidrio volcánico presente en el depósito y de las características antes mencionadas; su composición química y de la morfología de las partículas. Las partículas más porosas poseen una superficie específica mayor que las de menor porosidad (la superficie específica se define como la relación entre el área de una partícula y su masa). Entonces, a mayor superficie específica, mayor es el área de acción de los factores de alteración y en consecuencia se facilita el proceso de meteorización.

En relación a su composición química existe una relación directa entre el contenido de sílice y la densidad del vidrio volcánico. A mayor cantidad de sílice, mayor es la densidad y más difícil es alterar el vidrio volcánico, ya que las moléculas de SiO_2 se encuentran muy cercanas unas de otras generando enlaces muy fuertes. Sucede lo contrario a menores densidades, donde es mucho más fácil alterar el vidrio (Paredes, 2005).

Kirkman y McHardy (1980) estudiaron la alteración de cenizas volcánicas, llegando a la conclusión que en depósitos basálticos y andesíticos la alteración es más rápida, lo que se condice con una menor cantidad de sílice (ver Tabla 2). Por otro lado, Ruxton (1988) descubrió que el vidrio contenido en cenizas volcánicas poseía una vida media entre 1.650 a 5.000 años, para diferentes climas y composiciones.

Los suelos derivados de las cenizas volcánicas se desarrollan a través de procesos de alteración física y química de los depósitos piroclásticos. Estos procesos (disolución, lixiviación y precipitación de compuestos) transforman los minerales, la forma y el tamaño de las partículas, la fábrica y la porosidad. Su influencia es controlada por las condiciones climáticas y el tiempo (Lizcano, 2006). Las condiciones climáticas (precipitación, temperatura, humedad y viento) determinan la presencia de fluidos disponibles para las reacciones químicas, la tasa a la cual ocurren estas reacciones, la migración de compuestos y la erosión, entre otros procesos (Chadwick, 2003; Townsed, 1985).

Es la humedad presente en el medio la que condiciona el proceso de meteorización del vidrio volcánico hacia otras estructuras. En una primera etapa el vidrio volcánico es fuertemente hidratado generando iones y cationes sobre la superficie de las partículas del vidrio. Esta hidratación genera lixiviación sobre la superficie del vidrio liberando sílice. A partir de las condiciones existentes, sumado a este proceso de lixiviación es que se pueden formar partículas asociadas a la arcilla: alofán e imogolita, ferrihidrita, complejo Al/Fe, sílice opalina (gel de sílice) y óxidos de Fe. La formación de una u otra estructura dependerá de otras condiciones, como por ejemplo el pH, el drenaje y la temperatura.

El tiempo gobierna la secuencia para la síntesis de minerales y la distribución de tamaños de partículas. A continuación se muestra una línea temporal de la alteración del vidrio volcánico hasta llegar a la formación de haloisita, esto considerando que se dan las condiciones para su formación;

Vidrio Volcánico → Geles de Sílice y Aluminio → Arcilla Alofánica → Arcilla Haloisítica

2.4. Suelos de Origen Volcánico

Los suelos de origen volcánico tienen una serie de particularidades que los diferencia de los suelos provenientes de otros materiales: tienen una distribución geográfica específica, poseen un origen común y exhiben propiedades características.

Se sabe que las cenizas volcánicas pueden dar origen a suelos muy diversos, como podzoles, oxisoles, latosoles y regosoles, según las condiciones e intensidad con que actúen los factores de formación: clima, vegetación, topografía, organismos y tiempo. Pero existe un grupo de suelos que tienen una derivación genética común y que se identifica con las cenizas volcánicas como material parental a través de las propiedades características y diagnósticas: los Andosoles (FAO, 1968, 1975) o en un concepto más amplio, los Andepts (USDA, 1975). Los Andosoles representan la unidad modal más característica de los suelos derivados de cenizas volcánicas (Besoain, 1985)

2.4.1. Distribución de Suelos de Origen Volcánico en el Mundo

La tectónica de placas es la responsable de la generación de las grandes cadenas montañosas y volcanes a nivel mundial, y es cercano a estas formaciones geológicas donde se encuentran los suelos que son objeto de este estudio. Dentro de las regiones volcánicas más importantes están (Besoain et al., 1985):

- Región volcánica y tectónica circunpacífica, que incluye las costas de Asia y América, así como el océano Pacífico y sus islas
- El territorio volcánico Mediterráneo
- El sector volcánico Atlántico a lo largo de la costa oeste
- El territorio volcánico de África Oriental y Oriente Medio

Los suelos provenientes de cenizas volcánicas representan cerca del 0,84% de los suelos a nivel global y se localizan predominantemente en regiones tropicales (condiciones óptimas de humedad y temperatura para su generación) (Quantin, 1986; Shoji et al., 1993). La Figura 6 representa un esquema a nivel mundial de la distribución de estos suelos.

2.4.2. Suelos de Origen Volcánico en Chile

La subducción de las placas Sudamericana y de Nazca a lo largo de gran parte del país ha generado una gran cantidad de actividad volcánica, trayendo como consecuencia la expulsión de grandes cantidades de material piroclástico. La gran cantidad de material expulsado se ve reflejado en la superficie abarcada por los suelos de origen volcánico, los que se extienden por todo el país exceptuando la zona entre Atacama y Aconcagua donde no existe evidencia de un volcanismo moderno.

En Chile, es posible diferenciar los suelos de origen volcánico en tres grandes secciones a partir de tres zonas climáticas: la zona árida, la zona de transición semiárida y la zona húmeda (Besoain, 1985).

- En la zona árida (18°-28° l.s.) a una altitud media de 3.000 m y una precipitación inferior a los 100 mm anuales, las cenizas, pómez, ignimbritas y lavas riolíticas, dacíticas y andecíticas han estado sometidas a una meteorización y lavaje mínimos, con una presencia casi nula de material orgánico. Los vidrios volcánicos se transforman lentamente y no se transforman en materiales amorfos o lo hacen en proporción extremadamente baja.
- En la zona de transición semiárida/mediterránea (33°30'-34°30' l.s.) se encuentran depósitos de pómez riolítica en las llanuras de sedimentación del Área Metropolitana y la VI región que han dado origen a los Suelos Pumicíticos.
- En la zona sub/húmeda, con precipitación anual superior a los 800 mm/año, las cenizas volcánicas han originado cuatro grupos principales de suelos: Trumaos, Ñadis, Suelos Rojos Arcillosos y Suelos Pardo Arcilloso.

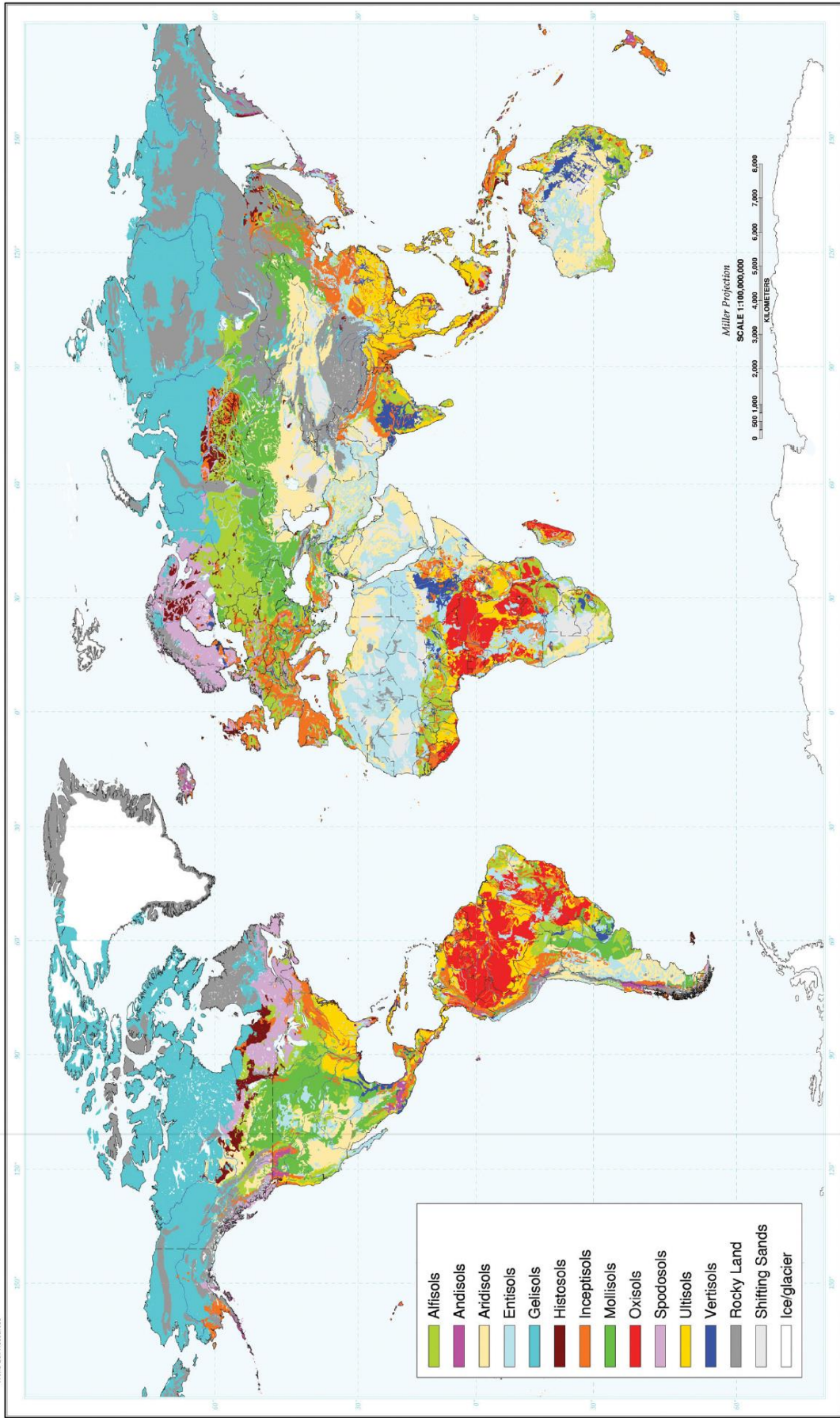


Figura 6. Distribución Mundial de Suelos de Origen Volcánico (ver Andisols). (Takahashi, Shoji, 2002)

La diferenciación que se produce en las zonas climáticas y localización derivará en distintos grados de meteorización, en consecuencia las propiedades y características de estos suelos variará. Una primera diferenciación se observa en la Figura 7 donde se muestran los suelos de origen volcánico encontrados en el sur de Chile separados a partir de su alteración.

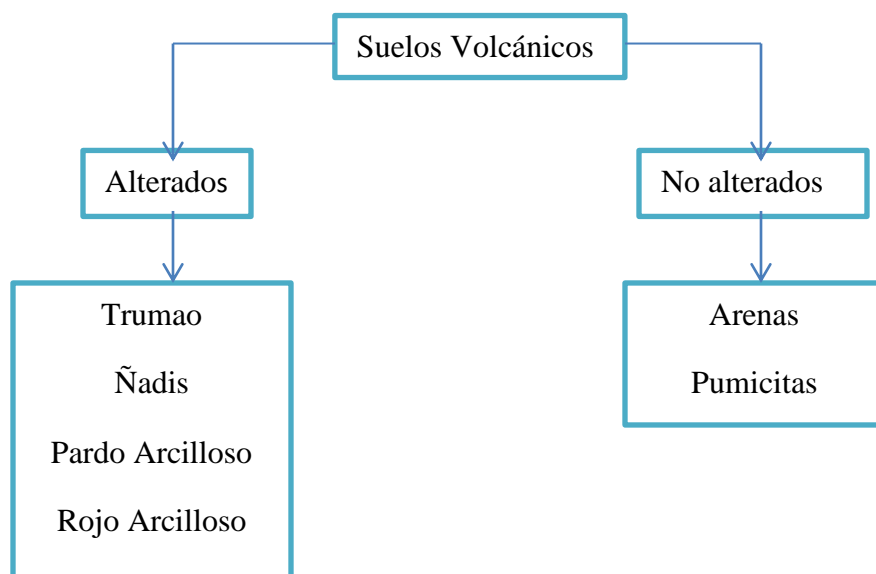


Figura 7. Esquema suelos volcánicos del sur de Chile según su alteración (Paredes, 2005).

La Figura 8 muestra esquemáticamente la distribución de suelos de origen volcánico en el territorio nacional.

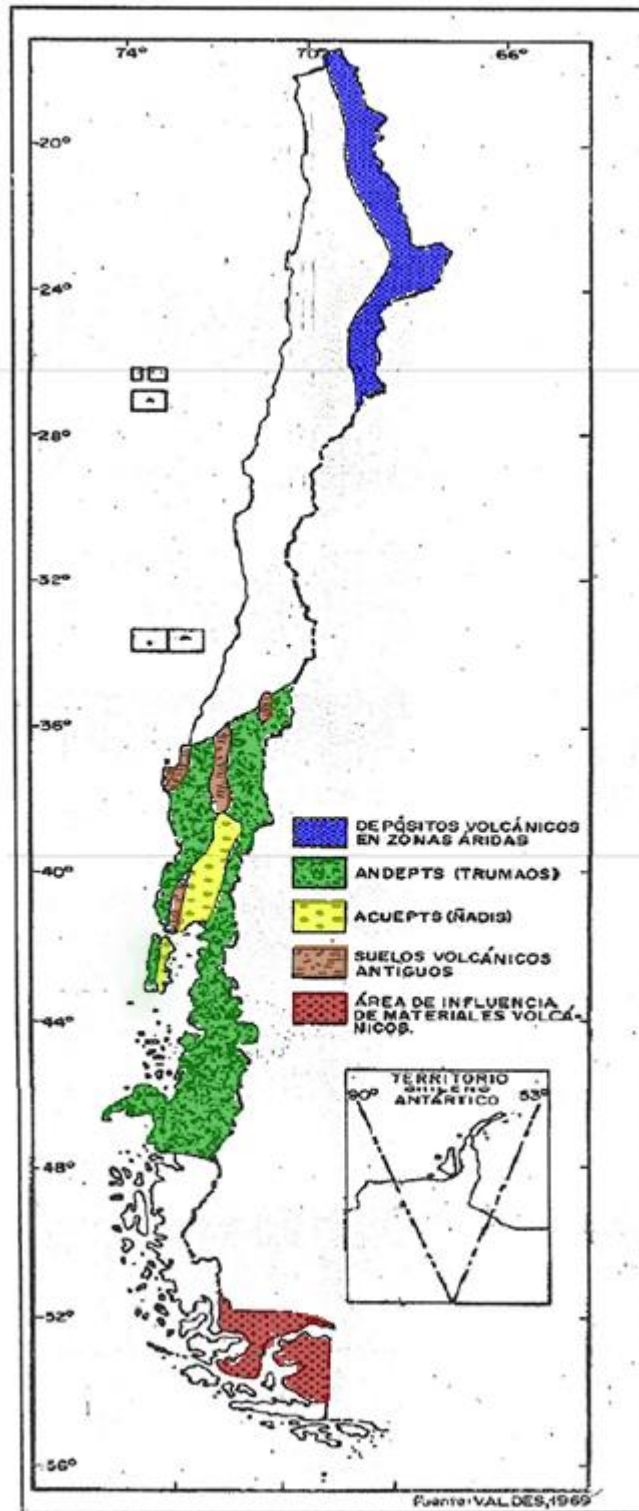


Figura 8. Distribución general de suelos derivados de materiales volcánicos (Valdés, 1969).

La distribución de los Trumaos se inicia en la VI región (34° 30'S.) con sectores en la precordillera andina y en la depresión central. Hacia el sur, aumentan su extensión y frecuencia, especialmente en la precordillera de los Andes, de manera que llegan a formar un manto prácticamente continuo alrededor de los 36°30'S. En la Depresión Central aparecen formaciones aisladas de Trumao a los 35°30', los que se van desarrollando en forma paulatina hacia el sur de modo que a los 39° S, casi toda la superficie entre ambas cordilleras se encuentra cubierta por Trumaos. Más al sur aparecen los Ñadis, en topografías planas y terrazas de la Depresión Central (Besoain et al., 1985).

Los suelos Rojo Arcillosos se inician como formaciones aisladas en la precordillera de la VII Región, frente a Talca (36°30'S). Se hacen más frecuentes a medida que se avanza hacia el sur, alcanzando su mayor extensión entre los 37°-41°S (Besoain et al., 1985).

Los suelos Pardo Arcillosos están localizados en la Depresión Central de la IX Región y presentan características intermedias entre los Trumaos y los Rojo Arcillosos (Besoain et al, 1985).

Los suelos derivados de arenas volcánicas de depositación directa constituyen una extensa formación situada en la cordillera misma en lugares sometidos a la acción de los volcanes entre los 38°S a 47°S, como una formación prácticamente continua que comienza a volverse aislada a partir de los 36°30'S, al sur del Volcán Chillán (Besoain et al, 1985).

Suelos derivados de aluviones volcánicos son suelos recientes y tienen una localización específica, dentro de la cuenca del Bío-bío en torno al cono aluvial del río Laja, entre los 37°S-37°5'S (Besoain et al, 1985).

En la Figura 9 se esquematiza la localización de los suelos volcánicos en el centro-sur de Chile, mientras que en la Tabla 3 se muestra una estimación de la superficie que ocupan estos suelos.

Tabla 3. Estimación de la superficie ocupada por suelos de origen volcánico (Mella y Kühne, 1983)

Suelo	Superficie (has.)
Trumaos	3.334.000
Ñadis	423.000
Rojo Arcilloso	665.000
Pardo Arcilloso	32.800
Arenas Volcánicas	432.000
Suelos Aluviales	347.400

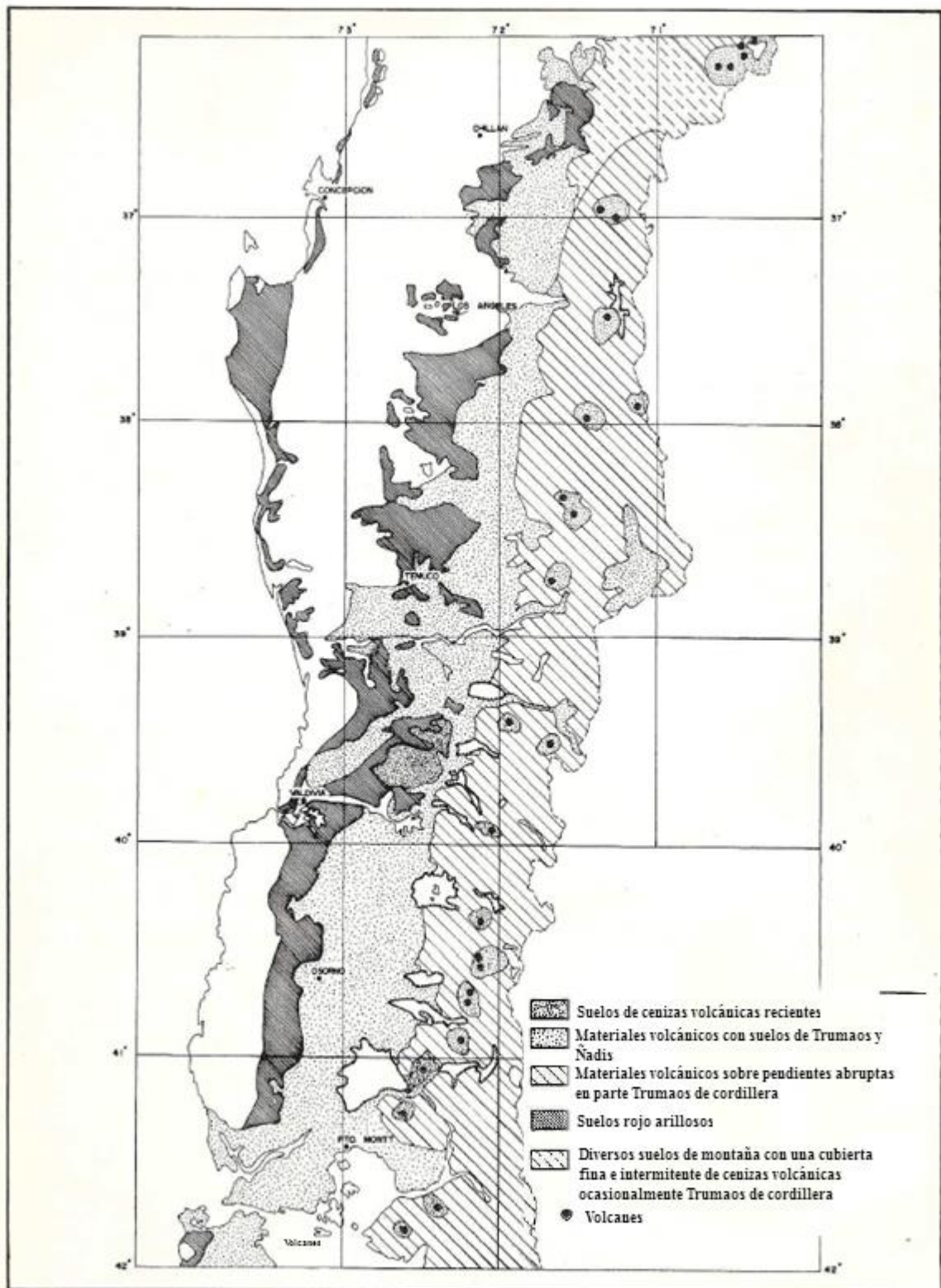


Figura 9. Distribución esquemática de los suelos de origen volcánico en el sur de Chile [modificado de Wright (1965) Besoain et al. (1985)].

Es claro ver, a partir de la Tabla 3, la importancia de los Trumaos que abarcan más de la mitad del área comprendida por los suelos volcánicos a nivel nacional.

Dentro de los suelos alterados, su principal diferenciación está dada por su edad, la que se ve reflejada en el tipo de arcilla presente en el suelo y se relaciona con el grado de meteorización a la que ha sido sometido el material parental. En la Tabla 4 se presentan los tipos de suelos alterados, el tipo de arcilla presente y su edad probable.

Tabla 4. Edad y tipo de arcilla presente en suelos derivados de ceniza volcánica (Besoain, 1985)

Suelo	Tipo de Arcilla	Edad Probable (Miles de años)
Trumaos	Alofánica	0,5-20
Ñadis	Alofánica	10-20
Pardo Arcillosos	Haloisita y muy poco alofán	25-60
Rojo Arcillosos	Haloisita	80

2.5. Minerales Alofánicos

El resultado de la alteración del vidrio volcánico bajo condiciones específicas resulta en minerales arcillosos con características singulares. En la Tabla 5 se presentan los principales componentes identificados por Besoain y Sepúlveda (1983) en suelos de origen volcánico (Andosoles).

Tabla 5. Componentes principales identificados en las arcillas de los Andosoles (Suelos volcánicos de Chile, 1985)

Grupo	Naturaleza	Nombre
Silicatos	No-cristalina	Alofán
		Componentes para-alofánicos
	Para-cristalina	Protoimogolita
		Protoimogolita-Alofán
		Imogolita
	Cristalina	Haloisita; Caolinita
Minerales 2:1 y 2:2 y sus interstratificados		
Oxidos	No-cristalina	Óxidos no cristalinos de Fe, Al y Si
	Cristalina	Oxidos Cristalinos de Fe, Al y Si
Complejos órgano-metálicos	No-Cristalina	Complejos húmicos de Fe y Al

En este trabajo, se consideran el alofán y la imogolita como los más representativos y serán sujetos de estudio. En la Tabla 6 se muestran las características ideales para la formación del alofán.

Tabla 6. Características de los factores que influyen en la formación de Arcilla Alofánica (González, 2012).

Factor de Alteración	Características para la Formación de Arcilla Alofánica
Nivel de Precipitación Anual	La formación de arcilla alofánica requiere altos niveles de precipitación, mayores a 800 mm/año (Besoain, 1985)
Topografía	Topografías que permiten el fácil escurrimiento del agua en el suelo, mejorando el drenaje, la lixiviación del vidrio volcánico y el arrastre de sílice disuelta, favorecen la formación de arcillas alofánicas (Shoji, Nanzyo, Dahlgren, 1993).
Temperatura	A mayor temperatura se acelera el proceso de meteorización, favoreciendo la formación de arcilla alofánica (Farmer et al. 1979).
Composición del Vidrio Volcánico	Los vidrios coloreados, por su morfología y composición, se alteran con mayor facilidad. Además, la mayor liberación de Mg y Ca, mantienen el agua a un pH sobre 4.9, favoreciendo la formación de arcilla alofánica. Vidrios no coloreados generan una reacción que acidifica el suelo inhibiendo la formación de arcilla alofánica (Paredes, 2005).
pH	La formación de arcilla alofánica se acelera con pH entre 4.9 y 7 (Parfitt y Kimble, 1989). Bajo 4.9, la formación de alofán se inhibe.
Materia Orgánica	Al descomponerse la materia orgánica que se encuentra en contacto con el vidrio volcánico, acidifica el suelo, inhibiendo la formación de arcilla alofánica.
Tiempo	Las partículas de Alofán e Imogolita poseen una vida media aproximada de 25.000 años, luego se transforman, en el caso particular de Chile, en arcillas de tipo Haloisitas (Besoain, 1985).

En general, las partículas de alofán e imogolita se encuentran juntas. Solo con factores de formación específicos es posible encontrarlas por separados. Por esto, cuando se hable de arcilla alofánica o cantidad de alofán se refiere al conjunto de ambas.

Las partículas formadas a partir de la descomposición del vidrio volcánico, alofán e imogolita en una primera etapa, presentan una estructura no cristalina, que no es amorfa ni completamente cristalina. Sin embargo, la imogolita presenta una estructura mucho más ordenada que la del alofán, denominada estructura paracristalina. Esta diferencia en la estructura generará propiedades diferentes entre ambas partículas, por ejemplo en la resistencia térmica.

2.5.1. Alofán

El nombre alofana significa aparecer, en referencia al cambio que frecuentemente experimenta desde un material con apariencia vidriosa (vidrio volcánico) a otro con apariencia terrosa, dependiendo del grado de hidratación. Las partículas de alofán se presentan masivamente durante las primeras etapas de alteración y luego de un tiempo variable, determinado por las condiciones ambientales, evolucionan hacia minerales de arcilla cristalinos. Los alofanos pueden permanecer en el suelo por periodos fluctuantes entre 3 a 25.000 años.

Los alofanos son definidos como una serie de aluminosilicatos, de composición química variada, por tener dominios de orden en rangos cortos y presencia de uniones Si-O-Al (Besoin, 1985).

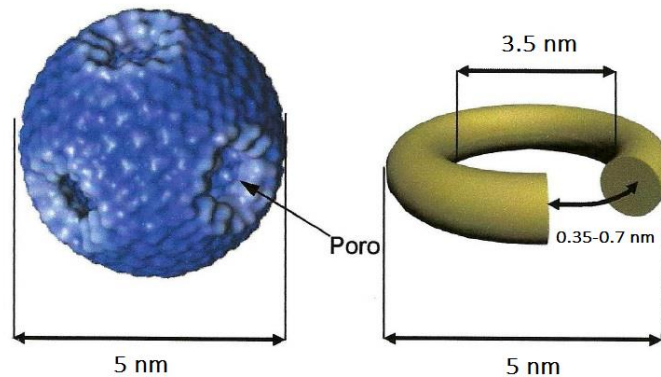


Figura 10. Presunta morfología de las partículas de alofán (Gonzalez, 2012)

Las partículas de alofán pueden presentar dos morfologías posibles, como se muestra en la Figura 10. La primera es una forma esférica hueca con dimensiones de hasta 5 nm de diámetro exterior y 3.5 nm de diámetro interior, en cuya superficie posee poros que se producen por un defecto de la terminación en la estructura de las cadenas atómicas. La segunda morfología presenta una forma anular hueca discontinua que, al igual que la primera, posee poros cuyo tamaño es superior a los 0.35 nm. El grosor de pared en ambas morfologías es cercano a 1 nm. En la Figura 11 se muestran fotografías de partículas de alofán obtenidas mediante microscopía de barrido.

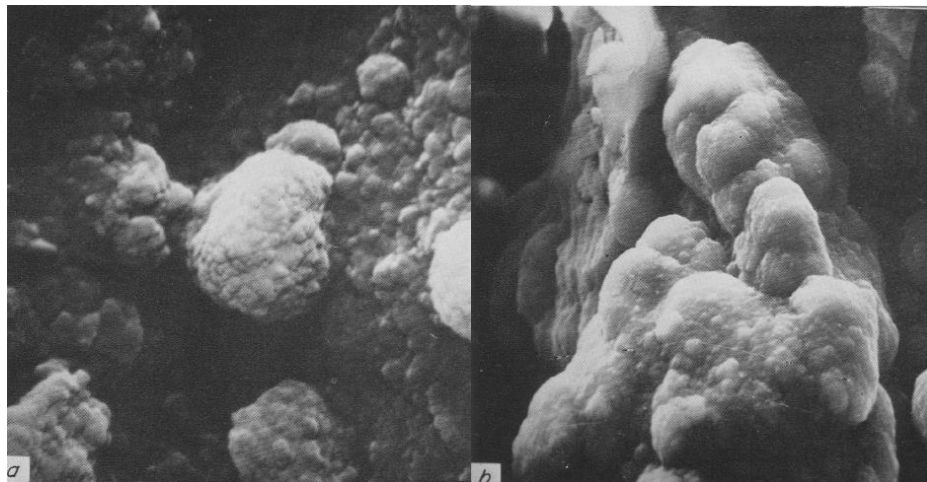


Figura 11. Fotografías de alofán mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) (Eswaran, 1971).

La estructura y morfología de la partícula de alofán son capaces de retener grandes cantidades de agua. En su superficie exterior, el agua se retiene en forma de monocapa, en sus poros, formando parte de su estructura, y en su interior, debido al paso de moléculas de agua por poros de diámetro superiores a 0.3 nm. Las irregularidades en la estructura pueden llegar a generar entre 8 a 12 poros por esférulo.

En cuanto a su composición química, su estructura se conforma por $\text{Al}_2\text{O}_3 \cdot (1.3-2)\text{SiO}_2 \cdot n\text{H}_2\text{O}$, donde n es alrededor de 3. A partir de la razón entre la cantidad de aluminio y sílice es que un alofán puede ser catalogado como rico en sílice (1:1, Al:Si) o rico en aluminio (2:1, Al:Si). Del mismo modo, a partir de la razón entre $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ se dice que un suelo alofánico está compuesto por mas partículas de alofán si la razón anterior se encuentra en el rango 1.2-2 (Besoin, 1985). En la Figura 12 se muestra el ordenamiento atómico de una nano esfera de alofán.

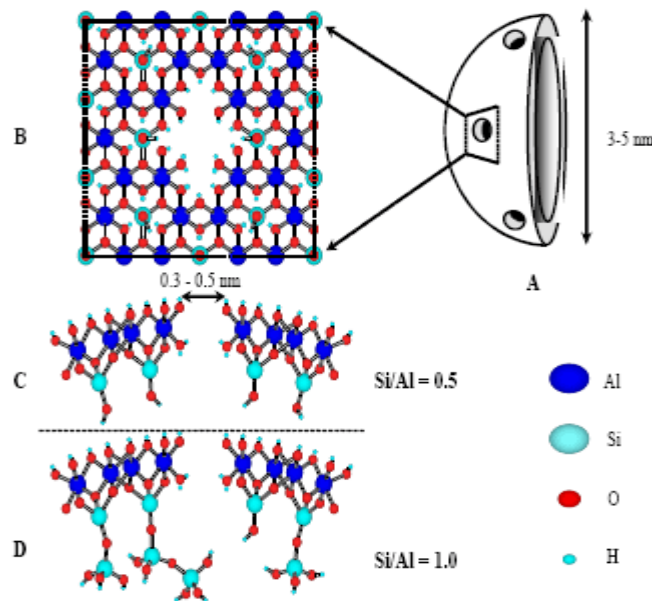


Figura 12. Estructura química de una nano esfera de alofán. (a) Morfología de una sección de la nano esfera, (b) arreglo atómico cerca del poro, (c) y (d) arreglo atómico en la sección transversal del poro. (Ghoneim et al., 2006)

2.5.2. Imogolita

La imogolita es un elemento paracristalino, por lo cual estructuralmente es un puente entre elementos no-cristalinos, como el alofán, y elementos cristalinos, como la haliosita. A diferencia del alofán y de cualquier mineral conocido, la imogolita presenta una morfología característica consistente en fibras, semejantes a hebras de hilos o cabellos, con diámetro constante y de gran longitud.

La partícula de imogolita se presenta como una hebra conformada por microfibras, las cuales poseen una forma cilíndrica, con un diámetro interno de 1 nm y un diámetro externo de 2 nm. Se han observado imogolitas de hasta 30 nm de diámetro y unos cuantos micrones de longitud. En la Figura 13 se esquematiza una sección transversal del conjunto de microfibras que componen una imogolita.

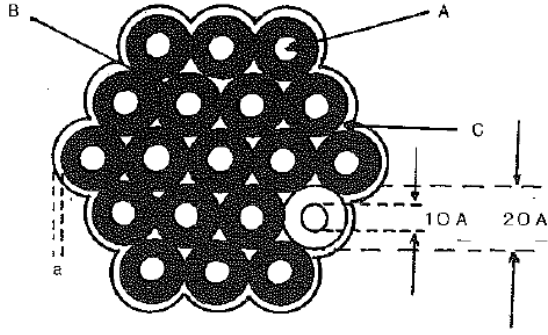


Figura 13. Esquemática microfibras agrupadas para la formación de una partícula de imogolita (Besoain, 1985)

Al igual que la partícula de alofán, las imogolitas tienen la capacidad de retener una gran cantidad de agua, ya sea en su superficie como una monocapa, entre las microfibras y al interior de estas formando parte de su estructura.

Desde el punto de vista químico, la imogolita parece ser intermedia entre el alofán y la klichita. Se asigna a la imogolita la composición $\text{Al}_2\text{O}_3\text{SiO}_2 (2.3-2.8)\text{H}_2\text{O}$, la cual de una relación $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3 = 1$ o $\text{Si}:\text{Al}=0.5$. Sin embargo, la primera razón por lo general sobrepasa ligeramente el valor de 1 debido a la presencia de alofán, que siempre coexiste con ella. Del mismo modo para una relación $\text{SiO}_2:\text{Al}_2\text{O}_3$ entre 1.00-1.15 se habla de arcillas alofánicas con mayor presencia de imogolita. En la Figura 14 se muestran imágenes de fibras de imogolita obtenidas mediante microscopía electrónica de barrido, mientras que en la Figura 15 se muestra el ordenamiento de los átomos en forma esquemática.

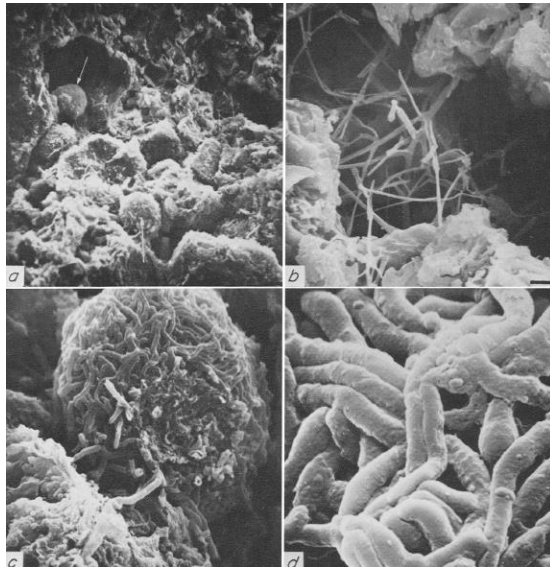


Figura 14. Fotografía de fibras de imogolita mediante microscopía electrónica de barrido (SEM) (Eswaran, 1971).

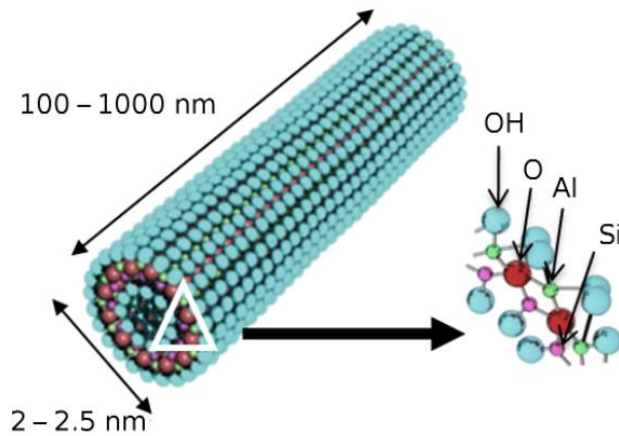


Figura 15. Esquema de una fibra de imogolita y su ordenamiento atómico. (Wei Ma et al., 2012)

2.6. Alteración de minerales alofánicos: temperatura y deshidratación

A través de ensayos físicos es posible determinar como distintos factores afectan la estructura del alofán y la imogolita. A continuación se expondrán los factores y propiedades de interés para este estudio.

Debido a que las partículas de alofán e imogolita por lo general se encuentran unidas y estructuradas con partículas de agua en su ordenamiento atómico, el efecto que tiene un aumento de la temperatura, o un secado, desencadena un colapso y un desorden en su estructura primaria.

A través de ensayos termogravimétricos es posible monitorear la variación de la masa a medida que se aumenta la temperatura, a una presión constante. Besoain (1985) realizó este tipo de ensayos en alofán e imogolita para estudiar su comportamiento y los complementó con ensayos de difracción de rayos X.

En la Figura 16 se muestran las curvas termogravimétricas (TG) de un alofán y de una imogolita. La curva TG del alofán muestra una pérdida de peso continua hasta 700-800°C, debido a la pérdida de agua e hidroxilos. La mayor pérdida se produce bajo los 400°C, extendiéndose asintóticamente a la región de altas temperaturas. Hasta 400°C se pierde alrededor del 17-18% del peso (en base a peso seco a 110°C). Por otra parte, la curva TG de la imogolita difiere de la del alofán en que presenta dos intervalos de pérdida de peso abrupta. Se observa una fuerte pérdida de peso entre la temperatura ambiente y 200°C, menos acentuada entre 200-300°C y nuevamente abrupta entre 300-400°C, para estabilizarse a 600-700°C. El cambio brusco entre 300°C y 400°C se debe a la deshidroxilación de la imogolita con la consiguiente destrucción de la estructura (Besoain, 1985). Este salto se condice con la pérdida de estructura identificada a través del diagrama de difracción de rayos X (Figura 17), donde los peaks característicos de la imogolita (curva normal en la figura) desaparecen progresivamente al incrementar la temperatura.

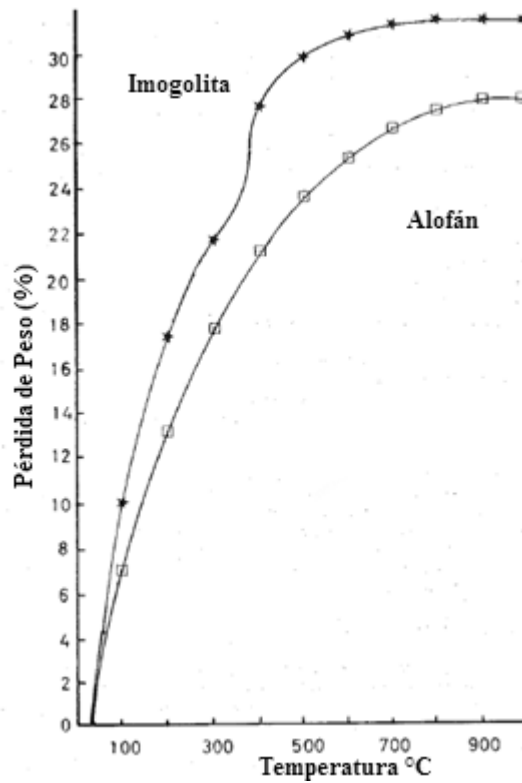


Figura 16. Curvas de desidratación o curvas termogravimétricas de alofán y de una imogolita. (Besoain, 1985)

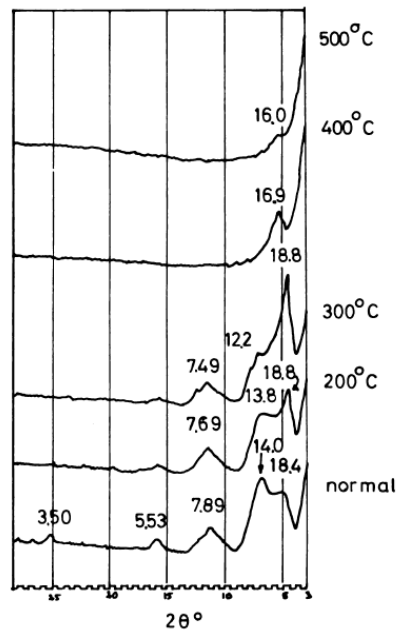


Figura 17. Cambios que experimenta el diagrama de difracción de rayos X de la imogolita por efectos de la temperatura (Besoain, 1985).

Por medio de espectrofotometrías infrarrojas (EI), se demostró que la estructura de la imogolita permanece estable hasta los 200°C, a los 300°C se ha producido el 40% de la deshidroxilación y ya a los 500°C se observa una estructura totalmente colapsada. Es decir, a los 300°C se produce un cambio irreversible en la estructura de la imogolita. Por otra parte, los cambios irreversibles

del alofán comienzan a los 150°C, lo que se condice con la estructura mucho menos ordenada que la imogolita y una resistencia térmica mucho menor (Paredes, 2005).

Otra característica que poseen los alofanos e imogolitas es la retención de agua en el interior de su estructura. Esta agua es retenida con mayor fuerza debido a que adquieren entre sí un cierto grado de polarización. El agua interna puede ser extraída a temperaturas entre 110°C y 150°C. Una vez retirada el agua, la partícula colapsa sin posibilidad de recuperar su estructura original. A temperaturas de 85°C, el agua interpartículas de alofanos se pierde totalmente (Besoain, 1985).

Otro efecto del colapso estructural debido a la temperatura en las partículas de alofán e imogolita se presenta en los cambios en la superficie específica, lo cual se profundizará en el siguiente capítulo.

2.7. Detección de Alofán e Imogolita

El alofán y la imogolita son detectables por medio de métodos físicos pues estas estructuras no son completamente amorfas como el vidrio volcánico. Debido al orden de la estructura en pequeños tramos, se conocen como estructuras de rango corto.

Para la detección por métodos químicos se utiliza la disolución selectiva, que es el único método que además permite cuantificar la cantidad de alofán e imogolita en la fracción de arcilla de un suelo alofánico.

2.7.1. Métodos Físicos

Si bien los métodos físicos no pueden cuantificar la cantidad de alofán en una muestra de suelo, varios de estos métodos lo pueden detectar. Además de la detección, estos métodos ayudan al estudio de los efectos que producen otros agentes como la temperatura y la molienda en la estructura de las partículas de alofán e imogolita a niveles atómicos (Paredes, 2005). Entre los métodos físicos están:

- Fotoelectrones de rayos X (XPS)
- Resonancia de espines de electrones (ESR)
- Espectrografía fotoacústica (PAS)
- Resonancia nuclear magnética (RNM)
- Espectrografía de rayos X (ERX)
- Espectrofotometría infrarroja (EI)
- Difracción de electrones (DE)
- Difracción de rayos X (R-X)
- Termo gravimetría diferencial (TGD)
- Análisis térmico integral (ATI)
- Análisis térmico diferencial (ATD)
- Microscopía electrónica de transmisión (TEM)
- Microscopía electrónica de barrido (SEM)

2.7.2. Métodos Químicos

El método químico utilizado para la detección y cuantificación de partículas alofánicas es conocido como *Disolución Selectiva* (DS). La particularidad de este método es que es posible saber, con mucha certeza, si existe o no alofán o imogolita en un suelo volcánico, y cuantificar la cantidad (Paredes, 2005).

El método consiste en extraer el Aluminio (Al), Sílice (Si) y Hierro (Fe), de la fracción de arcilla y seleccionar los elementos a los que están asociados. Dependiendo del reactivo (o combinación de reactivos) utilizado se detectará el elemento (Al, Si o Fe) asociado a materia orgánica, alofán (e imogolita) o materiales cristalinos. Los reactivos utilizados son:

- Ácido oxálico y oxalato de potasio
- Pirofosfato de sodio
- Ditionito-citrato-bicarbonato de sodio (DCB)

La cuantificación de la cantidad de alofán más imogolita se realiza de manera indirecta cuantificando el sílice y aluminio extraídos del suelo mediante el ácido oxálico (Al_o y Si_o) y el aluminio detectado por el pirofosfato de sodio (Al_p). La detección y cuantificación de cada uno de los elementos se realiza con un espectrómetro de absorción atómica (EAA) luego de someter a la muestra de suelo a los reactivos correspondientes.

Se determina la razón entre el aluminio $Al=Al_o - Al_p$ y el sílice Si_o , y utilizando la Tabla 7 se conoce el factor F para finalmente determinar el contenido de alofán con la Ecuación 1.

Tabla 7. Factor multiplicador F a partir de la relación Al:Si para la determinación indirecta del porcentaje de alofán (Parfitt, 1990)

Al:Si _o	Factor Multiplicador (F)
1	5
1.5	6
2	7
2.5	10
3	12
3.5	16

$$\text{Alofán (\%)} = Si_o(\%) \cdot 7.143 \cdot F \quad (1)$$

Esta metodología para la detección y cuantificación del alofán es apropiada, rápida y sencilla, pero requiere de equipamiento especializado (Hermosilla, 2012)




3. Superficie Específica

El presente capítulo trata sobre la superficie específica como una propiedad relevante en el análisis de los suelos de origen volcánico. Este capítulo define y explica las metodologías para su medición, relacionándola con los minerales arcillosos y alofánicos, y explica su relación con los límites de Atterberg.

3.1. Superficie Específica

La superficie específica se define como la relación entre el área de una partícula y su masa. Se puede interpretar como la suma de las áreas de todas las partículas que forman un gramo de material (m^2/g). En las superficies de las partículas se desarrolla una alta reactividad físico-química con el medio; adsorción de cationes, adsorción de moléculas de agua, variación de la carga eléctrica, atracción-repulsión entre partículas. La superficie específica depende principalmente del tamaño y la morfología de las partículas. La morfología de las partículas puede ser representada por formas geométricas simples, que permiten determinar una superficie específica teórica. En la Tabla 8 se muestran las formas más comunes a las que pueden ser relacionadas las partículas encontradas en el suelo y el valor de su superficie específica. En la misma tabla se presentan los minerales arcillosos expuestos en el capítulo anterior, donde la partícula de alofán puede ser representada por una esfera y la imogolita por un cilindro.

Tabla 8. Superficie específica teórica para distintas geometrías (Narsilio y Santamarina, 2002)

Forma o Geometría	Dimensiones	Ejemplos	Superficie específica
Esferas y cubos 	Diámetro (o lado) D	Alofanas	$S_e = \frac{6}{D \cdot \rho_w \cdot G_s}$
Cilindros y primas 	Diámetro (o lado) D , largo L (con $L \gg D$)	Haloisita, Imogolita	$S_e = \frac{4}{D \cdot \rho_w \cdot G_s}$
Formas aplanadas 	Espesor t , ancho D , y largo L (con $t \gg L > D$)	Montmorillonita, Caolinita, Mica	$S_e = \frac{2}{t \cdot \rho_w \cdot G_s}$

ρ_w = densidad del agua, G_s = gravedad específica, S_e = superficie específica

Por otra parte, el tamaño de partículas también define el valor de la superficie específica. Partículas pequeñas tienen un mayor número de partículas en un gramo de muestra y en consecuencia tienen una mayor superficie expuesta.

En general, partículas de mayor tamaño como arenas o gravas son representadas con forma esférica o pseudo-esférica y poseen una superficie específica muy baja. Por otro lado, los minerales arcillosos tienden a formar estructuras con morfología laminar y de tamaño muy pequeño lo que resulta en una superficie específica elevada.

El concepto de superficie específica se puede dividir en tres grupos:

- Superficie específica externa (SEE): Superficie que incluye todas las prominencias y aquellas grietas que son más anchas que profundas.
- Superficie específica interna (SEI): Superficie que comprende las paredes de todas las grietas, poros y cavidades que son más profundas que anchas.
- Superficie específica total (SET): Comprende la superficie específica interna y externa.

3.2. Métodos de medición de la Superficie Específica

Existen varios métodos para determinar la superficie específica y se pueden agrupar en tres grandes grupos:

- Adsorción de moléculas en estado gaseoso. Por ejemplo: adsorción de N₂, adsorción de vapor de agua, adsorción de Kr y adsorción de Ar.
- Absorción de moléculas de una solución. Por ejemplo: absorción de Etil Glicol Monoetil Éter (EGME), absorción de Bromuro de Cetilpiridinio (CPB), absorción de p-Nitrofenol, absorción de Azul de Metileno (AM)
- Técnicas basadas en propiedades termodinámicas, en difusividad de los patrones de difracción de rayos X o propiedades eléctricas.

A continuación se expondrán los métodos más comunes para la medición de superficie específica de los suelos.

3.2.1. Medición mediante adsorción de moléculas en estado gaseoso

El método de adsorción es un método para medir la cantidad de gas adsorbido sobre la superficie de una muestra en polvo en función de la presión del gas adsorbido, lo cual es utilizado para determinar la superficie específica de la muestra. La teoría de adsorción de gas propuesta por Brunauer, Emmett y Teller (BET) es el fundamento para la medición del área superficial en materiales con valores altos de superficie específica. Las ecuaciones de BET representan la forma general de las isotermas reales encontradas de forma experimental, y de estas isotermas es posible determinar el volumen de gas para formar una capa unimolecular de gas adsorbido en la superficie adsorbente y en consecuencia determinar la superficie específica externa.

La superficie específica es determinada mediante

$$\frac{P}{V_{ads}(P_0 - P)} = \frac{1}{V_m C} + \frac{C - 1}{V_m C} \frac{P}{P_0} \quad (2)$$

Donde P es la presión aplicada, P_o es la presión de saturación, V_{ads} es el volumen de gas adsorbido a P/P_o , V_m es el volumen de adsorbante para cubrir la superficie con una monocapa, C constante adimensional relacionada a la entalpia de adsorción y condensación del gas adsorbante. Graficando $P/V_{ads}(P_o-P)$ versus P/P_o se obtiene una línea recta, cuya pendiente e intercepto se pueden asociar a C y V_m . Una vez determinado V_m , y conociendo las propiedades del gas adsorbente es posible determinar la superficie específica mediante

$$A_s = \frac{V_m}{V_{molécula}} A_{molécula} \quad (3)$$

Donde $V_{molécula}$ y $A_{molécula}$ son el volumen de una molécula de adsorbato y el área de la sección transversal de una molécula de adsorbato.

Se pueden distinguir 2 metodologías para realizar la medición mediante la adsorción de gas: el método del flujo dinámico y el método volumétrico. En el método de flujo dinámico una mezcla de gas adsorbante y gas portador (por lo general Helio) es pasado por sobre la muestra. El volumen de gas adsorbido es determinado por el cambio en la concentración del gas adsorbido en la mezcla antes y después de pasarlo por la muestra. En el método volumétrico la muestra es colocada en un contenedor con un volumen conocido y el volumen de gas adsorbido es determinado por el cambio de presión asociado a la adsorción de gas sobre la superficie de la muestra.

Se han utilizado más de 107 gases orgánicos e inorgánicos para aplicar esta técnica. Actualmente los 4 gases más utilizados para la medición de superficie específica mediante adsorción de gas son: nitrógeno, argón, kriptón y vapor de agua. El nitrógeno es utilizado en la mayoría de los casos y el kriptón es utilizado para la medición de áreas superficiales pequeñas. En la Tabla 9 se muestran los valores del área molecular de estos gases.

Tabla 9. Área gases más recurrentes utilizados como adsorbante (Everett y Ottewill, 1969)

Gas	Temperatura [°C]	Área molécula [Å ²]
N ₂	-195	16.2
Ar	-195	13.8
Kr	-195	20.2
H ₂ O	25	12.2

La particularidad de este método es que sólo permite determinar la superficie específica externa (SEE) de la muestra y no la total. Sin embargo, es complementaria a otras técnicas para medir la superficie específica total SET y la interna SEI. Una de las principales ventajas es que es un método rápido que permite medir la SEE en menos de 10 minutos (Cerato, 2001). Una de las principales desventajas es el costo del equipamiento especializado. Por otra parte las muestras deben ser secadas, lo que puede alterar químicamente los minerales y en consecuencia modificar la superficie específica (generalmente una reducción de ésta).

3.2.2. Absorción mediante moléculas en una solución

La base de los métodos por absorción fue introducida por Dyal y Hendricks (1950) cuando desarrollaron una técnica para la medición del área superficial de muestras de suelo mediante el humedecimiento de estas con etilenglicol, esperando que el etilenglicol cubra la muestra y removiendo el exceso de líquido por evacuación. La medición de la superficie específica se

determina a partir de la masa del líquido retenido, asumiendo que una capa monomolecular de etilenglicol se absorbió en la superficie. Sin embargo, la principal desventaja radica en que para algunos suelos el tiempo necesario para llegar al equilibrio es excesivo, llegando incluso a una semana dependiendo de la mineralogía de las arcillas (Cerato, 2001). Es por ello que, buscando solucionar este problema, se replica el mismo concepto con otros líquidos más polares.

3.2.2.1 Absorción de Etil Glicol Metil Éter (EGME)

En 1965, Carter introduce el uso del EGME como la molécula polar para determinar el área superficial de las capas de silicatos y suelos. Este líquido polar tiene una presión de vapor a temperatura ambiente mucho más alta que el Etil Glicol de Dyal y Hendricks (primer líquido utilizado). Por lo tanto, se evapora más rápidamente en muestras tratadas, necesitando menos tiempo para evaporar el líquido libre y llegar al equilibrio con una capa mono molecular. El método posee la misma precisión que el propuesto por Dyal y Hendricks (Carter, 1986).

Se ha calculado que la cantidad de EGME requerido para cubrir 1 m^2 de superficie de arcilla con una monocapa de moléculas es de 0.000286 g , con una cobertura molecular de $5.2 \cdot 10^{-15} \text{ cm}^2/\text{molécula}$.

Para realizar la medición con EGME se debe realizar una preparación de la muestra, la que incluye un secado, tamizado por malla N°40, en algunos casos tratamiento con H_2O_2 para destruir la materia orgánica, lavado de las arcillas con agua y deshidratación con P_2O_5 .

Cerca de 1 gramo de suelo es colocado en un recipiente de aluminio, el cual es pesado en una balanza de precisión $0,001 \text{ gr}$. Aproximadamente 3 mL de EGME se añaden al suelo hasta formar una pasta. El recipiente se coloca en un desecador de vacío estándar y se deja equilibrar por un tiempo que depende del vacío entregado por la bomba. Para confirmar el equilibrio, cada cierto intervalo de tiempo se pesa el recipiente hasta alcanzar una diferencia de 0.001 gr . Una vez alcanzado el equilibrio, se determina la cantidad de EGME absorbido y con ello la superficie específica cubierta por el líquido.

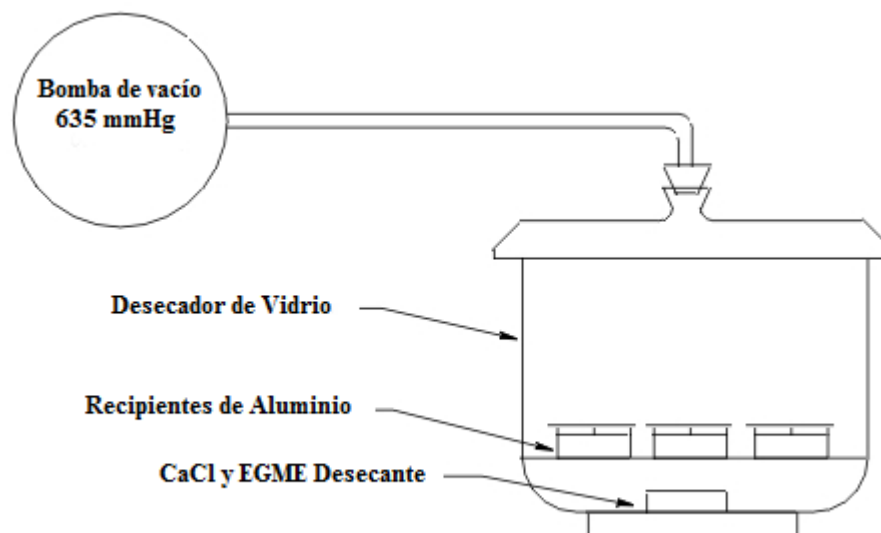


Figura 18. Esquema del equipo utilizado para el método de absorción de EGME (Cerato, 2001)

3.2.2.2. Absorción de Bromuro de Cetilpiridinio (CPB)

El método consiste en colocar pequeñas cantidades de suelo (0.1-0.5 g) en tubos de ensayo mezcladas con 10-40 mL de CPB. El tubo es colocado en un shaker durante la noche a 25-30°C porque el CPB no es fácilmente soluble a bajas temperaturas. Al terminar la absorción, los tubos son centrifugados durante 15 minutos. La concentración de CPB en el sobrenadante puede ser determinado mediante la capacidad de absorción UV.

En materiales con una baja densidad de carga superficial, el CPB falla formando una monocapa completa. Dado que el método sólo permite medir SEE, se recomienda preferir el método de adsorción de N₂.

3.2.2.3. Absorción de azul de metileno (AM)

Esta técnica se basa en la absorción de los cationes de una solución de cloruro azul de metileno (Figura 19) por las cargas negativas de la superficie de las arcillas. Conociendo el área máxima que cubre un catión de azul de metileno, es posible determinar la superficie específica a partir de la cantidad de AM absorbido, cantidad que se determina cuando la muestra de arcilla se encuentra saturada por el catión.

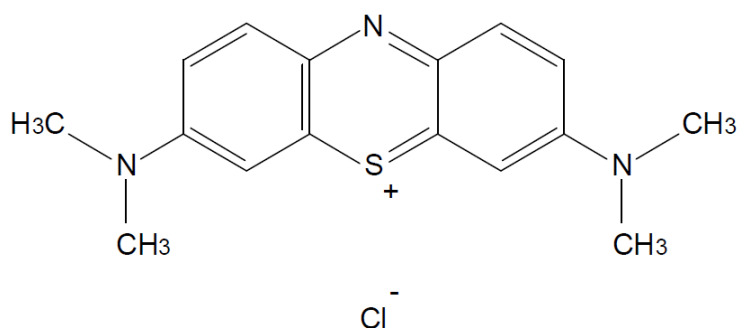


Figura 19. Estructura del catión de azul de metileno, C₁₆H₁₈N₃S⁺Cl⁻. Forma prismática; 17Å·7,6 Å·3.25 Å. Máxima área cubierta 130 Å². PM: 319,87 g/mol (Narsilio y Santamarina, 2002).

Esta técnica es simple y económica y se puede ejecutar de dos formas, las que se explican a continuación (Narsilio et al.,2002).

Estándar Europeo (Ensayo de la mancha)

El estándar europeo consiste en realizar los siguientes pasos:

- 1) Preparar una solución acuosa de AM mezclando 1,0 gr. de polvo seco de AM con 200 mL de agua deionizada.
- 2) Preparar una suspensión de suelo mezclando 10 gr. de suelo seco al horno con 30 mL de agua deionizada.
- 3) Agregar la solución de AM a la suspensión de suelo en incrementos de 0,5 mL.

- 4) Mezclar la suspensión durante un minuto para dar tiempo al catión AM de ser absorbido sobre la superficie mineral, reemplazando los cationes en la capa difusa.
- 5) Colocar una gota de la suspensión sobre papel filtro tipo P5 (~95 g/m², ~4mL/min de flujo). La gota se absorbe por capilaridad formando una marca circular.
- 6) Terminar el ensayo cuando un halo azul claro se forma concéntricamente alrededor de la gota sobre el papel, como muestra la Figura 20. Este punto indica que hay exceso de AM en el fluido, es decir, que se ha alcanzado la saturación de la superficie mineral.
- 7) Registrar el número N de incrementos de 0,5 mL de AM necesarios para alcanzar la saturación y calcular la Superficie Específica (Se) como:

$$Se = \frac{1 \text{ gr}}{319,87 \text{ gr/mol}} \cdot \frac{1}{200 \text{ mL}} \cdot (N \cdot 0,5\text{mL}) \cdot N_{Av} \cdot A_{AM} \cdot \frac{1}{10 \text{ gr}} \quad (4)$$

Donde $N_{Av} = 6,02 \cdot 10^{23}$ es el número de Avogadro y $A_{AM} = 130 \text{ \AA}^2$ es el área cubierta por un catión de AM.

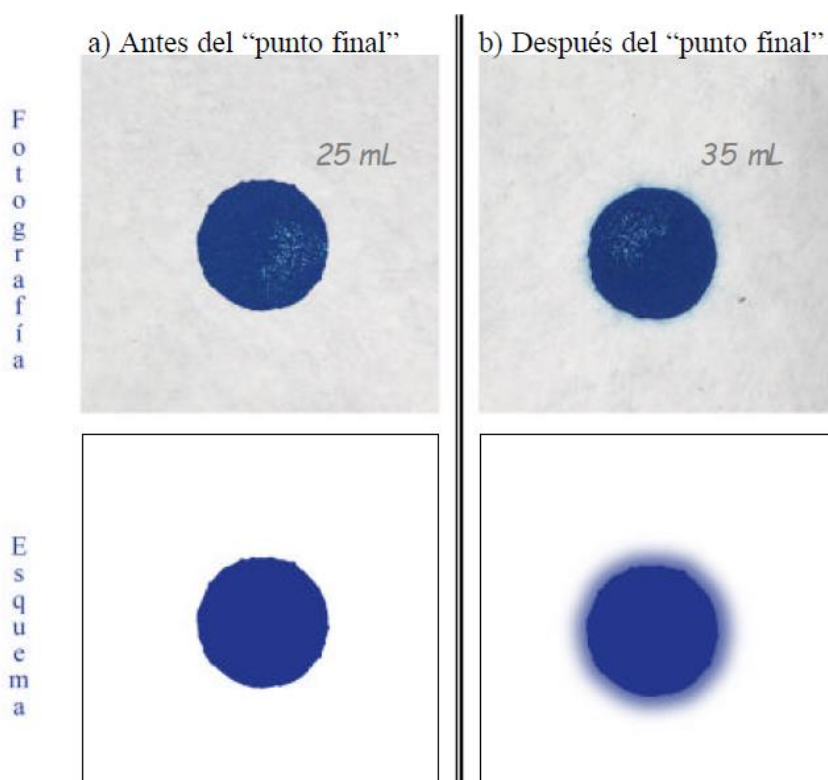


Figura 20. Diferencia entre el antes y después del “punto final”. a) Gota de suspensión mineral sobre papel filtro de flujo lento antes del punto final b) Gota de suspensión mineral sobre papel filtro de flujo lento después del punto final (Narsilio, Santamarina, 2002)

Titulación o Valoración

La titulación o valoración (titration) es una metodología de análisis químico cuantitativo que se utiliza en el análisis volumétrico, donde se pretende conocer la concentración de un reactivo conocido en una reacción. La precisión de la determinación de AM absorbido puede ser mejorada respecto a la metodología anterior con el uso de un espectrofotómetro. El valor de la superficie específica se deriva del punto de la curva de titulación, que relaciona la cantidad de

AM agregado con la cantidad absorbida, que indica el total reemplazo de cationes en la superficie. Este punto debería coincidir, o estar muy cercano, al punto final obtenido por el método de la mancha. La metodología consiste en los siguientes pasos:

- 1) Mezclar 2.0 g de suelo secado al horno con 200 mL de agua deionizada.
- 2) Añadir la solución de AM a la solución de suelo (1.0 g de AM por 200 mL de agua deionizada)
- 3) Mezclar la suspensión continuamente por aproximadamente 2 horas, dejar reposar durante una noche para alcanzar el equilibrio de absorción y permitir el asentamiento de las partículas.
- 4) Cuidadosamente retirar 5 mL del fluido, colocarlo en un tubo de ensayo y centrifugar.
- 5) Medir la concentración remanente de AM en el fluido.
- 6) Añadir mas solución de AM y repetir los pasos anteriores.
- 7) Graficar la cantidad de AM agregado versus la cantidad de AM absorbido e identificar el punto de total reemplazo de cationes (Ver Figura 21). La superficie específica (Se) se calcula a partir de la cantidad de AM absorbida en el punto óptimo mediante:

$$Se = \frac{m_{MB}}{319.87} N_{Av} A_{AM} \cdot \frac{1}{m_s} \quad (5)$$

Donde m_{MB} es la masa de AM absorbido en el punto de total reemplazo de cationes y m_s es la masa del espécimen de suelo.

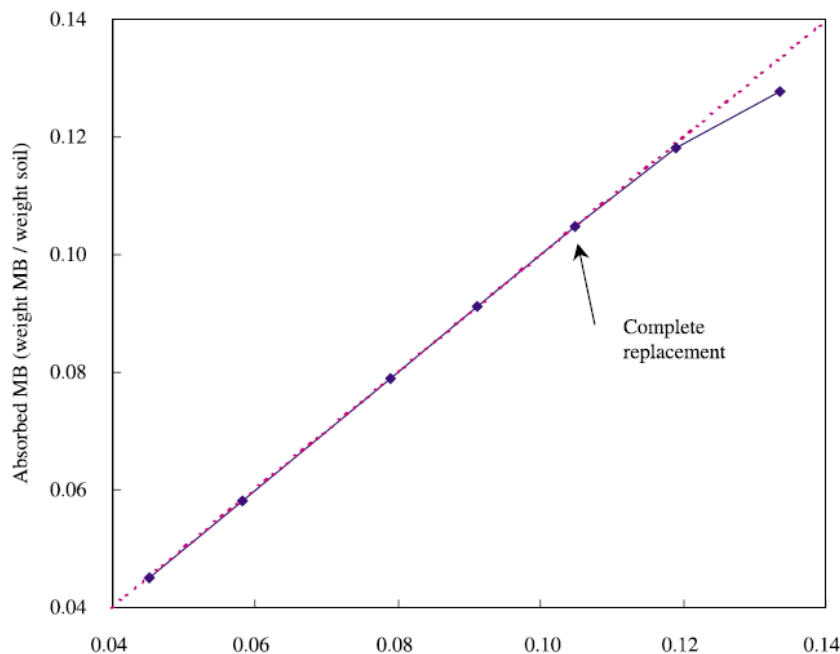


Figura 21. Ejemplo del punto de completo reemplazo de cationes en una muestra de suelo mediante la curva de titulación (Santamarina, 2002)

Un problema que presenta esta técnica es que dependiendo cómo es atacada la superficie de la arcilla por parte de la molécula de AM esta variará la superficie que cubre. Si la molécula se encuentra en la cara más grande de la superficie de estudio, la superficie cubierta será de 130 \AA^2 , si la molécula se inclina ($65-70^\circ$) con respecto a la superficie de estudio, la superficie cubierta será de 66 \AA^2 por molécula, ahora si el eje más largo está orientado en forma perpendicular a la superficie, el área cubierta será aproximadamente $24,7 \text{ \AA}^2$ por molécula. La incertidumbre en el

supuesto del área cubierta por la molécula de AM puede afectar a la estimación de la Se en más de un 100% (Santamarina, 2002).

3.3. Superficie específica (S_e) de minerales alofánicos

En la primera parte de este capítulo se esquematiza una partícula de alofán como una esfera y una imogolita como un cilindro. En ambos casos, debe considerarse que la estructura ahuecada y con poros genera un aumento considerable en la SET. Los valores que se conocen de superficie específica en estos materiales son variables y revelan diferencias en la metodología usada en su determinación, así como los tratamientos de las muestras o a las técnicas de extracción del material.

La superficie específica puede considerar las partículas unitarias separadas o aglomeradas en microagregados. En el primer caso, se tienen SET teóricas de $2210 \text{ m}^2/\text{g}$ (Wada, 1980) y $800 \text{ m}^2/\text{g}$ (Parfitt y Henmi, 1980) para la partícula de alofán.

Kitagawa (1971) realizó experimentos con alofanos derivados de pómez alteradas de Japón para estudiar el efecto de la molienda y el calentamiento. Sus resultados indican que ante estos factores las partículas unitarias colapsan y se aglomeran, disminuyendo la superficie específica respecto a muestras no tratadas. En la Figura 22 se esquematiza el colapso de estos microagregados. Kitagawa obtuvo resultados experimentales para los alofanos de $\text{SET} = 598 \text{ m}^2/\text{g}$ en muestras no tratadas, $443 \text{ m}^2/\text{g}$ en muestras sometidas a molienda y $384 \text{ m}^2/\text{g}$ en muestras calentadas a 110°C , evidenciando una disminución en la SET en las muestras tratadas.

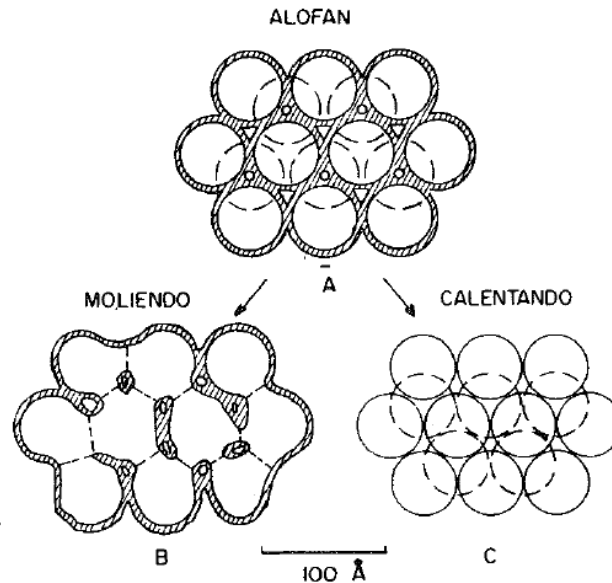


Figura 22. Modelo micromorfológico de microagregados de alofán. a) Sin tratamiento, b) molido, y c) calentado (Kitagawa, 1971).

El método de secado, que puede ser por ejemplo liofilización, calentamiento y deshidratación con P_2O_5 , influye fuertemente en el valor de la SET. Un estudio de Egashira y Aomine (1974) en muestras de alofán secadas al aire, al vacío con P_2O_5 y en horno a $105^\circ C$ indica valores de SET de 1019, 915 y $747 \text{ m}^2/\text{g}$, respectivamente. Mientras que para una muestra de imogolita secada al aire y en P_2O_5 en vacío, valores de SET de 1218 y $1103 \text{ m}^2/\text{g}$, respectivamente.

En el caso de las imogolitas, entre la SET experimental ($900\text{-}1100 \text{ m}^2/\text{g}$) y la SET teórica ($1540 \text{ m}^2/\text{g}$) existe una diferencia aproximada del 30%. Esta diferencia se puede deber a que la absorción de EGME u otras moléculas polares sólo se realiza en la periferia y los espacios interunitarios y no al interior del tubo (Besoain, 1985).

Sepúlveda y Besoain (1983) efectuaron determinaciones de SET y SEE en arcillas de andosoles chilenos mediante absorción de EGME, y cuyos resultados se muestran en la Tabla 10. Sepúlveda y Besoain consideran que la SET obtenidas, tanto en muestras de alofán como de imogolita, fueron afectadas principalmente por el método de secado empleado (liofilización) y el uso del catión Na como catión de saturación. La liofilización causaría el colapso parcial de poros interfibrilares con lo que se inhibiría la absorción de EGME y N_2 . En las arcillas liofilizadas, Sepúlveda y Besoain comprobaron el desarrollo de secado irreversible o histéresis, siendo prácticamente imposible la resuspensión de los geles obtenidos en las arcillas hidratadas.

Tabla 10. SET, SEE y SEI de alofanos e imogolitas separados de Andosoles chilenos (Sepúlveda y Besoain, 1983)

Partícula	Suelo	SET [m^2/g]	SEE [m^2/g]	SEI [m^2/g]
Alofán	Osorno	432	156	277
	Corte Alto	377	151	226
	Puyehue	501	162	339
Imogolita	Corte Alto	326	131	195
	Puyehue	500	178	322
	Kitakami *	700	310	390

*Proporcionada por S. Aomine: películas gelatinosas de imogolita, Kitakami, Kyushu, Japón.

3.4. Estudios de Superficie Específica y Límites de Atterberg

Son varios los estudios que evidencian una relación entre distintas propiedades del suelo. Relaciones entre capacidad de carga eléctrica, superficie específica, límites de Atterberg, fracción de arcilla y porcentaje de alofán son comunes en la literatura. Para efectos de este estudio la recopilación se enfocará en la relación entre el límite líquido y la superficie específica, y entre el porcentaje de alofán y la superficie específica.

En la Tabla 11 se presentan relaciones entre el límite líquido (LL) y la superficie específica (Se) determinadas por diversos autores. Es posible inferir de las ecuaciones que en rangos de límite líquido con valores bajos (Gill y Reeves y Warkentin), la influencia de la superficie específica es menor que en rangos de límite líquido altos (Farrar y Coleman y Ghazalli).

Tabla 11. Relación entre límite líquido y superficie específica (Warkentin, 1971)

Ecuación	Rango de LL %	R ² *	N° de muestras	Referencia
$LL = 0.67 \cdot Se + 0.93$	28-121	0.91	19	Farrar y Coleman (1967)
$LL = 0.21 \cdot Se + 19$	17-78	0.97	13	Gill y Reeves (1951)
$LL = 0.25 \cdot Se + 8.5$	50-125	0.85	8	Ghazalli (1971)
$LL = 0.37 \cdot Se + 18$	19-85	0.95	22	Warkentin (1968)

*R²: Coeficiente de determinación

De Bruyn (1957) realizó mediciones de superficie específica en suelos de Sudáfrica, arcillas expansivas, y las relacionó con el límite líquido, llegando a la siguiente relación:

$$LL = 0.19 \cdot Se + 35.22 \quad (6)$$

Locat (1984) realizó mediciones de superficie específica y límites de Atterberg en arcillas de Canadá. Los resultados obtenidos por Locat se presentan en la Figura 23.

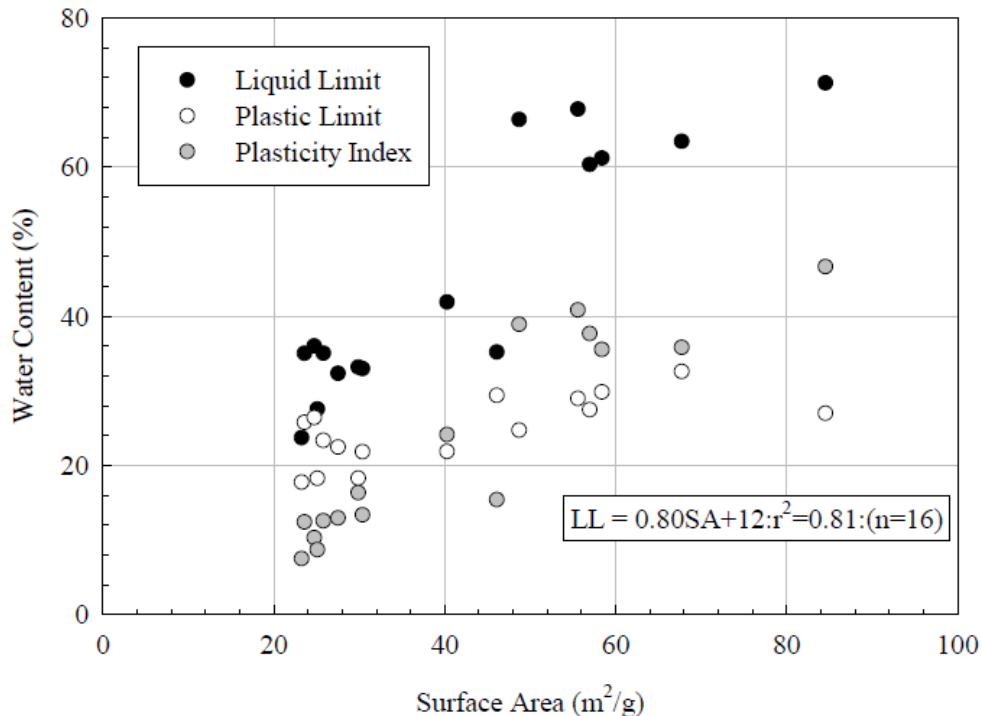


Figura 23. Relación entre la superficie específica y límites de Atterberg de arcillas canadienses (Locat, 1984)

Smith (1985) realizó mediciones en cerca de 32 muestras de diversos puntos de Israel y relacionó propiedades geotécnicas como el límite líquido y el límite plástico con la superficie específica, porcentaje de arcillas y capacidad de intercambio de cationes. A partir de sus resultados, la relación entre la superficie específica con el límite líquido es

$$LL = 0.14 \cdot Se + 19.805 \quad R^2 = 0.672 \quad (7)$$

Sridharan (1988) realizó una serie de mediciones en suelos caoliníticos del sur de India y los resultados obtenidos se muestran en la Figura 24.

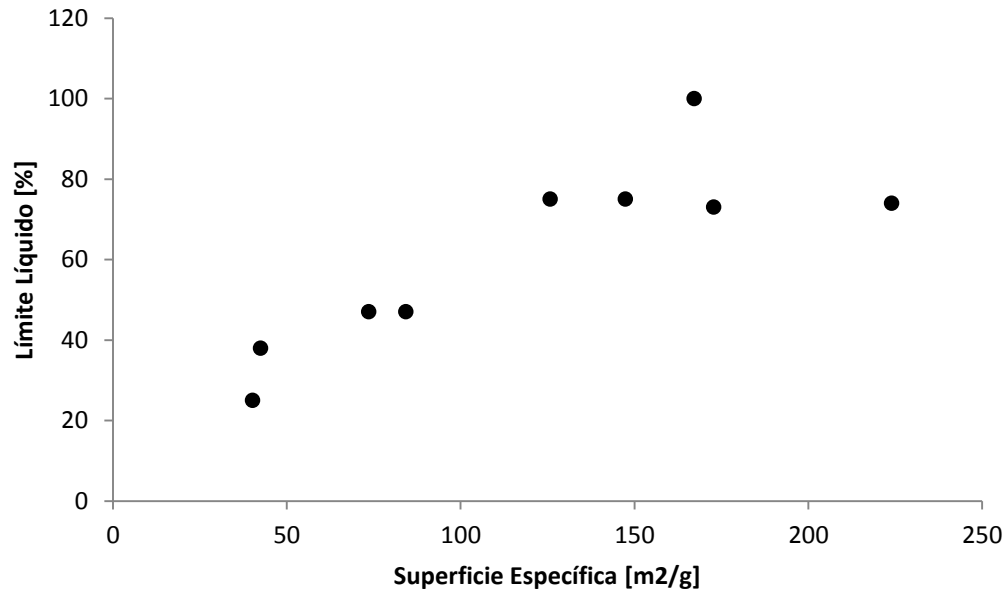


Figura 24. Relación entre la superficie específica y el límite líquido (Sridharan, 1988)

La relación entre la superficie específica y el límite líquido encontrada por Sridharan para estas nueve muestras es

$$LL = 0.31 \cdot Se + 24,25 \quad R^2 = 0,708 \quad (8)$$

Wetzel (1991) buscó relaciones entre la superficie específica y los límites de Atterberg en suelos marinos sedimentarios finos. Wetzel relacionó la superficie específica con el límite líquido y el límite plástico de 31 muestras provenientes de las afueras del noroeste de África, del mar Sulu, Pacífico Central y del Golfo de México. La Figura 25 se muestra los resultados del estudio y las relaciones que aproximan los datos son

$$LL = 1.01 \cdot Se + 46.5 \quad LL > 50 \quad (9)$$

$$LP = 0.43 \cdot Se + 13.5 \quad LP > 20 \quad (10)$$

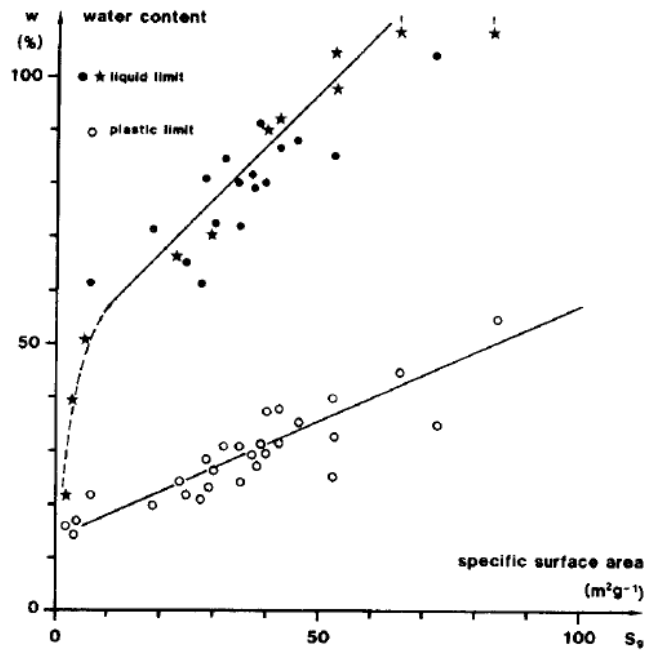


Figura 25. Relación entre el límite líquido, límite plástico y superficie específica (Wetzel, 1991)

Churchman y Burke (1991) realizaron una serie de estudios físico-químicos a muestras de suelos de Nueva Zelanda y Fiji. El estudio encontró las siguientes relaciones entre los límites de Atterberg y la superficie específica determinada mediante adsorción de nitrógeno y absorción de EGME:

$$LL = 0.82 \cdot Se + 40.3 \quad R^2 = 0.60 \quad N^{\circ} \text{ de muestras} = 11 \quad (N_2) \quad (11)$$

$$LP = 0.31 \cdot Se + 23.9 \quad R^2 = 0.52 \quad N^{\circ} \text{ de muestras} = 11 \quad (N_2) \quad (12)$$

$$LL = 1.2 \cdot Se + 26 \quad R^2 = 0.83 \quad N^{\circ} \text{ de muestras} = 11 \quad (EGME) \quad (13)$$

$$LP = 0.44 \cdot Se + 19.4 \quad R^2 = 0.65 \quad N^{\circ} \text{ de muestras} = 11 \quad (EGME) \quad (14)$$

Estas relaciones entre los límites de Atterberg y la superficie específica difieren debido a varios factores. Primero, las muestras provenientes de distintos lugares con distintos materiales parentales y procesos de meteorización. Segundo, los procedimientos de medición de superficie específica entregan valores distintos dependiendo de la metodología (ver relaciones de Churchman y Burke, 1991). Tercero, el tratamiento previo a las muestras (secado principalmente) afecta los resultados tanto de los límites de Atterberg como los de superficie específica.

Un ejemplo del cambio en la superficie específica debido al secado es presentado por Woignier (2007), que compara la superficie específica de suelos alofánicos de Martinica con su porcentaje de alofán. Un grupo de muestras son secadas con un secado clásico (40°C en horno eléctrico por 48 horas) y el otro grupo con un secado supercrítico. El secado supercrítico tiene la particularidad de que puede deshidratar un suelo sin generar tensiones superficiales e intersticiales que puedan dañar su microestructura. Los resultados se muestran en la Figura 26 e indican un aumento en la superficie específica cuando se utiliza un secado supercrítico.

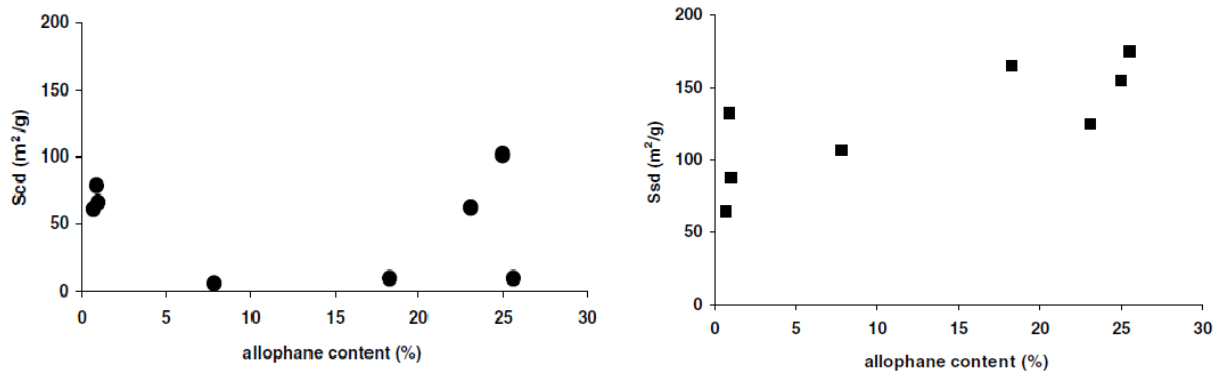


Figura 26. Comparación de resultados con secado clásico (CD) y secado supercrítico (SD), Woignier (2007).

4. Propiedades índice y compresibilidad de suelos de origen volcánico

Los suelos derivados de cenizas volcánicas, por su formación, microestructura y mineralogía presentan una serie de características particulares:

- Baja densidad seca
- Alta capacidad de retención de agua
- Disminución en la plasticidad cuando son expuestos al secado, lo cual depende de la humedad inicial, la temperatura y la duración del secado
- Alta sensibilidad al remoldeo
- En general, alta compresibilidad
- Altos índices de vacíos

Si bien estas propiedades podrían hacer pensar en un mal desempeño ingenieril de estos suelos, éstos han demostrado cierta competencia en estado natural, reflejado en un ángulo de fricción interna similar al de las arenas.

4.1.1. Propiedades índice de suelos de origen volcánico

La Tabla 12 muestra una recopilación de propiedades índice de suelos derivados de origen volcánico, lo que confirma algunas de las particularidades ya mencionadas. Se pueden observar altos valores en las humedades naturales, bajos valores en la densidad seca y amplio rango en el índice de vacíos.

En cuanto a la gravedad específica de sólidos (G_s), existen dos metodologías de determinación. La primera es secar el suelo previo al ensayo (vía seca), obteniéndose el peso seco antes del ensayo. La segunda es usar el suelo húmedo en el ensayo (vía húmeda), y determinar el peso seco una vez finalizado el ensayo. El método de vía húmeda entrega valores de G_s mayores que el de vía seca (Singleton, 1999).

El límite líquido y el límite plástico en suelos alofánicos son elevados y se pueden encontrar en un amplio rango. Se cree que tanto el límite líquido, el límite plástico y la humedad natural están relacionados a los contenidos de arcilla alofánica (Paredes, 2005).

Tabla 12. Propiedades Índice de Suelos Volcánicos Chilenos y de otros Países (Modificado de Hermosilla, 2012)

Prop.	Chile	Colombia	Otros países	
G _s	2.67-2.79 [29] 2.57-3.09 [30]	2.47-2.65 [4] 1.92-2.67 [7] 2.50-2.67 [28]	2.58-2.59 2.67-2.74 2.28-2.65	Ecuador [13] Japón [11] Fiji [7]
e _o	0.89-2.72 [29] 0.98-4.97 [30]	2.0-7.0 [3] 1.1-1.9 [21] 2.0-2.7 [4] 0.88-3.62 [1] 1.3-3.8 [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 [25,27] India [20] Japón [6,9] Java [22]
ω _n	52-126 % [29] 25-122 % [30]	80-200 % [3] 16-90 % [1]	50-300 % 50-100 % 102-205%, 40-50%, 27-184%	Indonesia [27] India [19] Japón [6,11,9]
L _L	62-160 % [29] 40-186 % [30]	52-64 % [4] 60-70 % [12] 120-250 % [15] 37-117 % [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 [25] Indonesia [25] Nueva Guinea [10] Nueva Guinea [10] Indonesia [26] India [19] Japón [18,11] Ecuador [8]
L _p	32-10 2% [29] 28-133 % [30]	27-33 % [4] 45-50 % [12] 70-150 % [15] 25-90 % [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 [25] Indonesia [25] Nueva Guinea [10] Nueva Guinea [10] Indonesia [26] Japón [18,11] Ecuador [8]
Υ _d KN/m ³	5.6-8.5 [29] 5.9-12.50 [30]	8.7 (limo arenoso) [21] 10.7 (arena limosa) [21] 7.0-8.4 [4] 4.5-13.8 [1] 5.7-13.8 [28]	4.0-7.2, 3.8-12.8 7.9-9.8 4.3-7.6	Japón [6,9] Fiji [7] Java [22]
Arena Limo Arcilla	-- -- 4 % [29]	5-40% [28] 55-70% [28] 5-22% [28]	0-30 % *; 25-59% ** 52-76 %*;23-51% ** 21-42%*; 17-19% **	*Nueva Zelanda [20] **West Indies and Japón [24]

([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, 2005. [30] Hermosilla)

4.1.2. Propiedades Índice de Suelos de Origen Volcánico del sur de Chile

En los últimos años, el académico de la Universidad de la Frontera Mauricio Hermosilla ha realizado una gran cantidad de ensayos de caracterización y comportamiento geotécnico de suelos de origen volcánico del sur de Chile. La mayoría de las muestras son provenientes del sur de Temuco, Valdivia, La Unión, Osorno y Frutillar.

La caracterización de las muestras incluye humedad natural, densidad natural y seca, límites de Atterberg y el ensayo químico de disolución selectiva para la determinación del porcentaje de alofán. Es a partir de estos resultados que se busca analizar las características de los suelos de origen volcánico del sur de Chile y las posibles relaciones entre sus propiedades.

La Figura 27 muestra la humedad natural relacionada con el porcentaje de alofán. Se puede ver que para porcentajes de alofán inferiores a 5 %, las humedades naturales se mantienen en un rango entre 20-60%, aproximadamente. Sin embargo, al aumentar los porcentajes de alofán, los valores se dispersan y ya no es posible establecer una relación entre estas propiedades.

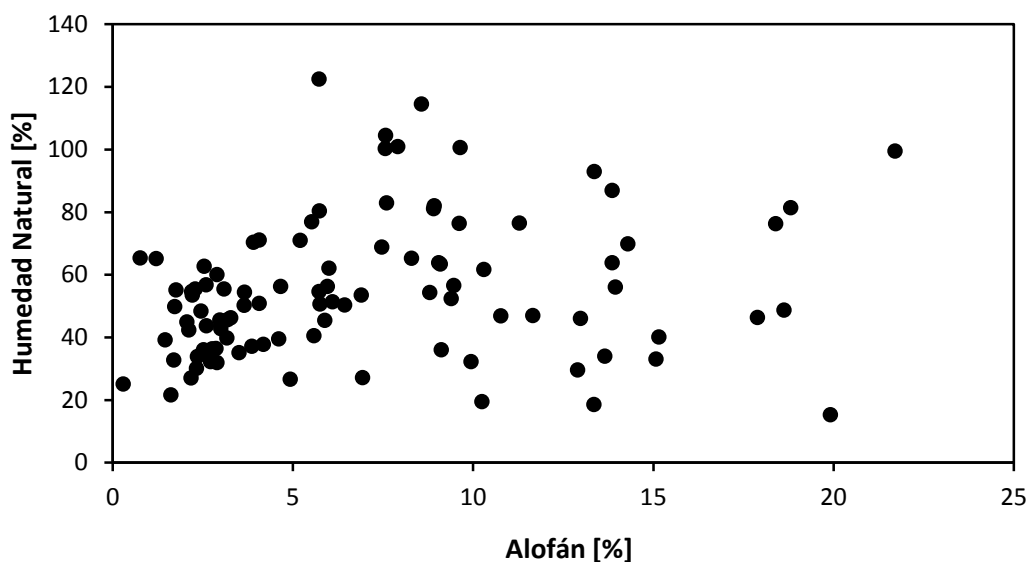


Figura 27. Relación entre la humedad natural y el porcentaje de alofán de suelos del sur de Chile.

Las densidades, tanto la natural como la seca, son bajas y relativamente constantes (ver Figura 28). Los valores promedio de densidad seca y natural son $0,92 \text{ t/m}^3$ y $1,40 \text{ t/m}^3$, respectivamente.

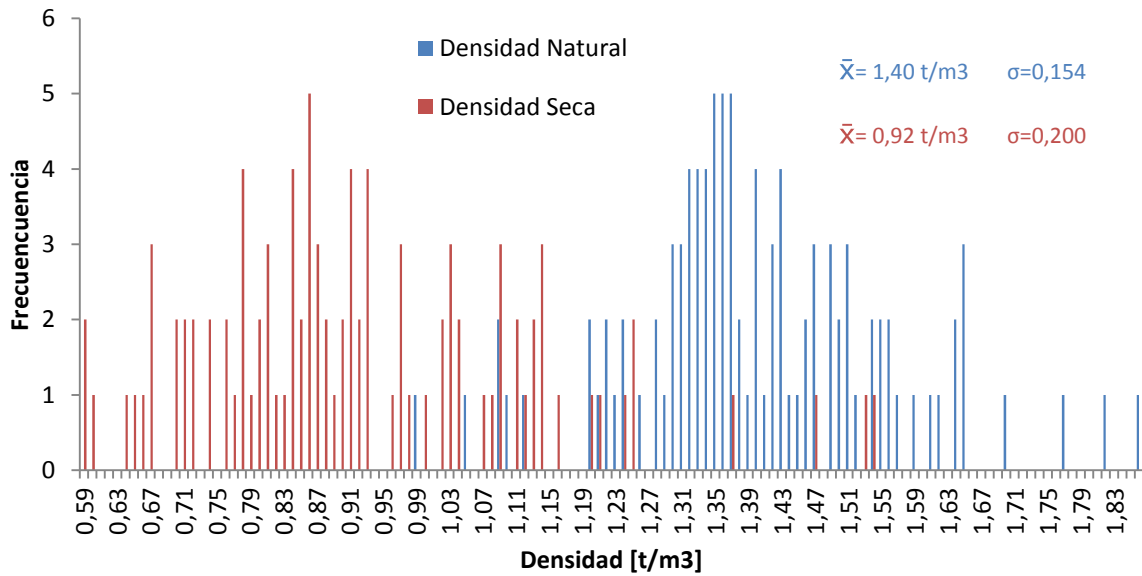


Figura 28. Densidad natural y seca de suelos del sur de Chile.

La medición de los límite de Atterberg se realizaron tanto con muestras sin un tratamiento previo, es decir en estado natural, como con muestras secadas al horno. Las muestras naturales clasifican como limos de alta plasticidad, que es lo usual para este tipo de suelos. Los resultados, presentados en la Figura 29, muestran una pérdida de plasticidad en los suelos secados al horno, lo que puede estar asociado a la destrucción de la microestructura de la arcilla alofánica. Es tan brusco el cambio, que en algunas muestras la clasificación USCS pasa de un limo de alta plasticidad (MH) a uno de baja plasticidad (ML).

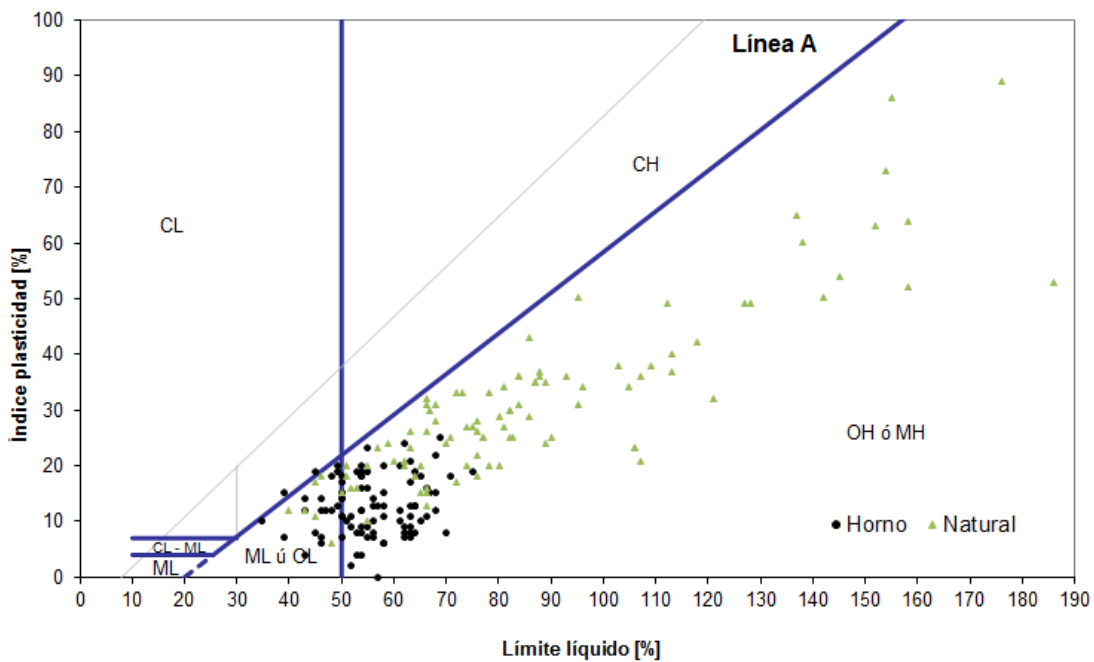


Figura 29. Carta de plasticidad de 98 muestras del sur de Chile, ensayo realizado con el suelo en condiciones naturales y secadas al horno.

Con los valores de límite líquido en estado natural y secado en el horno, se buscan relaciones con la humedad natural y el porcentaje de alofán. En la Figura 30 se muestra una relación directa entre el límite líquido natural y la humedad natural de los suelos de origen volcánicos del sur de Chile.

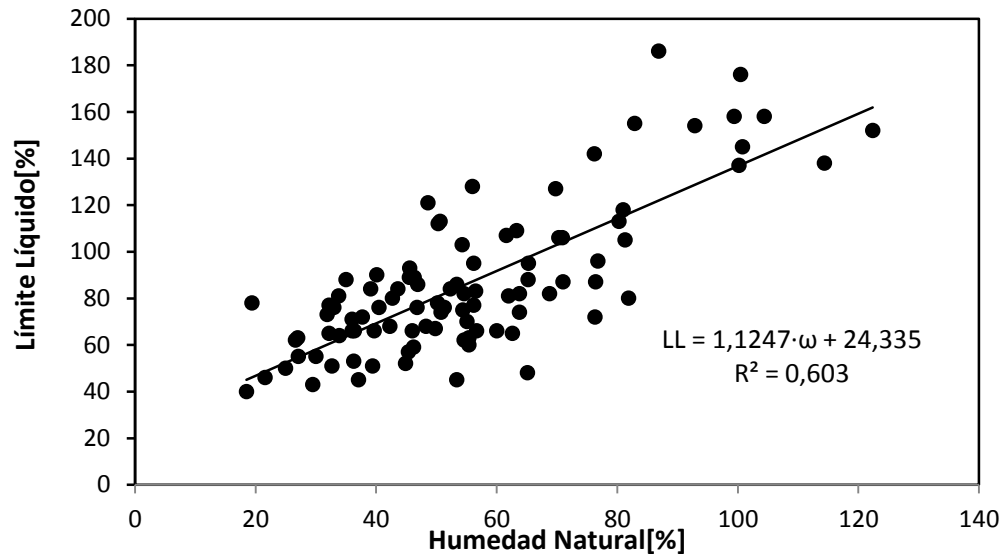


Figura 30. Relación entre el límite líquido obtenido en muestras naturales y la humedad natural de suelos del sur de Chile.

En las Figura 31 y Figura 32 se relaciona el límite líquido natural y la pérdida de plasticidad, reflejada en la reducción del límite líquido con el método de secado, con el porcentaje de alofán, respectivamente. En el primer caso se muestra una tendencia similar a la encontrada en la relación entre la humedad y el porcentaje de alofán. Esto debido a la relación directa entre la humedad y el límite líquido natural. La comparación entre la pérdida de plasticidad y el porcentaje de alofán muestra que un bajo contenido de alofán (menor al 3%) parece limitar la pérdida de plasticidad a un 30 %. Una vez sobrepasado este valor, parece no haber una relación entre el contenido de alofán y la pérdida de plasticidad.

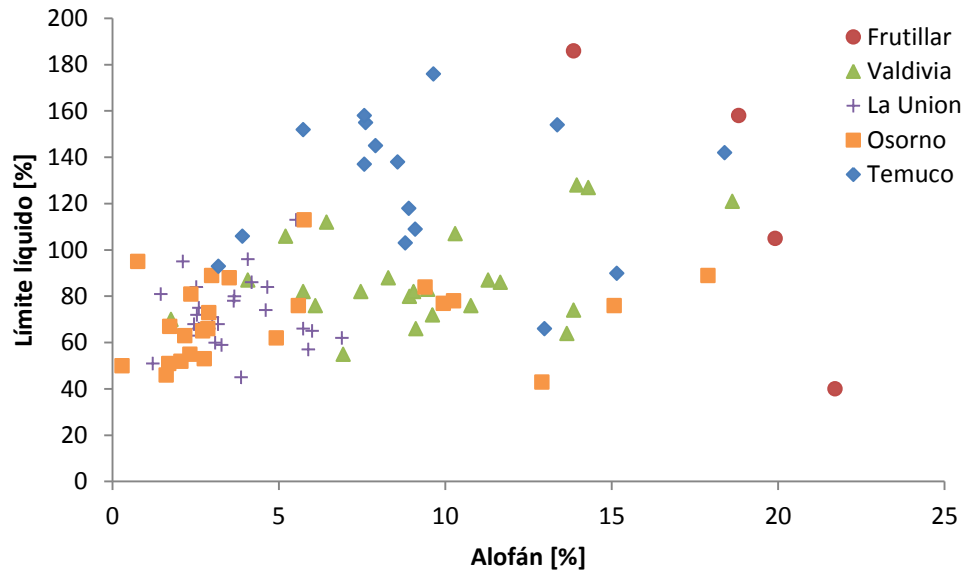


Figura 31. Comparación límite líquido con el porcentaje de alofán, suelos del sur de Chile estudiados por M. Hermosilla

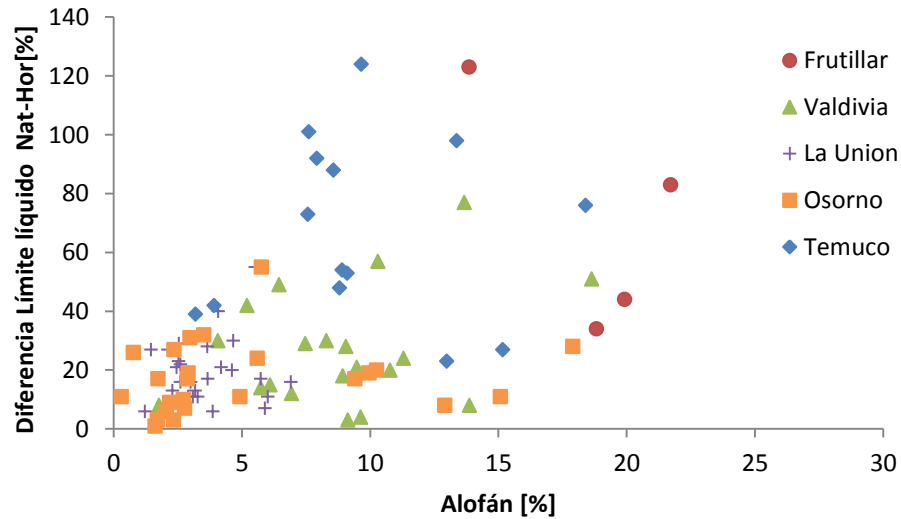


Figura 32. Comparación entre diferencia límite líquido con muestras naturales y con muestras secadas en el horno con el porcentaje de alofán, suelos estudiados por M. Hermosilla.

En la literatura es posible encontrar relaciones entre el límite líquido y la fracción de arcilla de la muestra, determinada mediante granulometría por hidrómetro, lo cual difiere del ensayo químico utilizado para la determinación de la cantidad de alofán. Sin embargo, la determinación de la granulometría fina en suelos alofánicos, mediante hidrómetro, es incierta debido a la dificultad para separar las partículas más finas, con lo cual se subestima la cantidad de arcilla contenida en el suelo (Wesley, 1974).

4.2.1. Consolidación Edométrica en Suelos de Origen Volcánico

Es una práctica estándar mostrar los resultados de los ensayos de consolidación como la relación entre el índice de vacíos con el esfuerzo vertical en escala logarítmica. Sin embargo, resulta también informativo graficarlo en escala lineal (Wesley, 2002). En la Figura 33 se muestran resultados típicos de ensayos de consolidación en muestras inalteradas de suelos de origen volcánico de Indonesia y Nueva Zelanda. Las curvas e - $\log(\sigma)$, sugieren que todas las muestras tienen una compresibilidad similar con una presión de pre-consolidación variable (entre 100-500 kPa). La Figura 33(b), además, muestra los ensayos graficando la deformación vertical versus el esfuerzo vertical en escala lineal, donde solo algunas de las muestras presentan una presión de pre-consolidación aparente. Sin embargo, en el rango de presión que resulta de interés en ingeniería, entre 0-200 kPa, las curvas se comportan muy cercanas a lo lineal, lo que se favorece el uso del parámetro m_v (Wesley, 2002).

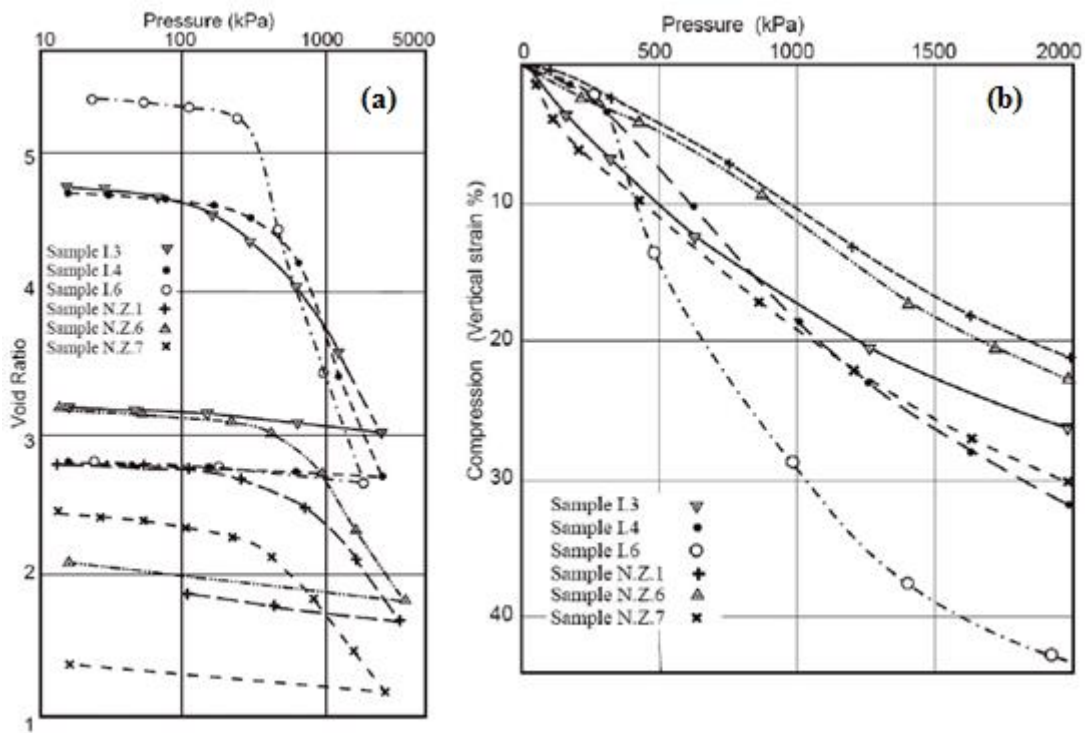


Figura 33. Ensayos de consolidación edométrica en suelos de origen volcánico de Indonesia y Nueva Zelanda. (a) Índice de vacíos versus esfuerzo vertical en escala logarítmica y (b) deformación vertical versus esfuerzo vertical en escala lineal (Wesley, 2002).

En la Figura 34 se muestran resultados de muestras remoldeada e inalterada, en donde es posible observar un cambio muy significativo en la curva de compresión. Estos suelos tienen claramente una estructura relativamente rígida en su estado no perturbado que es destruido por efecto del remoldeo (Wesley, 2002).

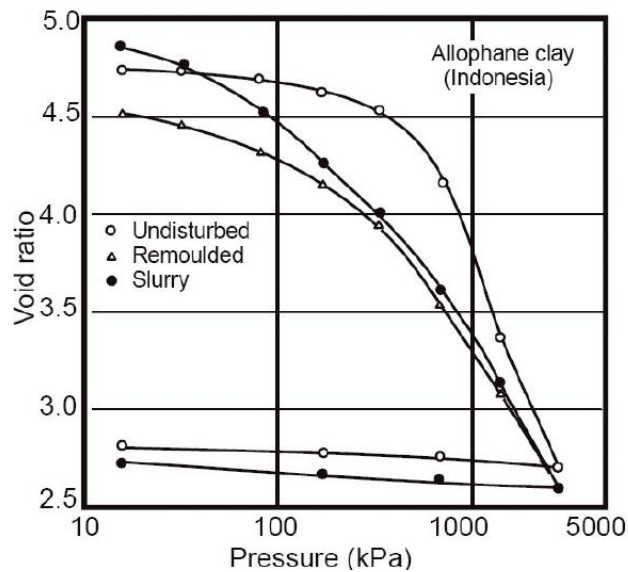


Figura 34. Efecto del remoldeo en suelos alofánicos (Wesley, 2002)

Respecto a las tasas de consolidación de estos suelos tanto en laboratorio como en terreno, estas tienden a ser bastante más rápidas que en suelos sedimentarios. Esto parece ser debido a la alta permeabilidad relacionada a su estructura inalterada (Wesley, 2002).

4.2.2. Propiedades Índice y ensayos de consolidación odométrica en Trumaos del sur de Chile

Los Trumaos, como se mencionó anteriormente, abarcan una extensa área a lo largo del país y se dividen en tres grandes grupos: Trumaos de cordillera, del Valle Central y de la Cordillera de la Costa.

El material utilizado en este estudio tiene relación con el segundo grupo, es decir con Trumaos provenientes de la depresión intermedia. Estos se encuentran entre los 36° y 42° latitud sur, a una altura promedio de 200 m.s.n.m. Reciben precipitaciones anuales entre 1000 y 1500 mm, y están sometidos a una temperatura media anual de 15°C. Derivan principalmente de cenizas volcánicas retransportadas (Sanhueza, 1999).

Los Trumaos, en general, se encuentran en condiciones topográficas que permiten un buen drenaje, lo que sumados a las condiciones climáticas permiten la generación de partículas alofánicas.

Paredes (2005) y González (2012) realizaron una caracterización completa de estos suelos. A continuación se presentan los resultados de las propiedades índice y ensayos de compresibilidad realizados por estos autores.

4.2.2.1. Gravedad Específica de Sólidos

Paredes determinó la gravedad específica por la vía húmeda y vía seca, variando la temperatura de secado de las muestras. Sus resultados varían entre 2.5-2.8, como se muestra en la Figura 35. El autor señala que la manera más óptima de determinar el valor de G_s es mediante el secado post ensayo.

González determinó G_s con un secado previo a 60°C , obteniendo un valor de $G_s = 2.61$. Sin embargo, en los ensayos de consolidación se utilizó un valor de $G_s = 2.71$, reconociendo la experiencia que Paredes ya había tenido con estos suelos.

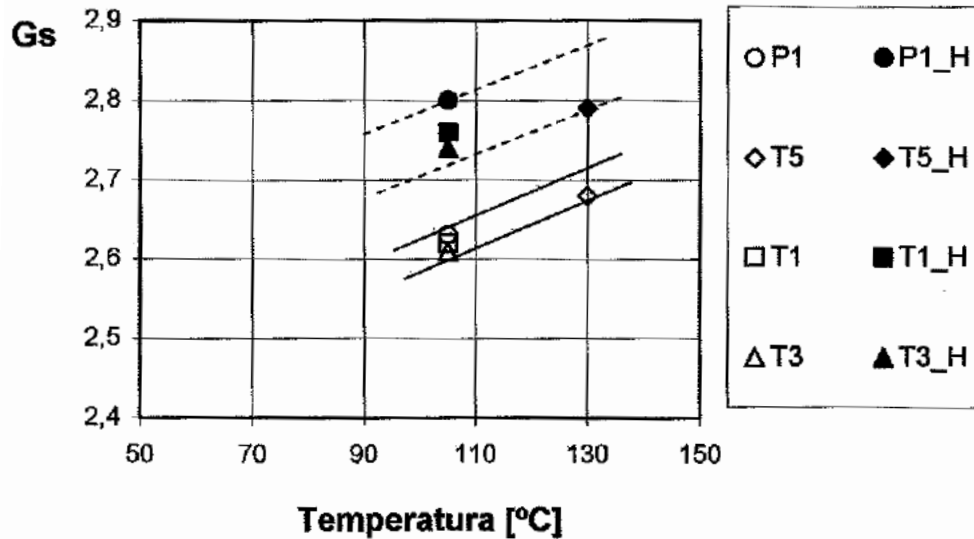


Figura 35. Resultados de gravedad específica versus temperatura de secado para método vía seca (viñetas en blanco) y vía húmeda (viñetas rellenas)(Paredes, 2005).

4.2.2.2. Densidad

Paredes y González determinaron la densidad mediante volumen desplazado, encerando la muestra inalterada. La densidad seca la calcularon, una vez determinada la humedad de la muestra. Los valores que obtuvieron se muestran en la Tabla 13 y son valores típicos de suelos alofánicos.

Tabla 13. Recopilación densidades secas en trumao

Autor	Muestra	ρ_d [t/m^3]
Paredes	TP1	0,65
Paredes	TP2	0,68
Paredes	TP3	0,72
Paredes	TP5	0,84
González	TG	0,73

4.2.2.3. Límites de Atterberg

Tanto Paredes (2005) como González (2012), al momento de determinar los límites de Atterberg y clasificarlos en la carta de plasticidad, los suelos caen en la categoría de Limos de alta plasticidad, encontrando altos valores de límite líquido.

Además, Paredes realiza experiencias de determinación de los límites pre-tratando las muestras, con distintos tipos secados y rehidratación una vez secas (Figura 36). Muestras que son llevadas a secados más agresivos, presentan las mayores caídas en su plasticidad respecto a las muestras sin tratamiento. Respecto a las muestras re-hidratadas, el proceso desarrollado por Paredes consistió en secar las muestras, por uno de los métodos, para luego saturarlas y aplicarles vacío por cerca de 48 horas. Las muestras presentan una leve recuperación en su plasticidad, sin llegar a asimilarse a la muestra natural, quedando levemente por encima de las muestras que son ensayadas con secado previo sin re-hidratarse.

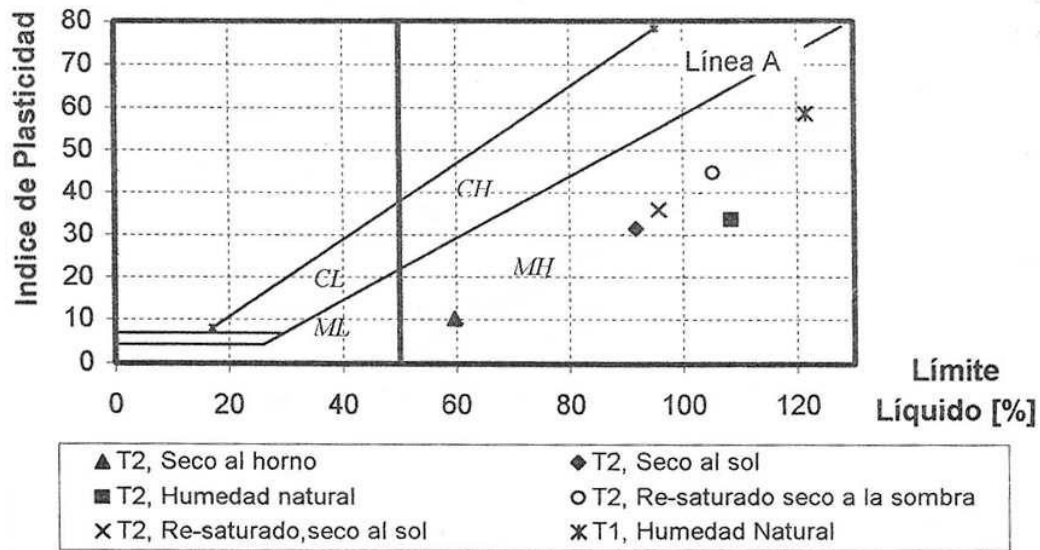


Figura 36. Ensayos realizados en trumao a distintos tipos de secado y resaturación (Paredes, 2005)

4.2.2.4. Consolidaciones

Paredes realiza las consolidaciones en probetas de 5 cm de diámetro, en muestras inalteradas y saturadas a $0,1 \text{ kg/cm}^2$, con excepción de la muestra TP1, cuya probeta fue confeccionada de 7 cm de diámetro. Las distintas muestras son identificadas como Trumaos, provenientes del sur de Chile. Paredes detecta en todas las muestras ensayadas una carga de pre-consolidación en torno a $0,18 \text{ (kg/cm}^2\text{)}$.

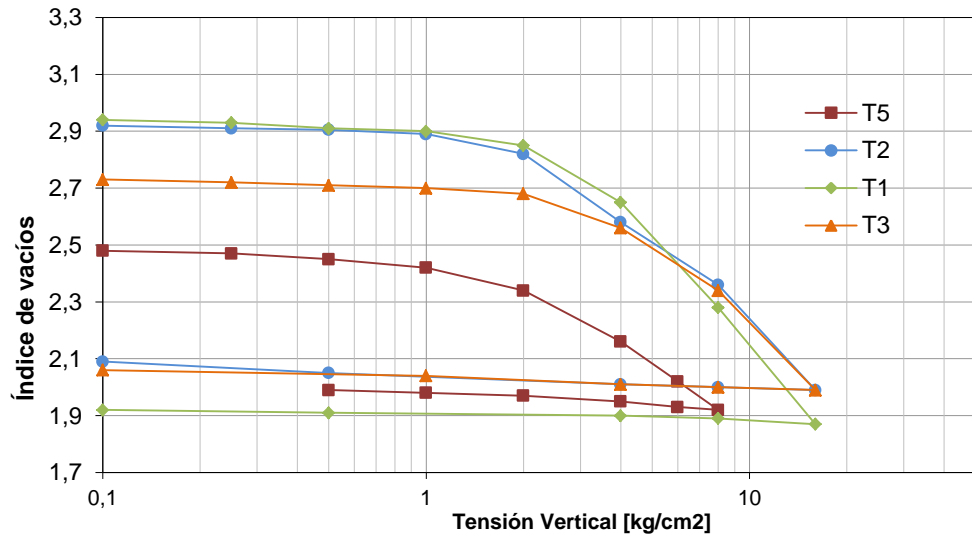


Figura 37. Ensayos de consolidación trumaos, escala logarítmica. (Paredes, 2005)

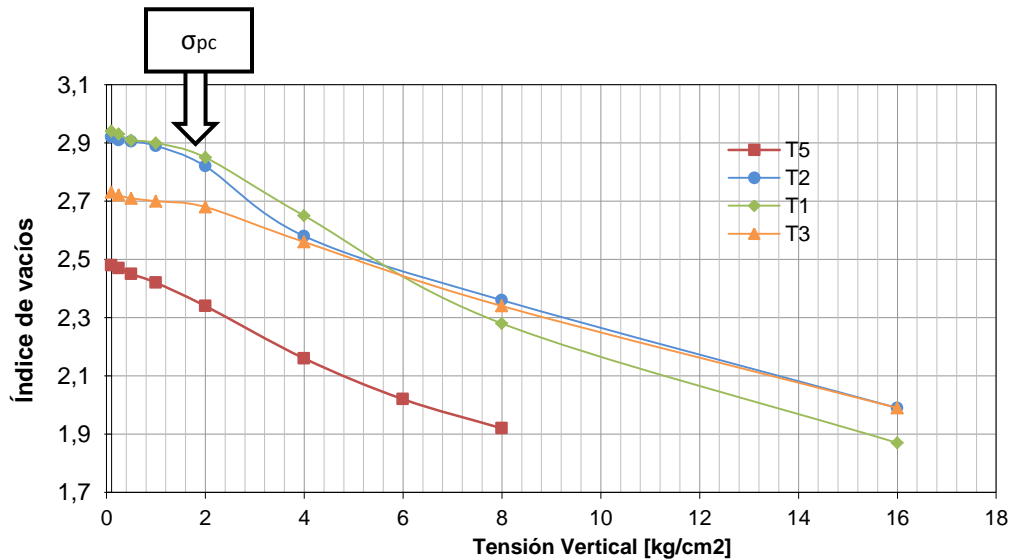


Figura 38. Ensayos de consolidación trumaos, escala lineal. (Paredes, 2005)

Por otro lado, González realiza dos series de ensayos (2009-2011) con probetas inalteradas y remoldeadas, donde también identifica una carga de pre-consolidación en las muestras inalteradas, la que asocia a una propiedad físico-química del suelo. En la Tabla 14 se presentan los resultados obtenidos por Paredes y González, donde identifican la carga de pre-consolidación con un valor cercano a 2.0 kg/cm^2 .

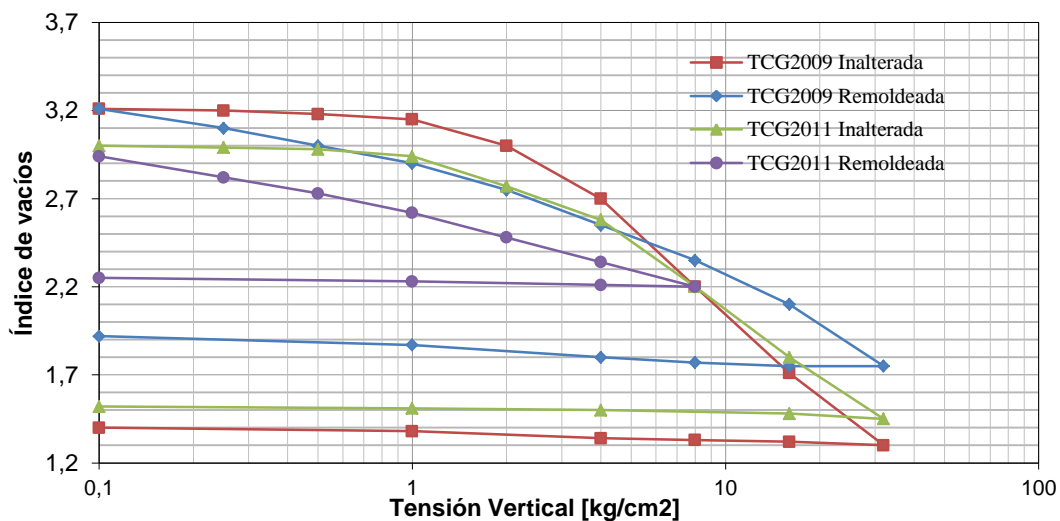


Figura 39. Consolidación serie 2009 y 2011, comparación muestra inalterada y remoldeada escala logarítmica. (González, 2012)

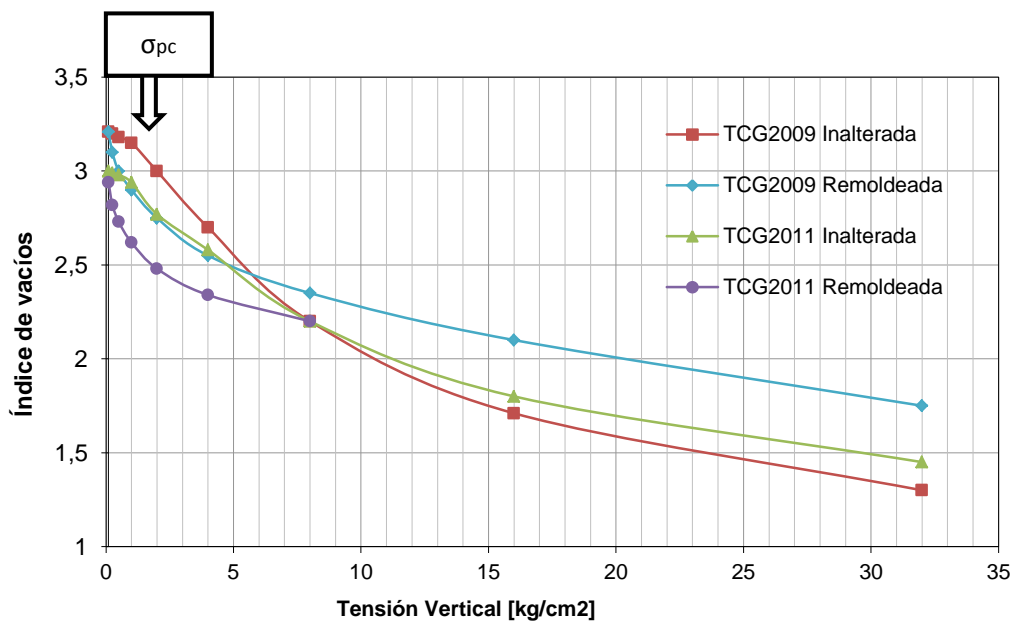


Figura 40. Consolidación serie 2009, muestra inalterada y remoldeada escala lineal (González, 2012).

Tabla 14. Tabla resumen parámetros determinados por M. Paredes (2005) y C. González (2009-2011) en Trumaos del Sur de Chile.

Muestra	Cc	Cr	σ_{pc} [kg/cm ²]
TP1	1.345	0.046	2.0
TP2	1.202	0.050	1.9
TP3	1.230	0.047	2.0
TP5	0.850	0.047	1.7
TCG2009 Inalterada	1,55	0.08	1.8
TCG2009 Remoldeada	0.70	-	-
TCG2011 Inalterada	1.28	0.08	1.8
TCG2011 Remoldeada	0.45	-	-

5. Ensayos de Laboratorio y Resultados

Los ensayos realizados en este trabajo de título fueron medición de gravedad específica, densidad del suelo, límites de Atterberg, consolidaciones edométricas y mediciones de superficie específica, variando el tiempo y tipo de secado. Además, se realizaron pruebas con muestras rehidratadas y remoldeadas para comparar con muestras naturales.

Los ensayos de caracterización geotécnica fueron realizados en el Laboratorio de Sólidos y Medios Particulados de la Universidad de Chile y los ensayos de superficie específica con adsorción de nitrógeno fueron realizados por el Departamento de Ingeniería Química de la misma universidad.

5.1. Muestras ensayadas

La mayoría de las muestras ensayadas fueron recolectadas en las cercanías de Chillán y de Temuco. Los ensayos de superficie específica se realizaron en muestras proporcionadas por M. Hermosilla y que son provenientes del sur de Temuco y del norte de la ciudad de la Unión.

5.1.1. Trumao de Chillán

La muestra de Chillán corresponde a un Trumao. La toma de muestras se realizó en noviembre del 2015 del mismo sector donde Paredes (2005) y González (2012) tomaron muestras para el desarrollo de sus investigaciones. Las muestras son obtenidas desde un talud ubicado en el camino que une la ciudad de Chillán con las Termas de Chillán, a 19 km al sur-este del pueblo de Pinto. La extracción de las muestras se realizó a través del tallado de bloques que son envueltos con Alusa para extraerlas con el menor grado de alteración posible y conservar su humedad natural. El sector de extracción y los bloques extraídos se pueden ver en la Figura 41.



Figura 41. Talud de extracción de muestras (a) y bloque de muestra (b).

Paredes (2005) identificó dos horizontes en la estratigrafía del talud (ver Figura 42), ambos caracterizados como suelos provenientes de cenizas volcánicas con arcilla alofánica. El Horizonte A es un limo color café anaranjado, de alta plasticidad y alta humedad, posee un 80% de matriz vítrea y el resto son cristales y líticos. Se estima una edad joven inferior a los 5.000 años. El Horizonte B es un limo color café oscuro algo rojizo, de alta plasticidad, humedad alta, posee un 70% de matriz vítrea y el resto son cristales. Se estima que la edad de este depósito se encuentra entre los 5.000 y los 10.000 años.

La mayor parte de los ensayos que abarcan esta investigación se realizaron con muestras del estrato B. En los ensayos, la identificación de ésta muestra es TC1.



Figura 42. Horizontes en el Trumao de Chillán

5.1.2. Muestras de Temuco

Las muestras provenientes de las cercanías de Temuco, por su ubicación y características son catalogadas como Trumao. El material fue proporcionado por Mauricio Hermosilla. Las muestras fueron extraídas a 19 km al sur-este de Nueva Imperial (IX Región) y a 25 km al sur-oeste de Temuco.

Las muestras proporcionadas son bloques de aproximadamente 10x15x25 cm, como se muestra en la Figura 43, las que permiten el tallado para los ensayos de consolidación. Como una breve descripción se trata de un limo de color café rojizo, con poca matriz vítrea y pequeña presencia de materia orgánica. Los ensayos para la muestra de Temuco son identificadas por TT1.



Figura 43. Muestra Trumao Temuco (TT1).

5.1.3. Muestras ensayos superficie específica (Se)

Las muestras utilizadas en la determinación de la superficie específica (Se) fueron proporcionadas por el profesor Mauricio Hermosilla. Las mismas muestras ya habían sido caracterizadas mediante ensayos geotécnicos (Propiedades índice, densidad, consolidaciones, corte directo y compresión no confinada) y ensayos químicos (Disolución Selectiva). La determinación de la superficie específica surge como un complemento a las propiedades de estos suelos.

Las muestras estudiadas provienen de dos sectores del sur de Chile. El primer sector está aproximadamente a 14 km al sur de Temuco y el segundo está al norte de la ciudad de La Unión.

Para la realización de la medición de superficie específica es necesario 1 gramo de muestra como máximo (Figura 44). Estas muestras fueron secadas en horno eléctrico a 60°C por 2 días.



Figura 44. Muestras sometidas a ensayo de adsorción de nitrógeno para determinación de Superficie Específica.

5.2. Humedad y Densidad

Las humedades para la muestra de Chillán varían entre 90-107 %, mientras que en la muestra de Temuco varían entre 65-73%.

Se realizan curvas de deshidratación con dos muestras del Trumao de Chillán, pesando periódicamente el contenido de la tara para determinar la pérdida de agua. Las muestras fueron secadas a 40°C en horno eléctrico y las curvas de deshidratación son presentadas en la Figura 45. La masa constante se logra, aproximadamente, a las 48 horas (2 días), para la muestra M1 y a las 96 horas (4 días), para la muestra M2. Este valor es variable pues depende de la temperatura del horno, la capacidad del horno, que tan lleno se encuentre el horno con otras muestras y el peso inicial de la muestra.

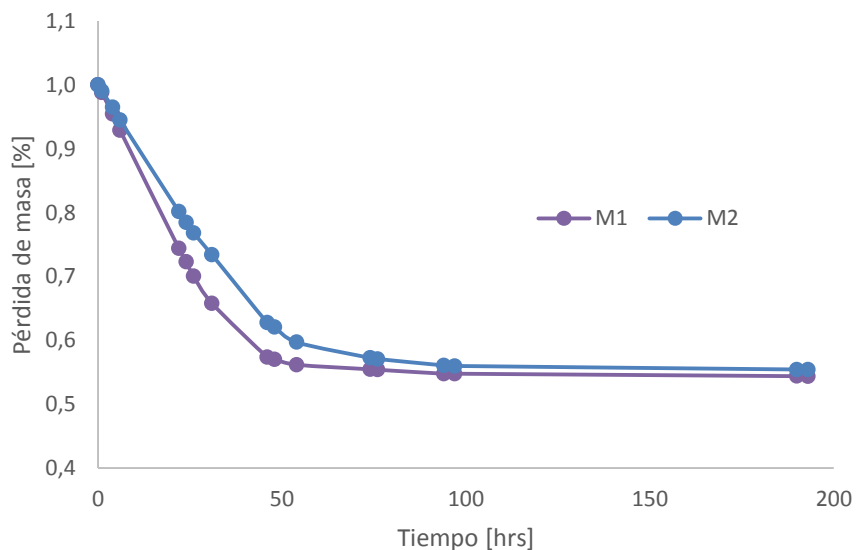


Figura 45. Curvas de deshidratación Trumao Chillán.

La densidad del suelo se determinó para la muestra de Temuco y para los dos horizontes del suelo muestreado en Chillán a través del ensayo de volumen desplazado. Los resultados se muestran en la Tabla 15.

Tabla 15. Densidades de muestras ensayadas.

Muestra	Densidad Húmeda [ton/m ³]	Humedad [%]	Densidad Seca [ton/m ³]
Temuco	1,22	68,3	0,73
Chillán Horiz. A	1,22	152,4	0,48
Chillán Horiz. B	1,4	98,1	0,71

Los valores obtenidos son representativos de este tipo de suelos, los que se caracterizan por tener una baja densidad seca. En relación a estudios anteriores, estos valores son bastante similares a los obtenidos por Paredes (2005) y González (2012). La determinación de densidad y la humedad permitirán la confección de probetas remoldeadas.

5.3. Gravedad Específica de los Sólidos (Gs)

La determinación de la gravedad específica se realizó mediante las dos metodologías expuestas en la norma ASTM D854, es decir por la vía húmeda y vía seca.

Para la muestra de Temuco el ensayo consistió en secar muestras en el horno a distintas temperaturas por 2 días, y realizar el ensayo por vía seca. Los resultados se muestran en la Figura 46. En la misma figura se presentan dos series, una de las series ensayada utilizando un picnómetro y la otra mediante vaso esmerilado, además se agrega el ensayo realizado por vía húmeda, con un post-secado de 100°C por 24 horas.

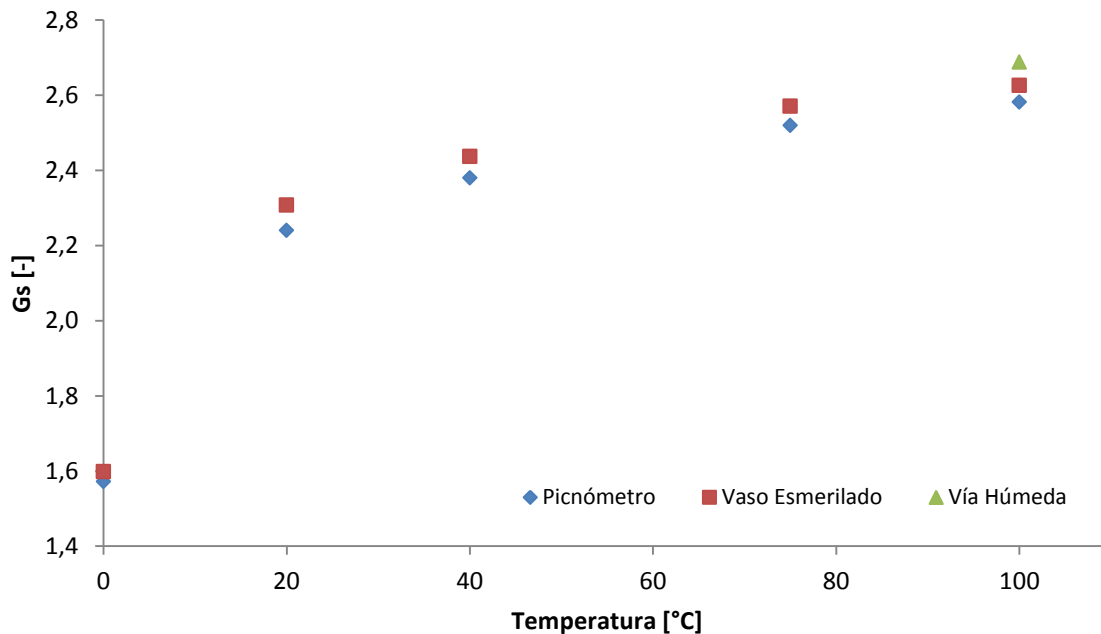


Figura 46. Variación de Gs en muestra de Temuco (TT1) en función de la temperatura de secado.

Los resultados indican que, al igual que lo observado por Paredes (2005), a medida que aumenta la temperatura de secado, mayor es el valor de Gs. Esto se debe a que el agua se pierde gradualmente con un secado menos agresivo y permanece en el interior del suelo, retenida en la arcilla alofánica. El agua retenida se va perdiendo a medida que aumenta la temperatura de secado, lo cual aumenta el Gs. Se espera que a partir de cierta temperatura el valor de Gs se estabilice y las variaciones comiencen a depender de un colapso micro estructural. Los resultados utilizando un picnómetro difieren de los realizados con un vaso esmerilado en un 2-3%, lo cual se considera aceptable.

Para la muestra de Chillán, el procedimiento se realizó secando previamente las muestras a 40°C por tiempos variables. El post secado se realizó a 80°C. Los resultados obtenidos se presentan en la Figura 47 e indican que las muestras pre secadas presentan una caída drástica en el valor de su gravedad específica (cerca de 2,5) y alejadas completamente de los valores reportados por otros autores. Esta variación es atribuible al secado previo y a la alta sensibilidad en la microestructura de los suelos alofánicos por efecto de la temperatura.

Sin embargo, al realizar el ensayo a través de la vía húmeda como metodología, la gravedad específica resulta $G_s = 2.77$, muy similar a lo encontrado por Paredes ($G_s=2.76$) y González ($G_s=2.71$). Es por ello que la recomendación para la determinación de este parámetro en suelos alofánicos es la realización sin secado previo, es decir con la muestra natural, y con post secado para la determinación de la masa de suelo.

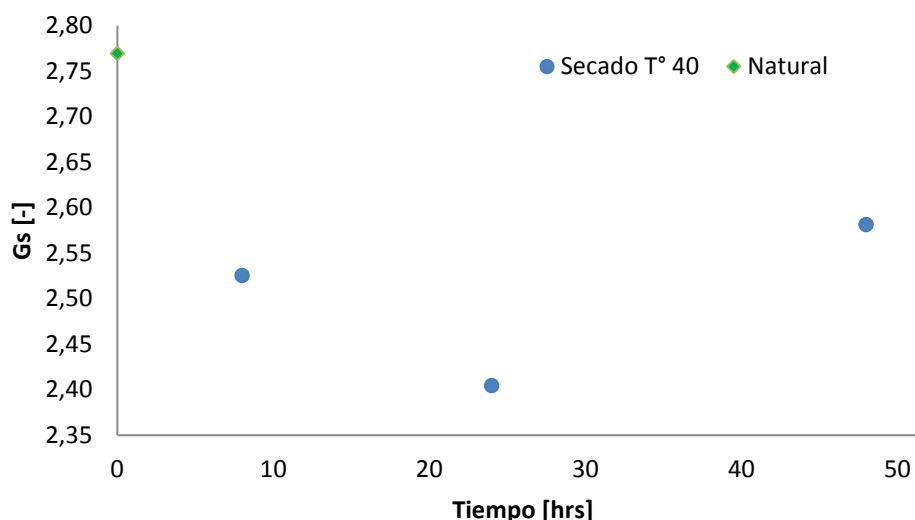


Figura 47. Variación de G_s en TC1 por el tiempo de secado.

5.4. Límites de Atterberg

La determinación de los límites de Atterberg de las muestras se realizó siguiendo diversas metodologías con el fin de observar cambios frente al tipo de secado, el tiempo de secado, la rehidratación y el tamizado.

La muestra de Temuco se ensayó en estado natural, secada al aire dentro del laboratorio y secada al horno a 40°C por 24 horas. El Trumao de Chillán se ensayó en estado natural, secado al horno a 40°C y secado al horno a 80°C por 24 horas. Las muestras secas fueron tamizadas por malla N°40 según NCh 1517, mientras que las muestras naturales no fueron tamizadas.

Los resultados de los ensayos se presentan en la Figura 48, donde es posible observar la caída de los límites de Atterberg desde el estado natural hasta el secado, en cualquiera de sus formas. En el caso del suelo de Temuco existe una leve diferencia entre el secado al aire y el secado al horno. En el trumao de Chillán la diferencia entre el secado al horno a 40°C y a 80°C es aún mucho menor. Para estos suelos, la caída en sus límites de Atterberg no implica un cambio en la clasificación USCS, ya que siempre clasifican como limos de alta plasticidad (MH).

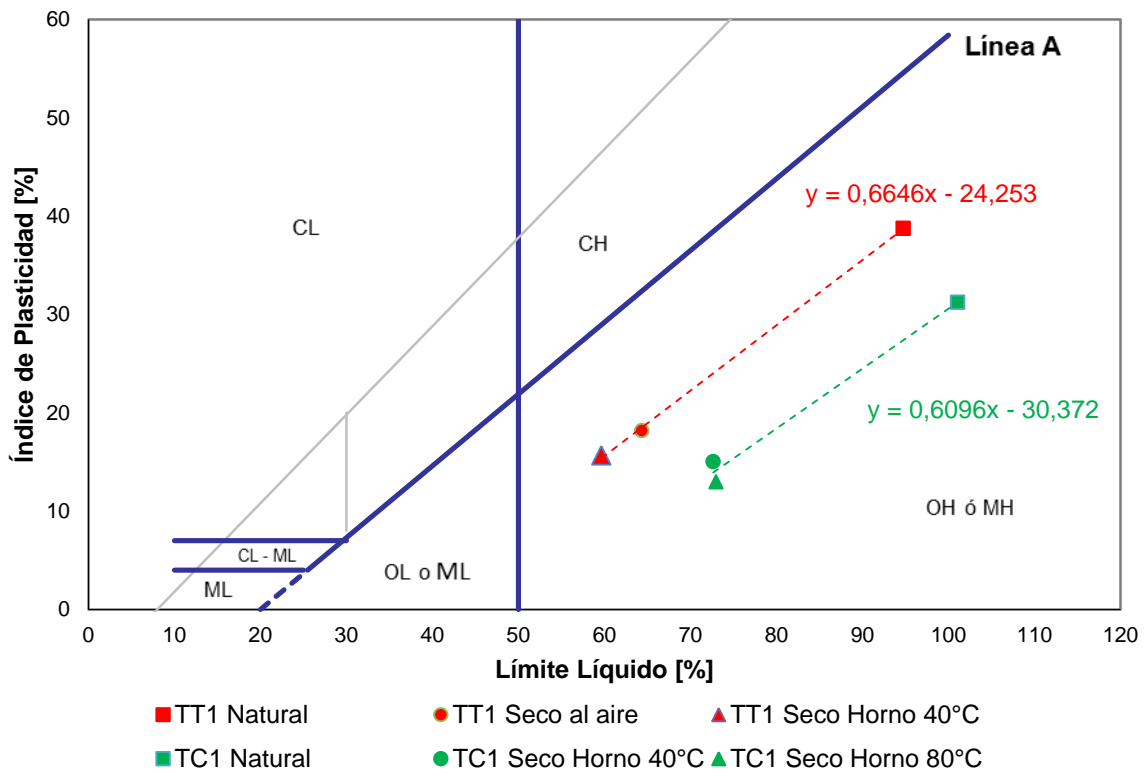


Figura 48. Carta de plasticidad de los suelos ensayados y pendientes de las caídas de los límites de Atterberg.

En la Figura 48 es posible observar las pendientes de las rectas que forman los puntos en la carta de plasticidad entre una muestra natural y las muestras secadas. Las pendientes se asemejan entre sí, lo que pudiese indicar una característica de los suelos alofánicos. Warkentin y Maeda (1980), plantean que la distancia de la línea A y la tendencia o inclinación de la recta generada por los distintos tipos de secado, podrían relacionarse con la cantidad de alofán de la muestra. Usaron la relación del ángulo de plasticidad (α) con una relación entre el LL y el contenido de alofán (A) por las relaciones

$$\alpha = \tan^{-1}\left(\frac{IP}{LL - 20}\right) \quad (15)$$

$$LL = 2.0 \cdot A + 48.1 \quad A: \text{Cantidad de alofán (\%)} \quad (16)$$

Sin embargo, en suelos chilenos estas relaciones no se cumplen (Hermosilla, 2012). El ángulo de plasticidad es mayor en suelos chilenos reflejando la drástica caída en los índices de plasticidad.

En la Figura 49 se grafican los resultados obtenidos en el Trumao de Chillán por Paredes (2005) y González (2012). Las muestras ensayadas por Paredes también fueron tratadas mediante distintos tipos de secado y se observó una disminución similar en la plasticidad.

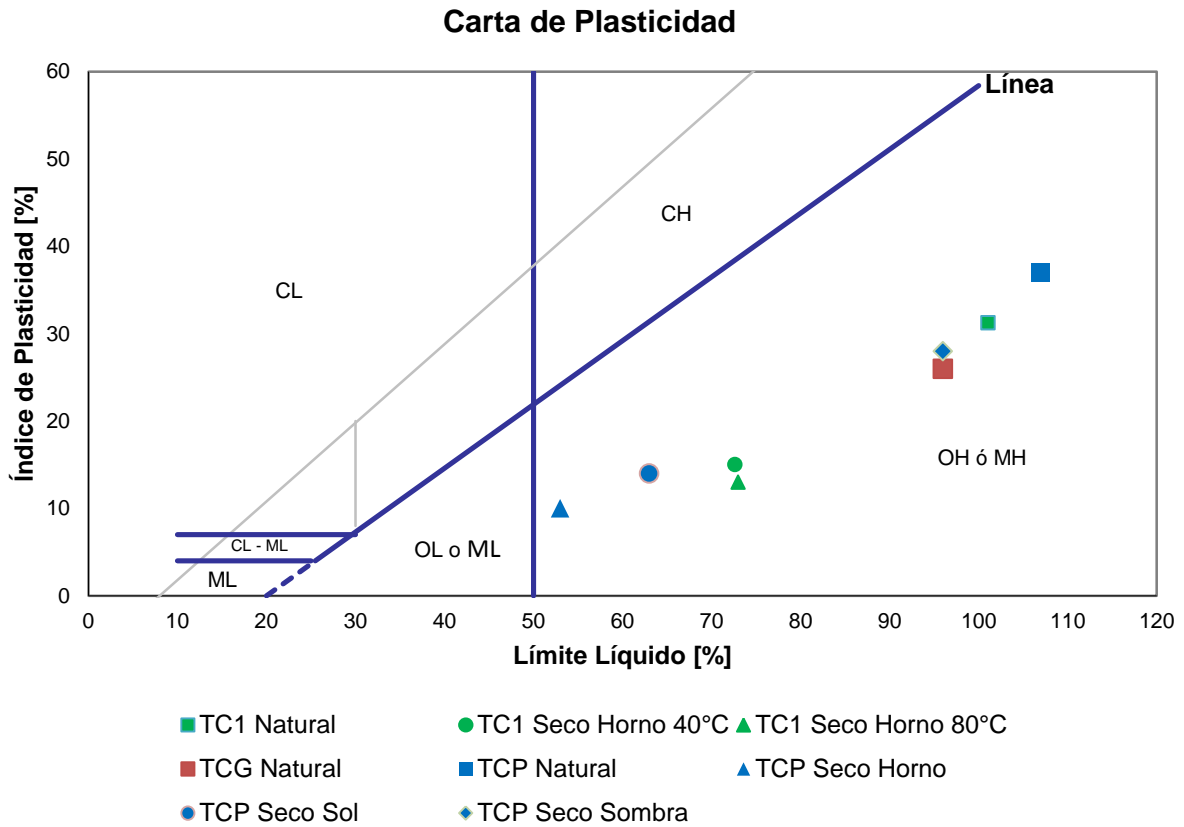


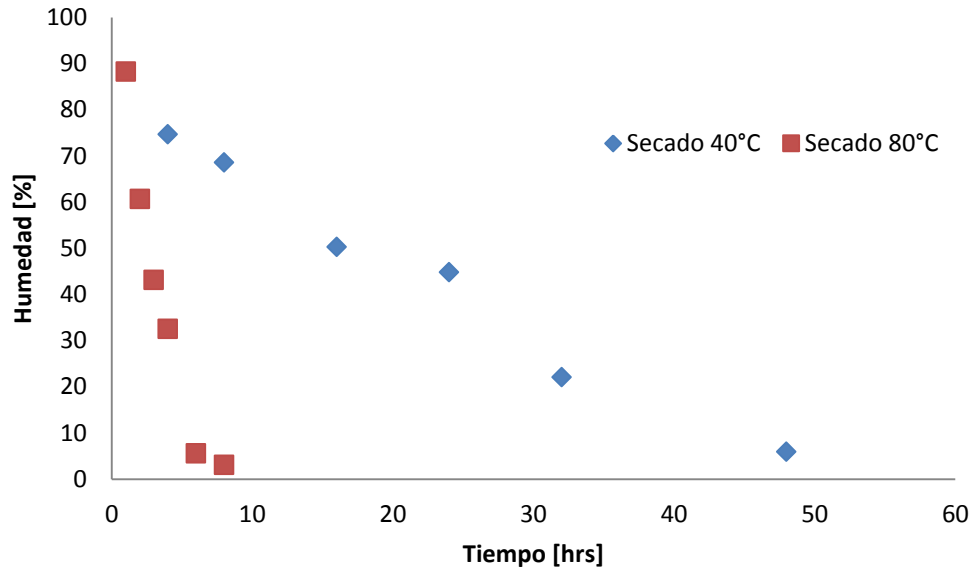
Figura 49. Comparación de resultados del Trumao de Chillán de este estudio con estudios anteriores. TCG: Trumao ensayado por González (2012), TCP: Trumao ensayado por Paredes (2005).

Las siguientes experiencias tratan sobre la variación del límite líquido frente a diversos escenarios; deshidratación a 40°C por tiempos variables con la muestra sin tamizar y tamizada por malla N°40; deshidratación a distintas temperaturas (40°C y 80°C); deshidratación a 40°C a masa constante y posterior rehidratación a humedad variable y a tiempos de rehidratación variable. Para estas experiencias el material usado es el trumao proveniente de las cercanías de Chillán.

5.4.1. Efecto del tiempo de secado

La primera experiencia consiste en la deshidratación de las muestras a 40°C durante periodos de tiempo variable previo al ensayo. La deshidratación, o secado, de las muestras se realiza en un horno eléctrico a tiempos de 4, 8, 16, 24, 32, 48 horas y hasta llegar a masa constante,

obteniéndose humedades cada vez menores. Las humedades en función del tiempo de secado se



muestran en la

Figura 50. Para cada tiempo se preparan dos muestras, una de las cuales se tamiza por la malla N°40 y la otra no. Luego del secado y del proceso de tamizado, se procede a determinar el límite líquido mediante la cuchara de Casagrande. Los resultados obtenidos se presentan en la Figura 51.

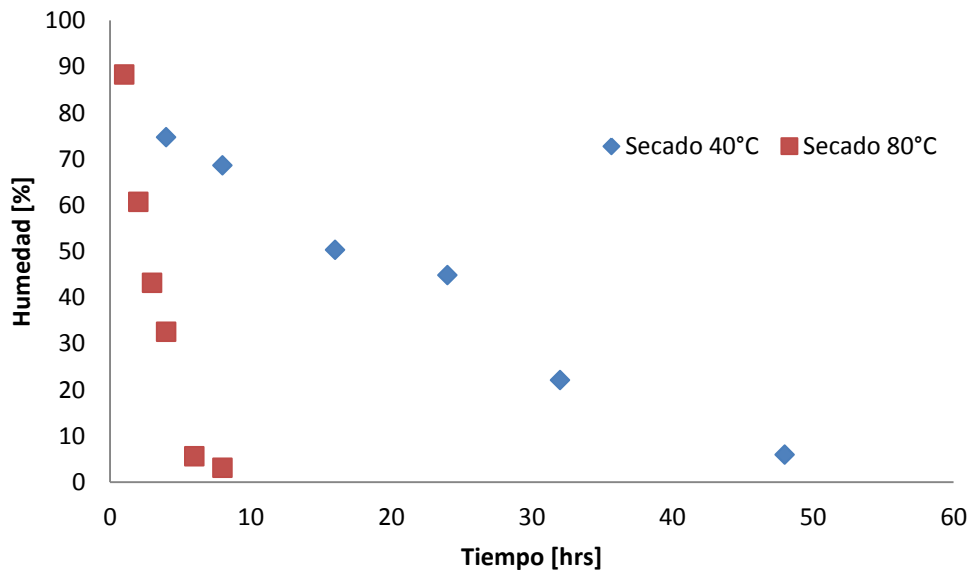


Figura 50. Humedad en función del tiempo de secado a 40°C y a 80°C.

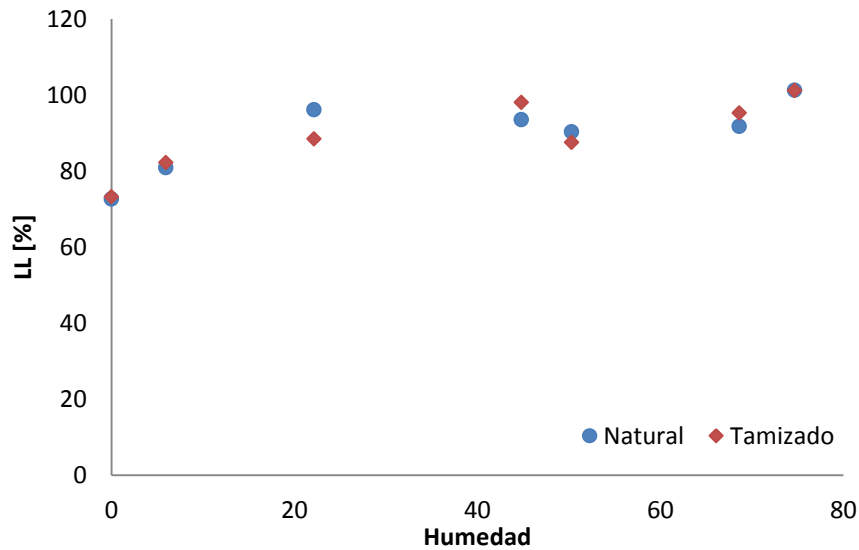


Figura 51. Límite líquido versus humedad, humedad variable a partir del tiempo de secado (Horno a 40°C). Límite líquido determinado a partir de muestra tamizada (rojo) y sin tamizar (azul).

De la Figura 51 es posible observar que a medida que la humedad disminuye, o que la muestra pasa más tiempo en el horno, el valor del límite líquido disminuye progresivamente. Esto se podría explicar por el daño que sufre la arcilla alofánica al perder la humedad, debido a que está estructurada con moléculas de agua. Al escapar del suelo, las moléculas de agua dañan la microestructura de dos formas. Por un lado, el agua genera tensiones superficiales e intersticiales que dañan la microestructura. Por el otro, como las partículas de alofán e imogolita están conformadas por hidroxilos y moléculas de agua, estas al migrar desestabilizan las partículas alofánicas acabando con sus propiedades de retención de agua.

En tanto, la diferencia entre las muestras tamizadas y no tamizadas es mínima, con valores que difieren menos de un 5%. Por lo tanto, resulta aceptable realizar el ensayo en este tipo de suelo de cualquiera de las dos formas. Las diferencias se pueden atribuir a la presencia de gravillas aisladas (<5mm) y material orgánica (raíces) en las muestras no tamizadas, o a la pericia del operador del ensayo.

5.4.2. Efecto de la temperatura de secado

La siguiente experiencia relaciona el cambio en el límite líquido con la agresividad del secado. El set de muestras secado a 40°C y a distintos tiempos de la experiencia anterior se compara con otro set de muestras secadas a 80°C. Las muestras secadas a 80°C difieren en los tiempos de secado de las muestras a 40°C debido a que su pérdida de humedad es mucho más rápida. Las humedades y los tiempos de secado se muestran en la Figura 50 y los resultados de la variación del límite líquido se muestran en la Figura 52.

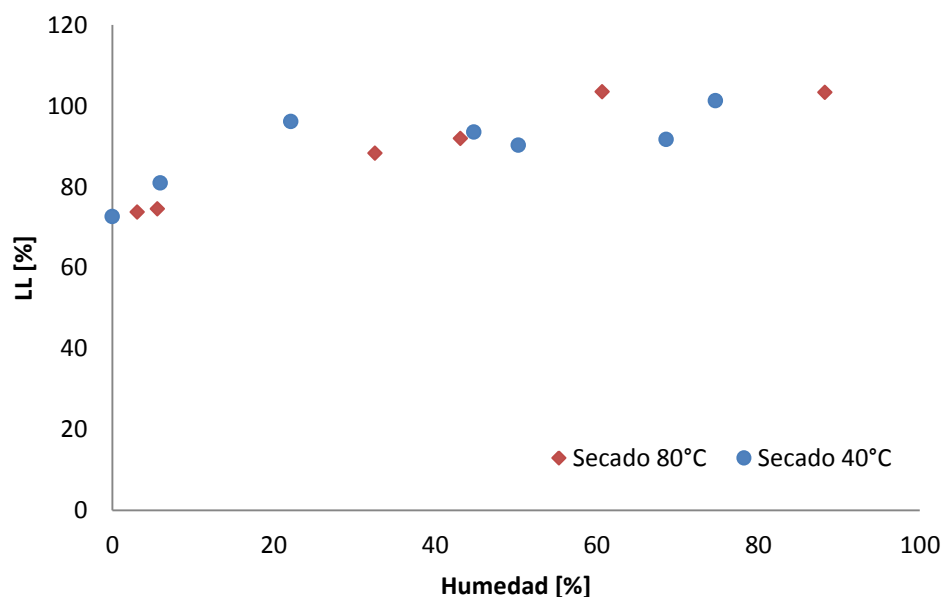


Figura 52. Límite líquido versus humedad, humedad variable a partir del tiempo de secado. Comparación entre secado a 40°C y secado a 80°C.

Los resultados de la Figura 52 muestran un comportamiento diferente para las dos experiencias. Las muestras secadas a 40°C podrían separarse en dos tramos; un primer tramo donde se mantiene un valor del límite líquido relativamente constante y el segundo donde se produce un decrecimiento significativo del valor. Este comportamiento es similar al observado por Soma y Maeda (1974), quienes definieron este punto de quiebre como el punto crítico del contenido inicial de humedad. Para este caso, con un secado de 40°C, es presumible que el punto crítico es cercano al 20% de humedad que se alcanza con 32 horas de secado.

En las muestras secadas a 80°C se observa una reducción más bien lineal del límite líquido con la humedad. Este comportamiento se puede explicar por la agresividad del secado, donde junto con la pérdida de humedad, se generan tensiones internas mucho más fuertes que en el caso del secado a 40°C.

5.4.3. Efecto de la rehidratación de las muestras

La última experiencia tiene relación con la capacidad de recuperación de las propiedades en estos suelos con la rehidratación. Las muestras son secadas a 40°C en horno eléctrico hasta llegar a una masa constante. Una vez secas, éstas son rehidratadas en contenedores herméticos y revueltos constantemente para la homogenización de la humedad. Las muestras se separan en dos grupos; un grupo se rehidrata a la misma humedad pero a distintos tiempos de reposo previo al ensayo; y el otro grupo se rehidrata en un tiempo constante de reposo (2 días), pero a distintas humedades.

La Figura 53 muestra los resultados del límite líquido en muestras rehidratadas a distintas humedades y a tiempos de rehidratación constante (2 días). Las humedades pretenden ser lo más similar a las humedades obtenidas en la primera experiencia de deshidratación a 40°C reportada en la Sección 5.4.1.

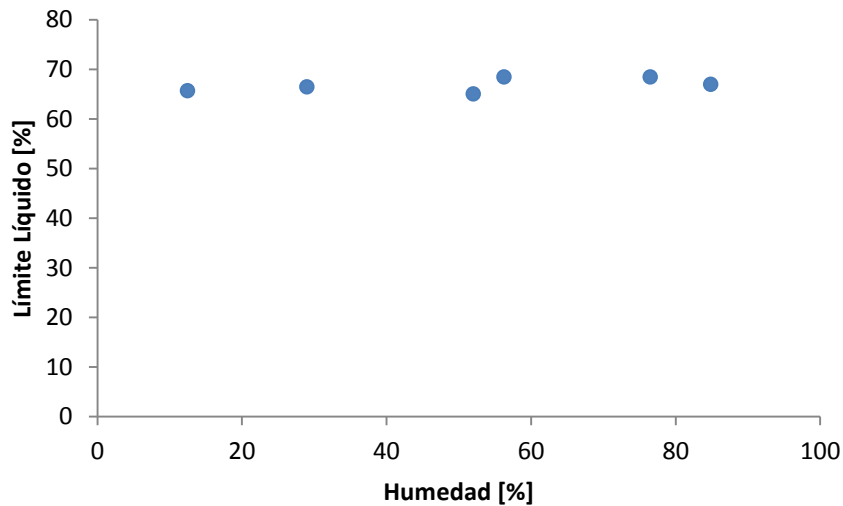


Figura 53. Rehidratación a tiempo constante (2 días) a distintas humedades.

De la Figura 53 se puede ver que los valores de límite líquido fluctúan levemente entre 65-70%, independiente de la cantidad de humedad a la que es llevada la muestra. Esto refleja los cambios irreversibles de estos suelos en sus propiedades índice a corto plazo (LL=72 %, secado a masa constante sin rehidratar).

El segundo grupo de muestras es rehidratado a una humedad cercana al 50% y a tiempos variables de 24, 48 72, 96, 144 y 192 horas. Los valores obtenidos para el límite líquido a partir del tiempo de rehidratación se presentan en la Figura 54.

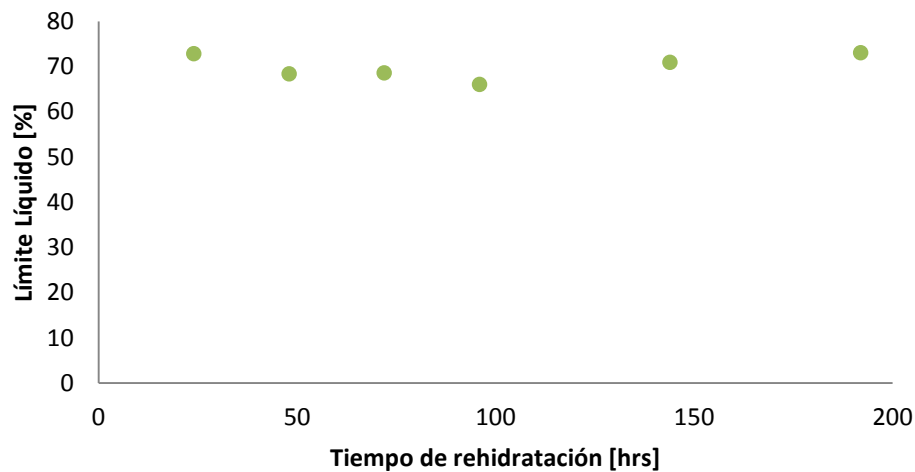


Figura 54. Tiempo de rehidratación variable a humedad constante (humedad de rehidratación entre 47-56%).

Los valores del límite líquido para la rehidratación a tiempo variable fluctúan entre 66-73%. Valores muy cercanos a la muestra secada a masa constante, lo que habla nuevamente de la baja capacidad de recuperación de las propiedades índice de estos suelos en plazos acotados.

La capacidad de recuperación depende principalmente del tipo de secado. Un secado menos agresivo mantendrá la estructura del suelo casi intacta, manteniendo las propiedades de las arcillas alofánicas y su microestructura y permitiendo que propiedades como los límites de

Atterberg se recuperen en algún grado. Paredes (2005) realizó experiencias de rehidratación saturando las muestras bajo agua y en vacío por cerca de una semana. Muestras que fueron secadas en el horno a 105°C por 24 horas mostraron baja o nula recuperación de sus propiedades índice.

Si bien los suelos en su condición natural son sometidos a cambios de temperatura y rehidratación debido a las condiciones climáticas y estacionarias, estos rara vez son sometidos a condiciones tan extremas como el secado en horno. Solo las capas superiores o más expuestas, como en el caso de un talud, podrían a llegar a sufrir algún grado de alteración en sus propiedades índice tan severos como los expuestos en este trabajo.

En la Figura 55 se muestra un resumen de las experiencias realizadas incluyendo deshidratación a tiempo variable, rehidratación a tiempo variable y humedad constante, y rehidratación a tiempo constante y humedad variable.

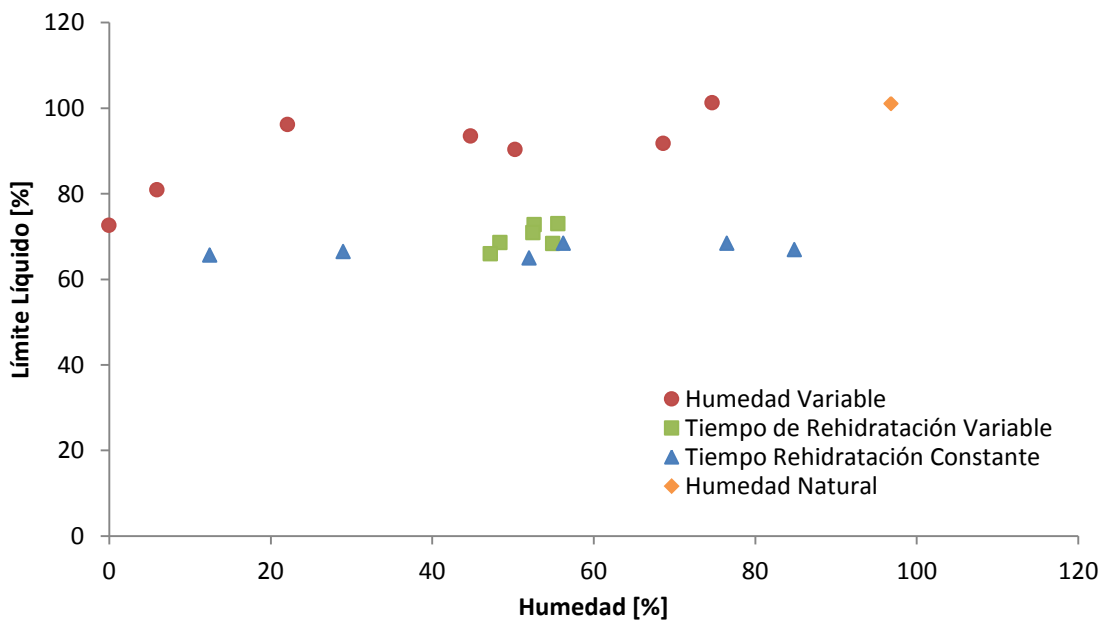


Figura 55. Resumen efecto de secado y rehidratación en TC1. Secado a 40°C.

En la Figura 55 es más clara la baja o nula recuperación que posee el trumao de Chillán frente un proceso de rehidratación, luego de que este fuera secado hasta llegar a masa constante a 40°C en horno eléctrico. Como se dijo, este agresivo secado es el responsable del daño en la microestructura del suelo y de la arcilla alofánica.

5.5. Consolidación Edométrica

Se realizan ensayos de consolidación edométrica con ambas muestras, con una preparación previa al ensayo. En el caso de la muestra de Temuco, las muestras son ensayadas de forma inalterada, se secaron previamente al aire y en horno eléctrico. Las muestras de Chillán fueron ensayadas en estado inalterado, una muestra secada al horno (tallada), una muestra remoldeada, y una muestra secada a masa constante, rehidratada y remoldeada. Todos los ensayos se realizaron en probetas de 5 cm de diámetro.

5.5.1. Muestra de Temuco

Para estas muestras se realizaron incrementos de carga de 0,1, 0,25, 0,5, 1, 2, 4 y 8 kg/cm² y descargas de 4, 2, 1 y 0,1 kg/cm², por un tiempo mínimo de 24 horas.

La preparación de la muestra inalterada se realiza a partir de un bloque de suelo que se comienza a tallar hasta alcanzar las dimensiones requeridas para formar una probeta de 5 cm de diámetro que se ajuste al anillo de bronce. Una vez tallada y pesada, la probeta se monta en el consolidómetro y, luego de saturarla, se procede a cargarla con las tensiones ya mencionadas.

Para el caso de las muestras que son secadas, ambas son secadas hasta llegar a masa constante. La muestra que se lleva al horno es secada a 40°C, mientras que la secada al aire se deshidrata a temperatura ambiente en el laboratorio. En ambos casos se tiene el cuidado de tallar una probeta para el secado, previa al ensayo, un poco más grande que la probeta definitiva, para contrarrestar el efecto de contracción que se produce en el suelo al perder humedad. El tallado definitivo se debe realizar con extremo cuidado debido a la fragilidad que presenta la muestra al ser secada (Figura 56). Una vez tallada y pesada, se monta en el consolidómetro y, luego de saturarla por 24 horas, se procede a cargarla con las tensiones ya mencionadas.



Figura 56. Muestra de Temuco seca y tallada para la realización del ensayo de consolidación.

Las Figuras Figura 57 y Figura 58 presentan los resultados de las consolidaciones con la tensión vertical en escala logarítmica y con la tensión vertical en escala lineal.

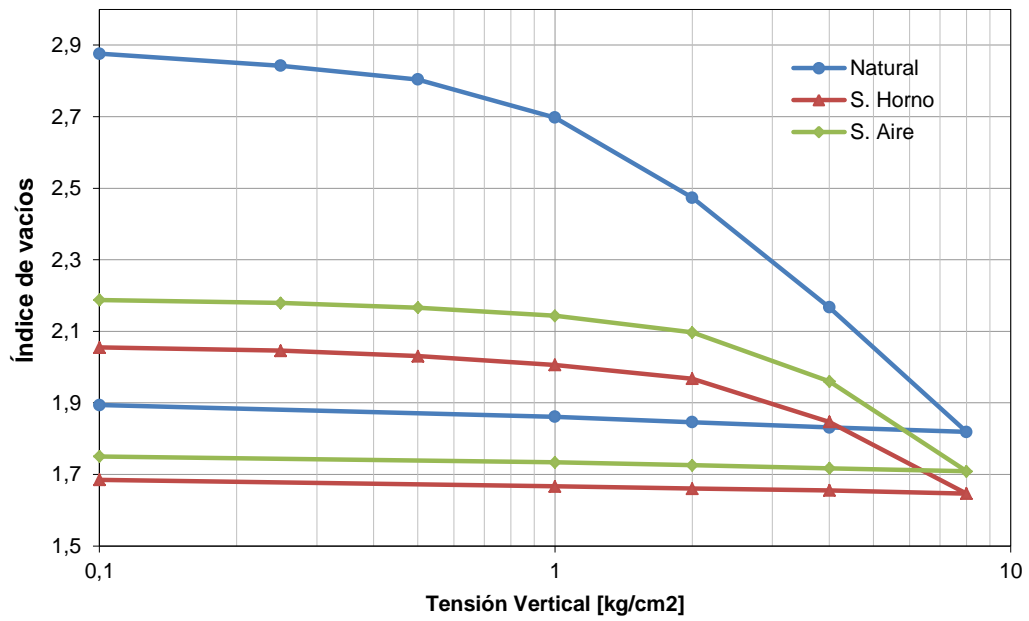


Figura 57. Ensayo consolidación muestra Temuco muestra inalterada, secada al horno y secada al aire, escala logarítmica.

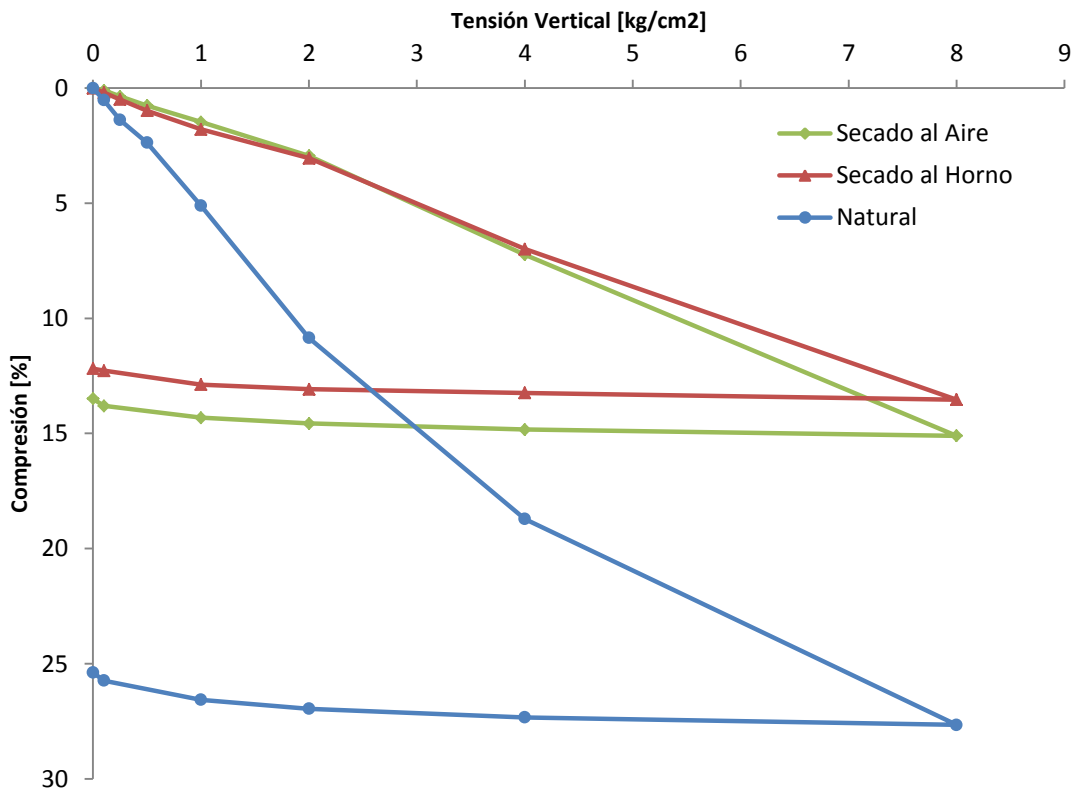


Figura 58. Ensayo consolidación muestra Temuco muestra inalterada, secada al horno y secada al aire, compresión vertical versus tensión vertical.

Siguiendo la recomendación de Wesley (2009), se presentan los resultados de las consolidaciones en escala logarítmica y en escala lineal, con el fin de dilucidar la presencia de una tensión de pre consolidación. Los resultados en escala logarítmica tienden a mostrar la presencia de una tensión de pre-consolidación; sin embargo, al observar los resultados en el diagrama de compresión versus tensión vertical en escala lineal, la curva de carga para cada muestra presenta un comportamiento lineal, descartando la premisa anterior.

Respecto al efecto que produce el secado en la compresibilidad, se observa que no existe una gran diferencia entre el tipo de secado, ya sea al aire o al horno. El cambio en la compresibilidad se ve reflejado en los valores del coeficiente de compresibilidad volumétrica para cada una de las muestras, presentadas en la Tabla 16.

Tabla 16. Coeficiente de compresibilidad volumétrica en Trumao de Temuco

Muestra	m_v (cm²/kg)
Inalterada	0,050
Seca al Horno	0,018
Seca al Aire	0,015

5.5.2. Muestra de Chillán

Para estas muestras se realizaron incrementos de carga de 0,1, 0,25, 0,5, 1, 2, 4 y 8 kg/cm² y descargas de 4, 2, 1 y 0,1 kg/cm², por un tiempo mínimo de 24 horas. La preparación de la muestra inalterada y la secada en horno (40°C por 24 horas) se realiza de la misma forma que la muestra proveniente de Temuco.

Las muestras remoldeadas y rehidratadas poseen un procedimiento de confección diferente. A partir del peso unitario seco, la humedad y las dimensiones que posee el anillo se determina la cantidad de material necesario para construir una probeta con propiedades similares a las naturales (peso unitario seco). La cantidad de material necesario se divide en tres capas, la altura del anillo también es dividida en tres la cual indicará la altura de cada capa para la construcción de la probeta. Se coloca el material necesario para una capa en el anillo y con un pisón de acero se compacta el material hasta llegar a la marca que indique un tercio de la altura total, se repite esto dos veces más para formar la probeta. Luego se monta en el consolidómetro y se procede a ensayar. La muestra remoldeada se construye con material disgregado, la probeta rehidratada se construye con material secado a masa constante para luego rehidratarlo por 144 horas antes de la construcción de la probeta.

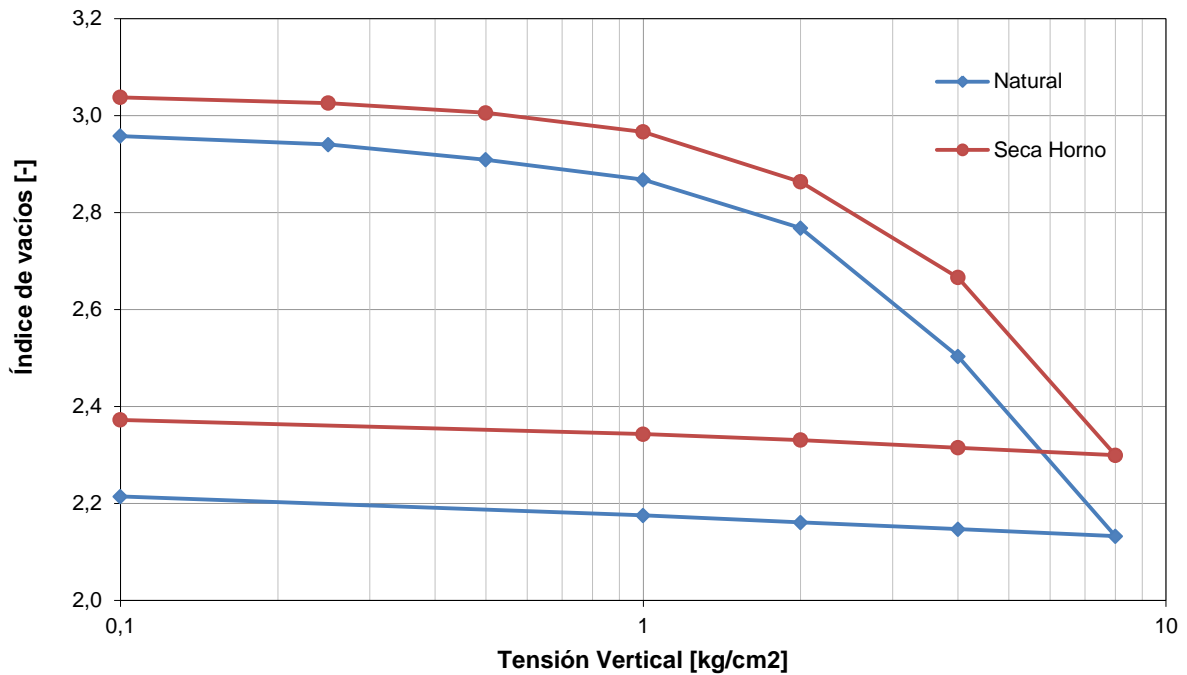


Figura 59. Ensayo consolidación muestra Chillán muestra inalterada y secada al horno, escala logarítmica.

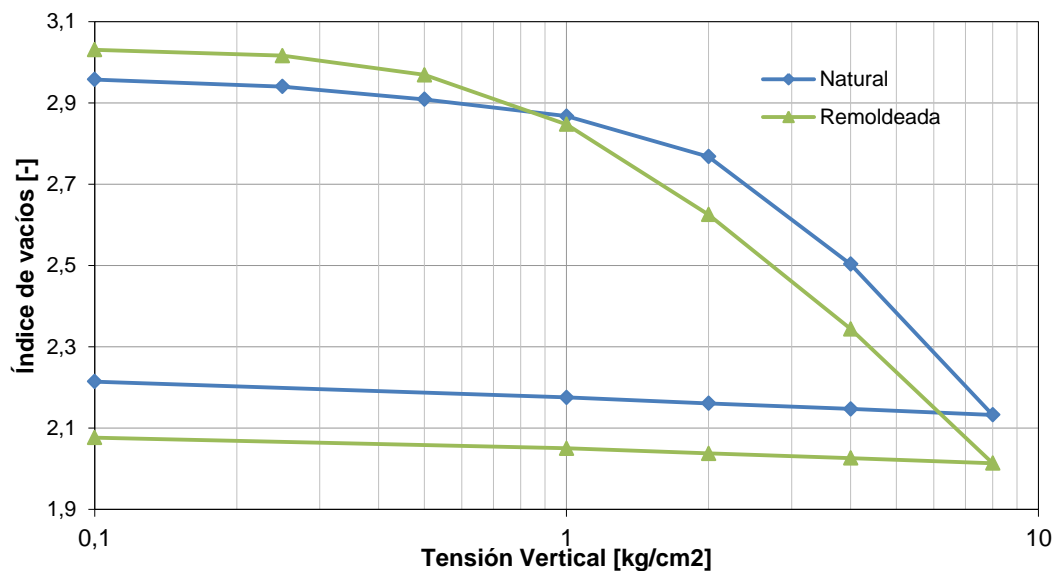


Figura 60. Ensayo consolidación muestra Chillán muestra inalterada y remoldeada, escala logarítmica.

En la Figura 59 y Figura 60 se observa el comportamiento de la muestra secada y remoldeada, comparándolo con el comportamiento de la muestra inalterada. En el primer caso, el efecto que posee un proceso de deshidratación en la muestra es mínimo, comparado con la muestra de Temuco, y comparado con el efecto que tiene el remoldeo. La probeta remoldeada presenta un comportamiento normalmente consolidado, que difiere con el supuesto comportamiento pre consolidado de la muestra inalterada. Por otro lado, la Figura 61 muestra la comparación entre la muestra remoldeada y la muestra rehidratada remoldeada, donde ambas muestras un

comportamiento normalmente consolidado, esto debido a la alteración que ha sufrido la estructura natural del suelo.

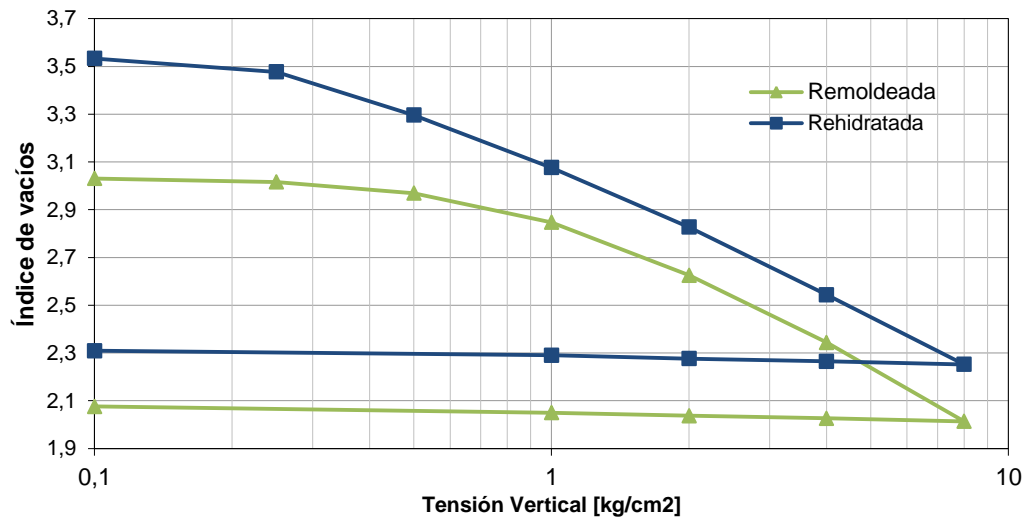


Figura 61. Ensayo consolidación muestra Chillán muestra remoldeada y rehidratada remoldeada, escala logarítmica.

El bajo efecto del secado en la compresibilidad en la muestra de Chillán se refleja en la similitud de los parámetros entre ambas muestras (ver Tabla 17). Respecto a las muestras remoldeadas estas presentan un mayor grado de alteración, aún más la muestra rehidratada remoldeada.

Tabla 17. Coeficiente de compresibilidad volumétrica en Trumao de Chillán.

Muestra	m_v (cm ² /kg)
Inalterada	0,017
Secada al Horno	0,019

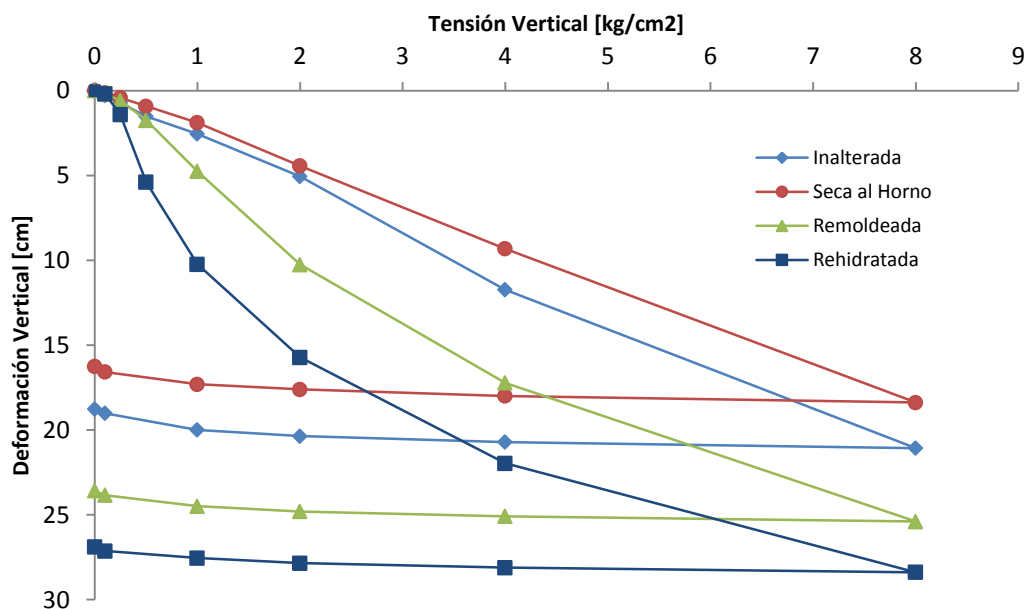


Figura 62. Ensayo consolidación muestra Chillán muestra inalterada, seca al horno, remoldeada y remoldeada rehidratada, compresión vertical versus tensión vertical.

5.6. Superficie Específica

La superficie específica (S_e) se revisa en el Capítulo 3 donde, además de definirla, se muestra una recopilación de varios autores que han relacionado la S_e con propiedades geotécnicas, particularmente con los límites de Atterberg. Ésta sección busca encontrar una relación como las presentadas en el capítulo ya mencionado.

La medición de superficie específica se encargó al Laboratorio de Catálisis del Departamento de Ingeniería Química y Biotecnología de la Universidad de Chile. Se realiza utilizando el método BET con adsorción de Nitrógeno, a través del equipo Nova 1000e SurfaceArea. Las muestras requieren de un secado previo a la medición con el equipo. Para mantener el mismo secado realizado en laboratorio, las muestras fueron tratadas a 60°C.

Las muestras ensayadas fueron proporcionadas por el profesor Mauricio Hermosilla, quien ya ha realizado ensayos geotécnicos en estas muestras. Los resultados obtenidos por Hermosilla se muestran en la Tabla 18.

Tabla 18. Resultados de los límites de Atterberg y porcentaje de alofán en muestras a ensayar. (Hermosilla).

Muestra	Prof. Muestra	Longitud	Latitud	Ciudad Cercana	Natural			Alofán [%]	Se
					LL [%]	LP [%]	IP [%]		
M-32	7,7	38° 51' 33 S	72° 37' 17 W	Temuco	145	91	54	7,91	190,70
M-33	5	38° 51' 33 S	72° 37' 17 W	Temuco	176	87	89	9,65	131,13
M-34	1,6	38° 51' 33 S	72° 37' 17 W	Temuco	103	65	38	8,80	113,87
M-62	0,4	40° 16' 38 S	73° 04' 45 W	La Unión	51	33	18	4,61	49,99
M-63	1,1	40° 16' 38 S	73° 04' 45 W	La Unión	74	47	27	4,07	89,58
M-64	1,45	40° 16' 38 S	73° 04' 45 W	La Unión	96	62	34	5,52	116,50
M-65	2,1	40° 16' 38 S	73° 04' 45 W	La Unión	113	73	40	5,73	107,92
M-66	0,5	40° 16' 36 S	73° 04' 08 W	La Unión	66	35	31	3,17	73,51
M-67	1,2	40° 16' 36 S	73° 04' 08 W	La Unión	68	37	31	2,12	114,90
M-68	2,1	40° 16' 36 S	73° 04' 08 W	La Unión	95	64	31	4,66	101,33
M-70	2,2	40° 16' 33 S	73° 04' 51 W	La Unión	75	48	27	3,66	119,95
M-58	0,45	40° 16' 41 S	73° 04' 43 W	La Unión	57	34	23	5,89	76,19

La ubicación es presentada en la tabla anterior debido a que existen grupos de muestras pertenecientes a la misma calicata. El objetivo de esto es observar los cambios de la superficie específica en profundidad.

Los resultados de superficie específica se presentan también en la Tabla 19, donde lo primero que llama la atención son los bajos valores, pues es de esperar que en suelos volcánicos del sur de Chile con presencia de arcilla alofánica los valores de superficie específica sean mucho mayores. Esto se puede asociar al proceso de secado al que fueron sometidas las muestras (en laboratorio de procedencia y previa al ensayo de superficie específica) y al tiempo entre que fueron extraídas de terreno hasta que se ensayaron.

De los resultados, es posible observar que los valores de superficie específica tienden a aumentar con la profundidad de extracción de la muestra. La relación entre la superficie específica y la cantidad de arcilla alofánica presente en el suelo, expresado como porcentaje de alofán y determinado mediante disolución selectiva, se muestran en la Figura 63. La dispersión de los resultados no permite establecer una relación directa entre la cantidad de alofán y la superficie específica. Sin embargo, es importante mencionar que la mayoría de las muestras ensayadas son de las cercanías de la ciudad de La Unión, a excepción de las muestras M-32, M-33 y M-34 (provenientes de las cercanías de Temuco), y son estas últimas las que presentan los valores más altos de superficie específica y que escapan a la tendencia de los demás resultados. Por otra parte, la cantidad de alofán no varía significativamente a medida que se avanza en profundidad, lo que dificulta el análisis.

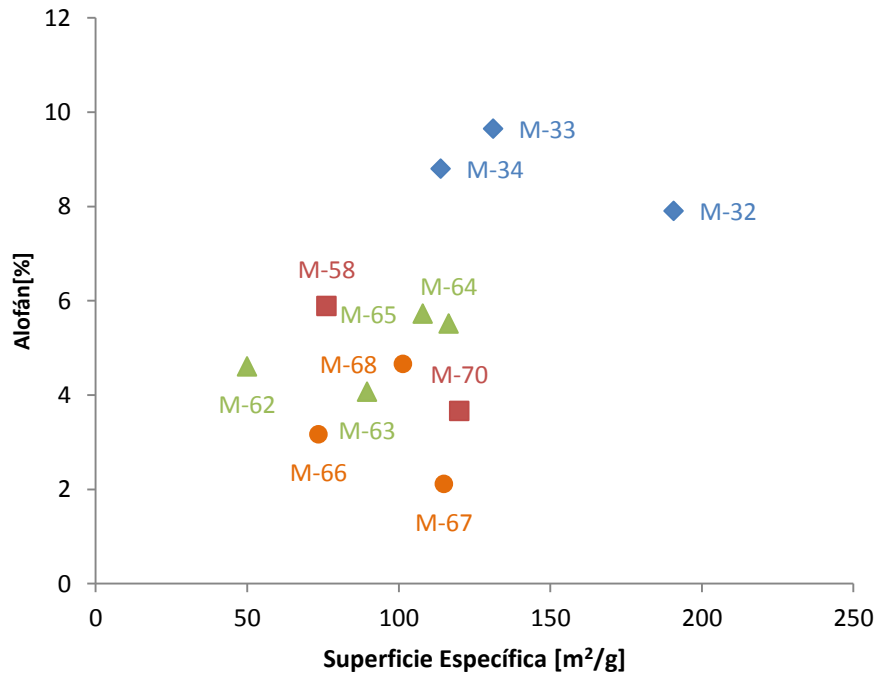


Figura 63. Relación Porcentaje de Alofán y Superficie Específica (Los símbolos representan muestras de la misma calicata).

La relación entre superficie específica y los límites líquido y plástico se presenta en las Figuras Figura 64 y Figura 65, respectivamente. En ambas figuras se observa una relación directa entre la superficie específica y los límites de Atterberg, siendo en el caso del límite plástico mucho más claro debido a que el coeficiente de correlación es mayor. Las relaciones entre la superficie específica y los límites de Atterberg son presentados a continuación:

$$LL = 0,79 \cdot Se + 8,51 \quad R^2 = 0,56 \quad (17)$$

$$LP = 0,47 \cdot Se + 6,27 \quad R^2 = 0,64 \quad (18)$$

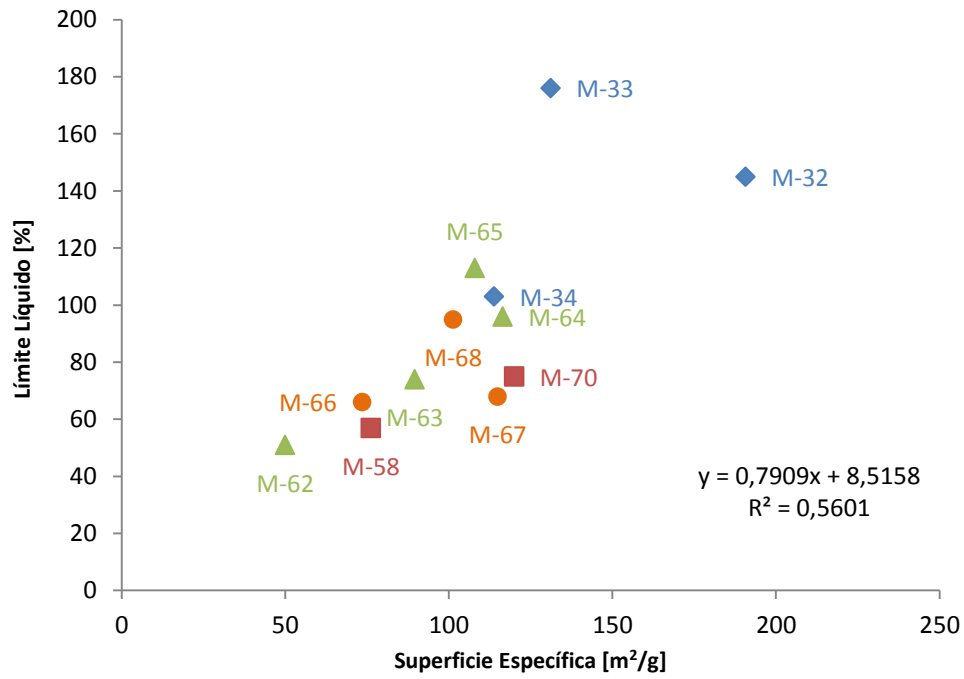


Figura 64. Relación Superficie Específica y Límite Líquido.

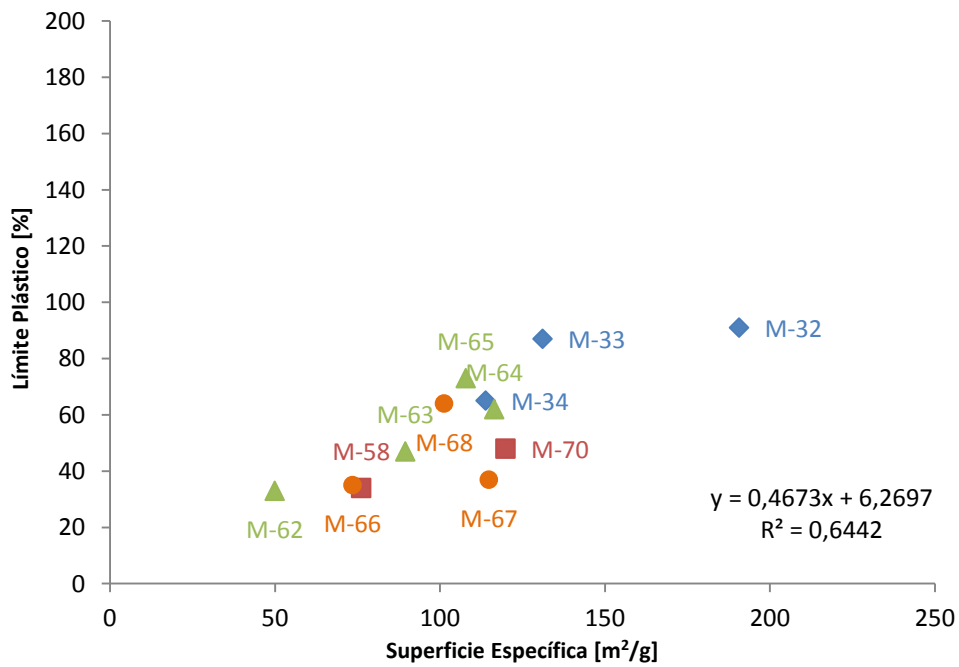


Figura 65. Relación Superficie Específica y Límite Plástico.

6. Conclusiones y Recomendaciones

6.1. Conclusiones

Las experiencias muestran la alteración que presentan los suelos de origen volcánico frente al secado y al remoldeo. Características que deben ser tomadas en cuenta al momento de realizar ensayos con ellos, determinar sus parámetros geotécnicos y utilizarlos en el diseño. Es común que laboratorios de mecánica de suelo, al tratar con estos suelos y determinar los límites de Atterberg, estos clasifican como no plásticos o indeterminados, esto debido al proceso de secado que se le hace a la muestra, previo al ensayo.

Ambos suelos presentaron bajos valores de densidad seca, cercanos a $0,7 \text{ (ton/m}^3\text{)}$, lo que es una característica propia de suelos provenientes de cenizas volcánicas.

En tanto para la determinación de la gravedad específica de los sólidos en los suelos estudiados, se reafirma lo desarrollado por Paredes (2005), donde señala que la metodología idónea para la realización del ensayo es mediante la vía húmeda. En la misma línea, se determina que un tratamiento previo a la muestra (secado en horno) altera los resultados, aunque la metodología sea por la vía húmeda.

En relación a la determinación de los límites de Atterberg con muestras tratadas previas al ensayo, se observó, en primer lugar, que la plasticidad se va perdiendo gradualmente a medida que la humedad de la muestra también se pierde, esto habla de la relación que existe entre las partículas de agua y la microestructura de la arcilla alofánica. Las partículas de alofán e imogolita contienen partículas de agua en su estructura, al arrancarlas de ella esta colapsa perdiendo sus propiedades de retención de agua. Al experimentar con un secado más agresivo, la plasticidad del material se pierde a una tasa más rápida, esto debido al proceso combinado de la pérdida de moléculas de agua y la generación de presiones internas, las que contribuyen a destruir la estructura de la arcilla alofánica, generando la pérdida de las propiedades particulares de estos suelos. Al momento de realizar la rehidratación de las muestras, una vez secadas, estas no muestran una recuperación en su plasticidad, esto se puede explicar debido a que la formación de la arcilla alofánica (alofán e imogolita) es un proceso que demora mucho tiempo y requiere de condiciones específica, por lo que al ser secadas y destruir su estructura, su recuperación es casi nula.

Respecto a las experiencias con las consolidaciones, la pérdida de la estructura debido al secado también se refleja en estos ensayos. Las curvas de consolidación cambian completamente, en el caso del trumao de Temuco, cuando las muestras son secadas. Del mismo modo los coeficientes de compresibilidad volumétrica disminuyen cuando las muestras son secadas antes del ensayo.

En relación al efecto del remoldeo, este resulta ser más perjudicial para la estructura del suelo en el Trumao de Chillán que el efecto del secado, en relación a la compresibilidad del material. Esto habla del alto grado de sensibilidad del material.

Para ambas muestras se descarta la presencia de una tensión de pre consolidación, atribuida por Paredes (2005) y González (2012), a propiedades físico-químicas de los suelos alofánicos. Esta conclusión es posible, siguiendo las recomendaciones de Wesley (2009), observando la linealidad presentada en los diagramas compresión versus tensión vertical en escala lineal.

Los ensayos de superficie específica (S_e) entregaron valores relativamente bajos, los que se pueden asociar a la alteración de las muestras posterior a su extracción hasta el momento de

realizar el ensayo B.E.T. La superficie específica tiene a asociarse directamente a la cantidad de arcilla alofánica presente en el suelo, sin embargo, a partir de los resultados obtenidos, no es posible establecer una relación directa debido a la dispersión de los valores. Por otro lado fue posible establecer relaciones entre la superficie específica y los límites de Atterberg, donde se muestra una relación directa con el límite líquido y plástico. Las relaciones obtenidas son similares a las obtenidas por Locat (1984) en arcillas canadienses y Ghazalli (1971). A pesar de ello los suelos chilenos provenientes de cenizas volcánicas difieren de las experiencias internacionales debido a los altos valores de superficie específica encontrados en ellos (mayores a 100 (m²/g)).

6.2. Recomendaciones

La identificación de este tipo de suelo debe realizarse de forma previa a una caracterización mediante un set de ensayos geotécnicos, debido a que como se ha mencionado son suelos muy sensitivos, por lo que una alteración a la muestra natural puede desencadenar en la obtención de resultados erróneos. Una primera forma de identificar este tipo de suelos es a partir de su ubicación geográfica y apoyarse en los mapas geológicos desarrollados por Besoain et al. (1985). Una segunda forma es mediante una muestra de sacrificio, a la cual se le determinen los límites de Atterberg con secado previo y natural. Si la variación de los resultados entre ambas muestras es significativo se podría identificar como un suelo proveniente de cenizas volcánicas.

Para la determinación de la gravedad específica de los sólidos (Gs) en suelos de origen volcánico, se sugiere la utilización de la metodología llamada vía húmeda y sin un tratamiento previo a la muestra a ensayar (por ejemplo un secado previo). Mediante esta metodología se obtendrán valores representativos de este tipo de suelos.

Para la determinación de los límites de Atterberg en Trumaos se sugiere que se realice el ensayo a humedad natural, con tamizado solo en el caso de que la presencia de gravillas o material orgánico sea limitante para la realización del ensayo. Cualquier tratamiento previo a la realización del ensayo repercutirá en los resultados. Del mismo modo se sugiere que la realización del ensayo de los límites de Atterberg, para la búsqueda de relaciones, sea ejecutado por la misma persona, ya que la variabilidad de criterio, por ejemplo de cuando el surco de suelo se junta, varía de persona en persona, a pesar de estar normado.

Del mismo modo que para la determinación de los límites de Atterberg, los ensayos de consolidación deben realizarse con la muestra natural e inalterada, procesos de secado o remoldeo alteran los resultados finales, los que no serán representativos del suelo estudiado.

En general se recomienda la realización de ensayos in situ, con el fin de evitar problemas de alteración de las muestras y evitar las condiciones de borde impuestas por ensayos de laboratorio, esto con el fin de obtener parámetros representativos.

La medición de la superficie específica debe ser un proceso cuidadoso y minucioso, la que se debe separar en dos fases; el tratado de la muestra previo al ensayo y el ensayo como tal. Dado que las técnicas de medición de superficie específica requieren que de la muestra a ensayar se encuentre seca, el método de secado debe proporcionar un cuidado especial para mantener la microestructura y evitar un colapso de esta. Si bien la arcilla alofánica posee moléculas de agua en su estructura, lo que se puede controlar con las presiones intersticiales generadas al evacuar el agua del suelo. Se sugiere la utilización del Secado Supercrítico, una metodología que no requiere de gran equipamiento pero si de pericia. Por medio de este método es posible retirar el agua presente en el suelo sin generar presiones internas y conservando la estructura de este.

Respecto a la técnica de medición, se sugiere la utilización de dos métodos complementarios. La medición mediante absorción de EMGE, para la medición de la superficie específica total, y adsorción de Nitrógeno (B.E.T.), para determinar la superficie específica externa. Si bien estas metodologías no van a alcanzar los valores teóricos, son las metodologías más cercanas a ellos.

7. Bibliografía

- Besoain, E. (1985). *Mineralogía de arcillas de suelos*. Instituto Interamericano de Cooperación para la Agricultura. San José, Costa Rica.
- Carter, D. L., Mortland, M. M., & Kemper, W. D. (1986). *Specific surface*.
- Cerato, A. B. (2001). *Influence of specific surface area on geotechnical characteristics of fine-grained soils*. Unpublished MSc Thesis, Department of Civil and Environmental Engineering, University of Massachusetts.
- De Bruyn, C. M. A., Collins, L. F., & Williams, A. A. B. (1957). *The specific surface, water affinity, and potential expansiveness of clays*. Clay Minerals Bulletin, 3, 120-128.
- Eswaran, H. (1972). Morphology of allophane, imogolite and halloysite. *Clay minerals*, 9, 2281-285.
- Ghoneim A., Matsue N. and Henmi T., (2006). *Effect of Copper Adsorption on Some Charge Characteristics of Nano-Ball Allophane*. International Journal of Soil Science, 1: 243-250.
- González, C. (2012). *Propiedades Geomecánicas de dos Suelos de Origen Volcánico*. Departamento de Ingeniería Civil Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Heilman, M. D., Carter, D. L., & Gonzalez, C. L. (1965). *THE ETHYLENE GLYCOL MONOETHYL ETHER (EGME) TECHNIQUE FOR DETERMINING SOIL-SURFACE AREA*. Soil Science, 100(6), 409-413.
- Hermosilla M. (2012). *Antecedentes de alofán y otros minerales en suelos derivados de cenizas volcánicas del sur de Chile*. Departamento de Ingeniería de Obras Civiles, Universidad de la Frontera, Chile.
- INIA & Tosso, J. (1985). *Suelos Volcánicos de Chile*. Santiago, Chile.
- Kirkman, J.H. & McHardy, W.J. (1980). *A Comparative Study of the Morphology, Chemical Composition and Weathering of Rhyolitic and Andesitic Glass*. Journal: *Clay Minerals* v. 15; no. 2; p. 165-173.
- Lizcano, A., Herrera, M., & Santamarina, J. (2006). *Suelos derivados de cenizas volcánicas en Colombia*. Rev. Int. de desastres naturales, accidentes e infraestructura civil, 6(2), 167-198.
- Locat, J. Lefebvre, G., and Ballivy, G., 1984. *Mineralogy, Chemistry, and Physical Property Interrelationships of Some Sensitive Clays from Eastern Canada*. Canadian Geotechnical Journal, Vol. 21, pp. 530-540.
- Ma, W., Yah, W. O., Otsuka, H., & Takahara, A. (2012). Application of imogolite clay nanotubes in organic–inorganic nanohybrid materials. *Journal of Materials Chemistry*, 22(24), 11887-11892.

- Olchawa, A., & Gorączko, A. (2012). *The relationship between the liquid limit of clayey soils, external specific surface area and the composition of exchangeable cations*. Journal of Water and Land Development, 17(1), 83-88.
- Paredes, M. (2005). *Geotecnia de Suelos Derivados de Ceniza Volcánica*. Departamento de Ingeniería Civil Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Parfitt, R.L. & Kimble, J.M. (1989). *Condition for Formation of Allophane in Soils*. Soil Science Society American Journal v. 53, p. 971-977.
- Ruxton, B.P. (1988). *Towards a Weathering Model of Mount Lamington Ash, Papua New Guinea*. Earth Science Rev., 25; p.387-397.
- Sanhueza, E. (1999). *Caracterización Geomecánica de los Limos de la Zona Sur de Chile*. Departamento de Ingeniería Civil Universidad de Chile, Santiago, Chile.
- Santamarina, C., & Narsilio, G. (2008). *Clasificación de suelos: fundamento físico, prácticas actuales y recomendaciones*. Georgia Institute of Technology, 790.
- Santamarina, J. C., Klein, K. A., Wang, Y. H., & Prencke, E. (2002). *Specific surface: determination and relevance*. Canadian Geotechnical Journal, 39(1), 233-241.
- Shoji, S., Nanzyo, M. & Dahlgren, R.A. (1993). *Volcanic Ash Soil*. Developments in Soil Science 21. Elsevier.
- Singleton P., Addison, and Boyes M. (1999). *Differences in Particle Density Between Field-Moist and Oven-Dry Samples from Allophanic Soils*. Australian Journal Soil Reserch, Volumen 37 (965-970).
- Smith, C. W., Hadas, A., Dan, J., & Koyumdjisky, H. (1985). *Shrinkage and Atterberg limits in relation to other properties of principal soil types in Israel*. Geoderma, 35(1), 47-65.
- Sridharan, A., Rao, S. M., & Murthy, N. S. (1988). *Liquid limit of kaolinitic soils*. Geotechnique, 38(2), 191-198.
- Takahashi, T., & Shoji, S. (2002). *Distribution and classification of volcanic ash soils*. GLOBAL ENVIRONMENTAL RESEARCH-ENGLISH EDITION-, 6(2), 83-98.
- Valdés, A. (1969). *Distribución geográfica y características de los suelos derivados de cenizas volcánicas de Chile*. En panel sobre suelos derivados de cenizas volcánicas de América Latina, Turrialba, Costa Rica.
- Warkentin, B.P., 1972. *Use of Liquid Limit in Characterizing Clay Soils*. Canadian Journal of Soil Science, Vol. 52, pp. 457-464.
- Warkentin, B. P., & Maeda, T. (1980). *Physical and mechanical characteristics of Andisols*. Soils with variable charge. New Zealand Society of Soil Science, 281-302.
- Wesley, L. D. (2009). *Fundamentals of soil mechanics for sedimentary and residual soils*. John Wiley & Sons.

Wesley, L. (2009). *Behaviour and geotechnical properties of residual soils and allophane clays*. *Obras y proyectos: revista de ingeniería civil*, (6), 33-49.

Wetzel, A. (1990). *Interrelationships between porosity and other geotechnical properties of slowly deposited, fine-grained marine surface sediments*. *Marine Geology*, 92(1-2), 105-113.

Woignier, T., Pochet, G., Doumenc, H., Dieudonné, P., & Duffours, L. (2007). *Allophane: a natural gel in volcanic soils with interesting environmental properties*. *Journal of sol-gel science and technology*, 41(1), 25-30.

Yamada, I. & Shoji, S. (1983). *Properties of Volcanics Glasses and Relationships Between the Properties of Tephra and Volcanics Zones*. *Japan J. Soil Science*.