

SERVICIO AGRICOLA Y GANADERO  
DIVISION DE CONSERVACION DE  
RECURSOS NATURALES RENOVABLES

RELACIONES MINERALOGICAS Y GENETICAS EN ALGUNOS  
SUELOS REPRESENTATIVOS DE LA REGION CENTRAL  
Y CENTRAL - SUR DE CHILE

Eduardo Besoaín M.

Sergio González Martínez.

RESUMEN

Este trabajo muestra las relaciones que se establecen entre la mineralogía de las arcillas y tipología en algunas series de suelos representativas, reconocidas y clasificadas por la División de Agrología, del Servicio Agrícola y Ganadero, SAG. Enfoque se ha puesto en los suelos de la provincia de Colchagua, algunas series de Santiago y los suelos derivados de cenizas volcánicas, sobre los cuales se dispone de las informaciones más completas. Pese al número limitado de series estudiadas, este trabajo es útil para destacar la complejidad mineralógica de los suelos, las implicancias genéticas que conlleva y el soporte racional que otorga la mineralogía de arcillas al explicar las propiedades y comportamiento del suelo. El trabajo representa un estudio de alrededor de 120 series, esto es, cerca de 500 muestras, mediante técnicas de difracción de rayos X, análisis térmico diferencial, fotometría infrarroja y análisis químico total.

Mineralogía y clasificación de suelos

Toda clasificación debe integrar un conjunto de propiedades del Suelo. Como lo sostienen FIELDS y TAYLOR (1967), el procedimiento de integrar propiedades previamente a la clasificación, es facilitado el pedólogo por cuanto la morfología de un suelo refleja, con bastante aproximación,

las propiedades químicas y físicas de sus constituyentes. De ahí que la morfología sea un criterio de clasificación importante. En algunos países se ve la morfología como la base principal de clasificación, pero aún en esos casos, requieren el uso de alguna información adicional para interpretar sus suelos. Los sistemas de clasificación más modernos clasifican los suelos en términos de procesos de suelos, interpretados por argumentos morfológicos y fuerte apoyo de evidencias de laboratorio. En tal sentido, la mineralogía recién comienza a ser incorporada como elemento de clasificación.

El uso actual de la mineralogía de suelos en los grandes sistemas de clasificación, es bastante modesto, y prácticamente restringido al sistema de clasificación americano, Soil Taxonomy (USDA, Soil Classification, 1973) y al Sistema francés (C.P.C.S., 1967). Sin embargo, algunos sistemas locales, como la clasificación genética de Nueva Zelanda (Taylor, 1948) hace uso intensivo de la mineralogía. Con anterioridad, Jeffries y White (1939), habían sugerido el uso de la mineralogía de arenas como criterio complementario de clasificación.

Varias razones han frenado el uso de la mineralogía como argumento taxonómico, entre otros, la falta de datos mineralógicos cuali y cuantitativos; el énfasis puesto en las características ambientales externas del suelo respecto a las propiedades internas (mineralogía), y la importancia dada a los rasgos morfológicos observables en el campo, esto es, el grado de desarrollo de los horizontes, respecto a las informaciones de laboratorio (McCracken, 1968).

El sistema americano introduce la mineralogía de arcillas a nivel de familia, el 4º nivel, donde se usan propiedades importantes para el crecimiento de las plantas. Adjetivos como "glaucónítico", "illítico", "caolinítico", "haloisítico", "gibbsítico", pueden usarse cuando se presenta un contenido mínimo específico de estos minerales

(VAN DER PLAS y VAN REEUWIJK, 1974). Como lo señalan estos autores, la mineralogía entra también a niveles más altos, como en los Aridisoles, en los que los horizontes cálcicos y gypsico (= yésico?) son diagnósticos. El criterio para el horizonte óxico, diagnóstico para los Oxisoles, es el contenido bajo o la ausencia de minerales meteorizables como feldespatos, micas y minerales ferro-magnesianos, mientras que el horizonte cámbico tiene contenidos significativos de estos minerales. El sub-orden de los Andepts, se caracteriza por una considerable cantidad de alofán. Ejemplos de grandes grupos son los Sulfoaquepts, que tienen un horizonte sulfúrico caracterizado por un marcado color amarillo de la jarosita ( $KFe_3(SO_4)_2(OH)_6$ ), y los Quarzipsamments, que contienen arena de cuarzo prácticamente pura.

No cabe duda que falta aún información cuantificada, mucha de ella altamente especializada y de expresión no fácilmente accesible a los clasificadores de suelos. No es menos cierto que se requiere perfeccionar una técnica de evaluación más exacta de los componentes amorfos, para cristalinos, haloisita/metahaloisita y minerales interstratificados.

En Chile, una compatibilización a escala nacional de la clasificación de los suelos y la composición mineralógica, es un propósito que está lejos de ser alcanzado. Los suelos hasta ahora estudiados son esencialmente aquellos de importancia agrícola, en regiones del centro y centro-sur del país, aparte de pequeños sectores del norte. Los suelos del sur y extremo sur, salvo excepciones, no han sido estudiados o clasificados. Dentro de la misma región central-sur, faltan aún partes importantes para completar el mosaico. Además, prácticamente, se han excluido la mayoría de los suelos forestales, que sólo recién comienzan a ser estudiados. No se tiene, en consecuencia, un espectro general de las variaciones mineralógicas en relación a la tipología de los suelos a nivel nacional. Sin embargo, se dispone de valiosos

antecedentes texonómicos en amplios sectores de las provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua, Curicó, Talca, parte de Linares, Bío-Bío y Ñuble, e informaciones parciales de las provincias de Cautín, Valdivia, Osorno y Llanquihue, además de algunas referencias sobre Aysén, Atacama y Antofagasta.

### Concepto de mineral cristalino, amorfo y para-cristalino

Se usan frecuentemente en mineralogía los términos cristalino, amorfo y para-cristalino, cuyo significado no siempre es definido con precisión y puede prestarse a dudas. Es conveniente, entonces puntualizarlo.

### Minerales Cristalinos

Son aquellos cuyos elementos constitutivos, tetraedros y octaedros en los filosilicatos, se distribuyen en forma de una red periódica, con una celda unitaria que se repite regularmente en el espacio, con órdenes a rangos largos tridimensionales (esmectitas) o bidimensionales (algunas haloisitas). Este tipo de red produce efectos de difracción de rayos X y electrones. Gran parte de los minerales de arcilla son minerales de capas, filosilicatos cristalinos.

Un mineral no-cristalino tiene órdenes sólo en rangos cortos, el motivo no es repetitivo. Los sólidos amorfos, como los vidrios, poseen también dominios de orden a rangos cortos; la red que constituyen no es periódica. Aunque carecen de efectos de difracción de rayos X, pueden dar diagramas de difracción de electrones. Los dominios de orden son sólo de algunas decenas de angstrom de grosor. El término "amorfo" se usa sólo con valor convencional. Representantes típicos serían los alofanos, una serie de productos próximos a los alofanos ("allophane-Like"), sílice amorfa a sílice opalina, vidrios volcánicos

y, además, toda una gama de productos no silicatados como óxidos e hidróxidos de hierro, aluminio, titanio, manganeso, etc. Exceptuando los vidrios, todos son productos de meteorización de minerales primario, y tienen partículas generalmente menores a 2 $\mu$ .

Los minerales para-cristalinos tienen una posición intermedia entre los no-cristalinos y los cristalinos. Poseen órdenes de rango largo de una dimensión y su representante más conspicuo es la imogolita.

BRINDLEY (1970) define el estado amorfo como aquel "carente de orden", distinguiéndolo del estado cristalino en que este tiene orden. Sin embargo, puesto que algunos minerales amorfos (X-amorfo) dan diagramas de difracción de electrones, es preferible usar una distinción según el rango de orden. Substancias de órdenes a rango largo serían cristalinos y aquellos a rango corto, no cristalinos.

#### Problemas de identificación mineralógica en las arcillas chilenas

Los minerales cristalinos del suelo son, por su formación y origen, estructuras altamente defectuosas. Incluyen defectos de red (omisiones, desplazamientos, átomos supernumerarios...), defectos de plano, dislocaciones, giros de capas respecto a las sucesivas o antecedentes. Además, la frecuente asociación entre minerales cristalinos y amorfos, las mezclas de policomponentes, así como las estructuras interestratificadas, determinan que la caracterización no sea simple. A ello debe agregarse la acción perturbadora de la materia orgánica. Consecuentemente, los diagramas de rayos X, espectros IR, y termogramas de las arcillas de suelos son, en general, pobres.

En los suelos chilenos, la heterogeneidad de los materiales parentales junto a la variación de los demás factores de formación, hace que la cantidad de minerales a determinar sea bastante elevada. En los suelos hasta ahora estudiados hemos detectado cerca de 25 o 30 especies de minerales, incluyendo alofanos, imogolita, minerales 1:1, 2:1, 2:2, interestratificados, aparte de una gran variedad de minerales primarios o secundarios asociados, como por ejemplo gibbsita, hematita, goethita, inosilicatos, tectosilicatos, etc. Todo ello crea problemas de interpretación, tanto por la interacción de efectos como por el enmascaramiento de ciertas reacciones específicas. La expresión cuantitativa es difícil.

En los suelos derivados de cenizas volcánicas, con perfiles acrecionarios, sin delimitación clara con el depósito moderno y lenta divergencia de composición, surgen problemas que oscurecen la interpretación genética de un análisis.

En presencia de alofán, vía análisis térmico diferencial (ATD), es difícil establecer si la haloisita corresponde a la forma hidratada ( $x4H_2O$ ) o deshidratada ( $x2H_2O$ ). La alofana asociada a metahaloisita produce una fuerte reacción endotérmica alrededor de 140 a 160°C, que la semeja a la haloisita hidratada. Sin embargo, estas especies podría diferenciarse entre sí por rayos X, por la presencia de un máximo de  $7,3\text{\AA}$  en la metahaloisita y otro a  $10,0\text{\AA}$  (001) en la haloisita. Las formas de haloisita hidratada son poco frecuentes en suelos chilenos.

La identificación de metahaloisita por rayos X está también difícil, ya que podría confundirse con la caolinita. La metahaloisita tiene un espaciado basal 001 alrededor de  $7,3\text{\AA}$  que se aproxima en éste y otros peaks, al diagrama de la caolinita ( $7,1-7,2\text{\AA}$ ;  $3,5\text{\AA}$ , etc.). en mezcla con caolinita mal cristalizada, caolinita pM, o "fire-clay", la metahaloisita es precariamente distinguible por esta vía. Sin embargo

un procedimiento selectivo a base de dimetilsulfóxido (=DMS) (SANCHEZ-CAMAZANO y GONZALEZ-GARCIA, 1966) puede dar buenos resultados. Entre los "fire-clay" y la metahaloisita laminar u o glomerular - hay muchas coincidencias morfológicas al microscopio electrónico. Sólo una gran experiencia puede distinguirlas.

Los métodos de disolución selectiva por tratamientos alcalinos en caliente disuelven, en efecto, los silicatos amorfos e imogolita, pero solubilizan, al mismo tiempo, considerables cantidades de metahaloisita y gibbsita. Pese a ello, este método, unido a una caracterización por espectrografía IR del residuo y los productos solubilizados, da buenos resultados, sobre todo por las posibilidades cuantitativas. Los minerales cristalinos son escasamente afectados por este tratamiento, excepto la metahaloisita/haloisita. El balance entre las pérdidas de peso de la sustancia original y el peso de los productos solubilizados puede ser usado para estimar los componentes amorfos e imogolita.

La sorción de aniones es un fenómeno particularmente importante en las arcillas alofánicas, sesquióxidos e hidróxidos. Con propósitos de caracterización, se ha usado la técnica de liberación de grupos  $\text{OH}^-$  mediante el ión fluoruro ( $\text{F}^-$ ), cuando se agrega una solución de NaF (N) a muestras alofánicas. Este método original de FIELDS Y PERROTT (1966) ha sido perfeccionado por BRACEWELL et al (1970). Mientras en una arcilla cristalina la liberación de  $\text{OH}^-$  fluctúa entre 10 a 120 me/100g., en los alofanos ésta tiene un rango de 600 a 1000me/100g., lo que implica un criterio de diferenciación. Sin embargo, este reactivo (NaF) actúa con cualquier fuente de aluminio del suelo y no es específico para el alofán. Todo material de suelo que contenga grupos  $-\text{Al}(\text{OH})_x$  dará esta reacción. BESOAIN y GONZALEZ MARTINEZ (1974)\* han comprobado experimentalmente que las arcillas cristalinas y feldespatos, suficientemente molidos, dan

---

\* No publicado

reacción positiva al NaF. Es probable que no sólo grupos Al-OH sino Si-OH expuestos a fragmentación reaccionen en esa forma.

El uso de soluciones extractante quelantes para hierro son frecuentemente usadas en el análisis de arcilla, como pre-tratamiento. Es indispensable eliminar las cubiertas férricas a fin de tener diagramas de difracción más intensos. Se ha comprobado que alófanas con una razón  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  entre 0,4 y 0,8 se disuelven por el tratamiento con ditionito-citrato-bicarbonato (WADA y GREENLAND, 1972). Las soluciones a base de oxalato (TAMM, ENDREY...) también extraen aluminio de los óxidos de aluminio amorfos e hidróxidos, así como de las alófanas (MIYASAWA, 1966).

El análisis elemental de la mayoría de las arcillas de los suelos volcánicos señala porcentajes de hierro alrededor o superiores a 8%. En ausencia de peaks de difracción, reacciones térmicas o bandas de absorción específica para minerales de hierro cristalino, se presume que gran parte del hierro se encuentra en forma de óxidos libres amorfos o criptocristalinos. Aunque se efectúen 5 o más tratamientos con ditionito-citrato, siempre queda un pequeño residuo de hierro, sin que se conozca realmente el rol de que desempeña. Podría ser isomórfico?

Todos estos antecedentes demuestran que, en mineralogía de arcillas, se requiere la concurrencia de varios métodos de identificación, en operación simultánea, para tener informaciones confiables. Obviamente, el tratamiento cuantitativo, que en el caso de los minerales cristalinos es perfectamente aplicable, ofrece aún serias dificultades en el caso de los minerales para-cristalinos y amorfos.

#### Materiales y métodos

Las muestras usadas corresponden a suelos de series representativas o modales colectadas para su clasificación y estudio por la

División de Arología. Algunas provienen de trabajos privados efectuados por los autores o de cooperaciones con entidades extranjeras (ORSTOM, 1974). Los métodos usados son los habituales en mineralogía: rayos X, infrarrojos (IR), análisis térmico diferencial (ATD), microscopía electrónica (ME), análisis elemental, intercambio de cationes (CIC), etc.

Los resultados constituyen el producto de varias técnicas. Se expresan por coeficientes relativos de abundancia, con amplia tolerancia de error. Para expresarlos, se ha usado la siguiente simbología:

+++++ : dominante  
++++ : abundante  
+++ : común  
++ : presente  
+ : escaso o raro  
- : no-detectado

El incremento de un mineral en el perfil se designa con una flecha cuya dirección indica el sentido del incremento.

Los minerales se designan en la siguiente forma: C = caolinita, M = montmorillonita, V = vermiculita, Cl = clorita, I = illita, 14A = un mineral de 14A inespecífico, Int. = interestratificado, Esm. = esmectita, no específica, Cl-V = asociación de clorita-vermiculita, Hll = haloisita, MH = metahaloisita, A = alófana, Ox = óxido de hierro amorfo, Go = goethita, Q = cuarzo, F = feldespato, Cr = cristobalita, Anf. = anfíboles, Mi = mica.

### Resultados

#### a) Minerales cristalinos

Caolinita (\*) Como bien se conoce, las condiciones de génesis de génesis de la caolinita - y los caolinoides, en general - son bien definidas: ambiente húmedo, bien drenado, eliminación de cationes alcalinos y alcalino-térreos y hierro, desilicatación y abundancia de ión hidrógeno.

La caolinita puede formarse a partir de materiales parentales muy diversos, sean éstos volcánicos, metamórficos o sedimentarios, en tanto persistan las condiciones ambientales señaladas. Generalmente se originan a partir de la meteorización de los feldespatos sódicos o potásicos y mica, por acción de soluciones ácidas. Puesto que tales minerales son constituyentes de rocas muy diversas - granitos, gneisses, porfiritas, areniscas, etc. - es comprensible la gran dispersión de esta especie. Se conocen algunos casos de formación de la caolinita por resili-catación de la gibbsita.

Es difícil atribuir una acción determinante al clima o substratum geológico para la formación de la caolinita. Frecuentemente, la caolinita se asocia a montmorillonita, vermiculita o interestratificados en vertisoles, entisoles y molisoles de la zona central. Si bien sus condiciones de formación son antagónicas a las de estos últimos minerales, el hecho que muchos de estos suelos sean aluviales, lo que implica una verdadera poligénesis, podría significar que la caolinita haya llegado pre-formada a su emplazamiento actual y constituirse en un acompañante de la montmorillonita formada posteriormente. Ignoramos si variaciones paleoclimáticas puedan haber influido en su formación, en cuyo caso la caolinita sería un mineral "relictivo" o sometido a un nuevo ciclo pedogenético.

---

(\*) Caolinita :  $\text{Si}_4\text{Al}_4\text{O}_{10}(\text{OH})_8$

En el Cuadro 1 se muestra la composición mineralógica de algunas series de suelos con abundancia de caolinita.

Cuadro 1. Series de suelos con dominancia de caolinita

ORDEN	SERIE	C	M	V	14Å	I	Int	Q	F	An
Alfosiles	S.P. Alcántara	↑++++	++++			+++	+++	+		
	Hidalgo	++++	++++			+++	+++	+		
	Barahona	++++	++		++	++	++	+		
	Yaquil	++++	++			++	++			
	s. Negro	++++			+++	↓+++		+		
	Iumanque	++++				↓+++		+		
	Iellavista	++++				++		+	++	
	Alto Colorado	++++	++	++		++		+	+	+
	Cahuil	++++	++++			++		+	+	+
	Miravalle	++++	++++					+	+	+
Entisoles	Ajial	↓++++		++++			++++	+		
	Pidhuinco	↓++++	++++							
Inceptisoles	Bajfos	++++	?							
Molusoles	Chipana	↓++++			++	++				

Caolinita ha sido encontrado en suelos de cenizas volcánicas en pequeña cantidad, por ejemplo, suelo Vilches, San Fabián, Ercilla, Valdivia, etc. (AOMINE et al, 1972 BESOAIN y GONZALEZ MARTINEZ, 1975). La presencia de caolinita en suelos recientes y de metahalosita en los suelos antiguos, identificaría dos procesos genéticos diferentes. La caolinita se produciría directamente a partir de la alteración de las plagioclasas de la ceniza, en cambio la metahalosita/halosita lo haría indirectamente a través de alofán.

Otros mecanismos podrían producir caolinita en los suelos de cenizas volcánicas:

- a partir de los feldspatos, directamente, a través de una transición sólido-sólido, o a través de una fase micácea (KELLER, 1964).

- por desbasificación y desilicatación de la montmorillonita (KELLER, 1972; TAMURA y JACKSON, 1953).

- por transformación de la halosita en el curso del tiempo (FIELDES, 1955; PARHAM, 1970). Es el caso de algunos suelos de la Isla de Pascua.

Halosita/metahalosita. De las dos especies de halositas conocidas halosita hidratada,  $Al_2(Si_2O_5)(OH)_4 \cdot 2H_2O = 2SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot 4H_2O$ , y metahalosita,  $Al_2(Si_2O_5)(OH)_4 = 2SiO_2 \cdot Al_2O_3 \cdot 2H_2O$ , la primera es muy poco frecuente en los suelos chilenos, y sólo tenemos referencias de su existencia en el suelo Padre Las Casas, en Cuatro Vientos y en el suelo Cañete, hacia Paicaví (AOMINE et al, 1972; COLMET-DAAGE et al, 1974). Parece ser que existiesen en Chile algunos factores que frenan la formación de halosita hidratada, hecho que, sin embargo, se observa con regularidad en suelos de otros países con semejanza al nuestro.

Metahalosita es la especie más común en los suelos chilenos. Ha sido encontrada en suelos derivados de micaesquisto de la cordillera de la Costa, en suelos de cenizas volcánicas antiguas (Collipulli y

Fresia), en otros derivados de pomez riolítica (Culiprán, Alhué), y junto a alófana, se le ha detectado en numerosos Andosoles.

Es interesante destacar algunas particularidades morfológicas de las haloisitas. En los suelos derivados de cenizas volcánicas, la haloisita adopta usualmente formas laminares o glomerulares, consecuencia, probables, de su génesis a través de alofán. Las formas glomerulares vistas con grandes aumentos al microscopio electrónico (x 100.000), exhiben exfoliaciones periféricas en forma de cintas, con tendencia al desprendimiento. Estudios de WADA y TOKASHIKI (1972) revelan que se trata de desarrollos en órdenes largos, en la extensión del eje c y dentro del plano ab, con separaciones mensurables de 7 y  $4,4\overset{\circ}{\text{Å}}$ , valores que coinciden con los espaciados de difracción. Contrariamente, la haloisita derivada de la meteorización de rocas volcánicas, tiene una morfología tubular característica. Hemos comprobado que la metahaloisita que se encuentra en los horizontes profundos de algunos suelos rojos, por ejemplo, Cudico, Contaco, Fresia, Collipulli, tienen un buen desarrollo tubular, en cambio la morfología de la matahaloisita de los horizontes superiores es marcadamente laminar. Cabría suponer, por ello, que la haloisita tubular provenga de la meteorización de rocas volcánicas básicas, más que de cenizas. Si así fuese, significaría que en el proceso de formación de los suelos rojos arcillosos volcánicos, han concurrido dinámicas y materiales diferentes: rocas básicas en el fondo de los perfiles y cenizas en la superficie.

Como puede verse en el cuadro 2, la metahaloisita se ha identificado como el mineral dominante en algunas series de suelos.

La haloisita/metahaloisita, al igual que la caolinita, se produce por meteorización química de los alúminosilicatos, siempre que los cationes alcalinos y alcalino-térreos y iones Fe puedan ser eliminados y el ión H introducido al sistema. El por qué el proceso de meteorización

Cuadro 2: Series de Suelos con dominancia de metaloisoita

Orden	Serie	Mh	Hll	C	A	I	Esm	Cl	Cl-V	G	Q	Cr	F	V
Ultisol	Collipulli	++++		↓++		+		?	+ -	+				
"	Fresia	++++		↓+				?		+	+	+		
"	Cudico	++++		↓+ -						+ -		+		
"	Victoria	++++								+				
"	P.Las Casas	++++	++		++	+ -	++		++					+
Inceptisol	Alhué	↓++++			+++							+		+
Alfisol ?	Contaco	++++			+	+		?	+ -	+	+			+

determina, sea la formación de haloisita o de caolinita, no es bien com  
prendido, desde el momento en que ambas especies representan series in-  
dependientes, con remotas posibilidades de una transformación de haloi  
sita en caolinita. Es un hecho, sin embargo, que ambas especies puedan  
coexistir en un mismo perfil, como por ejemplo lo hemos comprobado en  
el suelo Collipulli (BESOAIN, 1958). Es probable que una carga iónica  
más elevada (saturación), determinada por una estación seca, tienda a  
formar haloisita. Mayor pluviometría estimularía la formación de caoli-  
nita.

La haloisita podría formarse por varios mecanismos en los suelos  
derivados de cenizas volcánicas:

- a partir de alofán, por reordenamiento estructural, favorecido  
por la existencia de un ambiente húmedo alternante. La existencia de  
un depósito de cenizas frescas en la superficie, que abastezcan de síli-  
ce al sistema, favorece la génesis de la haloisita.

- a partir de minerales primarios, especialmente plagioclasa, a  
la cual la haloisita permanecería pseudomorfa.

- por transformación directa del vidrio sin pasar por una fase  
alofánica (BATES, 1962; HAY, 1960).

- por recombinación de la sílice y alúmina liberadas desde el  
alofán al destruirse esta especie en un ambiente ácido.

Esmectitas (\*) Esmectitas es un nombre colectivo para los minera-  
les del grupo de las montmorillonitas diocta y trioctaédricas, v.gr., mont-  
morillonita, baidelita, nontronita, hectorita, saponita, etc. Los términos  
diocta y trioctaédricos forman series isomórficas entre ellos.

Como en otras partes del mundo, en los suelos chilenos la montmori-  
llonita se asocia intensamente a Vertisoles, Alfisoles, Molisoles  
(Rendoles), con fuerte predominio sobre las demás especies en los primeros.

---

(\*) Montmorillonita:  $(\text{OH})_4\text{Si}_8\text{Al}_4\text{O}_{20}\cdot n\text{H}_2\text{O}$

Geograficamente, los suelos montmorilloníticos se sitúan en la región central del país, en sectores de las provincias de Santiago, O'Higgins, Colchagua, Curicó, Talca, Linares y Maule. Es probable que suelos montmorilloníticos también se encuentren en las provincias de Aconcagua y Coquimbo.

La existencia de montmorillonita en estos suelos concuerda con su modo de formación. Se trata de minerales que exigen un ambiente que evite la pérdida de cationes alcalino y alcalino-térreos, con una alta relación Si/Al, baja concentración de iones H<sup>+</sup> y limitaciones de precipitación y drenaje. Tales condiciones son opuestas a las que requieren los caolines, favorecidos por las condiciones ácidas. Los materiales parentales pueden ser muy variados, pero dentro del quimismo ácido-neutro.

En la mayoría de las áreas estudiadas, los Vertisoles ricos en montmorillonita, están ligados a depósitos de origen lacustrino que en etapas relativamente recientes, tuvieron un régimen hidromórfico, por ejemplo, lagunas de Batuco, Tagua-Tagua, Aculeo. Sin embargo, en el extremo norte de Chile, en suelos de Calama, Lasana y Chiu-Chiu, derivados de material riolítico, bajo condiciones de drenaje restringido se ha detectado montmorillonita asociada a illita, clorita y a una serie de interestratificados complejos. También en Renzinas derivadas de calizas, en los alrededores de Santiago, la arcilla está constituida esencialmente por montmorillonita, con pequeña adición de caolinita, además de los componentes habituales de esos suelos: Calcita, aragonito y dolomita.

En resumen, y siguiendo las sugerencias de KELLER (1968), la formación de la montmorillonita estará favorecida por los siguientes ambientes:

- a) retención de cationes alcalino térreos; bajo contenido de  $H^+$   
evaporación superior a la precipitación: zonas áridas o semi  
áridas  
pobres condiciones de drenaje  
Hierro  $Fe^{2+}$  en el sistema  
condiciones alcalinas  
cenizas volcánicas altamente susceptibles
- b) alta relación Si/Al. Retención de sílice  
lavaje deficiente  
Floculada por  $Ca^{2+}$  y  $Mg^{2+}$

La asociación de montmorillonita con minerales caoliníticos no es fácil de explicar, pese a que es esta una situación común en los suelos estudiados. Una hipótesis podría ser el adminir el efecto de un ciclo pedogenético antiguo, con condiciones sensiblemente más húmedas que en el presente, suficiente para formar caolinita. Un cambio de estas condiciones hacia ambientes semi-áridos, favoreció la síntesis posterior de la montmorillonita, con el concurso de materiales de depositación aluvial. Una parte de la montmorillonita debe, muy probablemente, provenir de la alteración de micas; una parte debe ser producto de neosíntesis en medio alcalino.

El origen de la montmorillonita en los suelos derivados de cenizas volcánicas despierta algunas dudas. Un camino lógico sería por herencia y transformación de micas primarias presentes en la ceniza parental, probablemente a través de fases de vermiculita. Tal hipótesis se sustenta en la frecuente existencia de la asociación montmorillonita-vermiculita en los Andosoles. Puesto que los contenidos de mica en las cenizas volcánicas son ordinariamente bajos, los contenidos de montmorillonita o vermiculita deben también ser bajos, como en la realidad sucede. Autigenicamente, montmorillonita podría ser sintetizada en los andosoles, especialmente en aquellos más recientes, a partir de minerales

ferromagnesianos. Es un hecho conocido que durante las primeras etapas de meteorización de las cenizas, hay abundancia en la disponibilidad de bases y sílice, los pH son neutros a ligeramente ácidos, condiciones éstas más favorables a la formación de la montmorillonita que del alofán. Un microambiente que preserve estas condiciones determinaría la síntesis de la montmorillonita.

BESOAIN (1975) ha formulado la hipótesis de que la montmorillonita y otros minerales presentes en los andosoles, como vermiculita, clorita e interestratificados, podrían ser formados localmente en el interior de alvéolos y cavidades de piroclásticos y aún dentro de los mismos vidrios. En estos huecos existiría un microambiente con elevada concentración de bases y sílice adecuado para sintetizar estas especies.

MELLA (Com. Pers.) ha observado en secciones microformológicas de escorias y vidrios zonas de meteorización más acentuadas en el interior de los alvéolos, mientras que la periferia permanece fresca. Esto le hace concebir un proceso de meteorización "alveolar, diferencial, rápida y temprana", bien definido en los vidrios. Como es bien conocido, frecuentemente los alvéolos de los vidrios están llenos de gases o soluciones congénitas, las cuales, en medio cerrado, podrían provocar una verdadera neosíntesis de minerales 2:1 o 2:2. La montmorillonita que así se formase, debería irse incorporando lentamente al suelo, a medida que los vidrios (o amígdalas de la escoria u otros piroclásticos) se fuesen rompiendo por meteorización. Parte de la montmorillonita se degradaría a otros minerales. Tal mecanismo iría entregando pequeñas cantidades de montmorillonita y explicaría su coexistencia con especies como alofán o haloisita, cuya génesis se produce en condiciones normalmente antagónicas, en ambientes húmedos bien drenados.

No puede descartarse, finalmente, que la montmorillonita no haya sido formada previamente a la erupción, en la caldera volcánica, y como tal, eruptada junto a las cenizas. Existen en Japón, antecedentes al

respecto (KANNO, 1961).

En el cuadro 3 se muestra la composición mineralógica de algunas series de suelos con elevado contenido en montmorillonita.

Cuadro 3. Series de Suelos con dominancia de montmorillonita

Orden	Series	M	I	V	C	14A	Int	Cl	Hll	Ox.	Q	F	Cr	Go
Vertisoles	Los Cardos	+++++			+++			+			+			
	Colchagua	+++++			+++									
	Pupilla	+++++			+		+++							
	Polonia	+++++			++++		++		?					+
	Alantaña	+++++		++	+					+				
	Almahue	+++++			++++									
	Huique	+++++			+++						+			
	Lihueimo	+++++		++	+++									
	Quella	+++++		+	++	+	+							
	Quiahue	+++++			++	++		++				+		
Alfisoles	El Toco	+++++	++++		+						+			
	Talhuén	+++++	++++	++++	++++		++++				+			
	Chépica	+++++	++		++			+			+			
	Goyana	+++++	+++	+++	++++		+				+			
	La Lajuela	+++++	++	++	++						+			
	La Burra	++++	++++	++++	++++					++++				
	Los Lingues	+++++	+++	+++	++++		+							
	Miravalle	+++++	++++	++++	++++						+			
Mollisoles	Gatera	+++++												
	Cunaco	+++++	++		++						+		+++	
Antisoles	Piduhuinco	+++++	++++	++++	++++					+++				
	Loma Grande	+++++	++++	++++	++++						+			+

Micas. Las micas son minerales 2:1 y consisten en capas unitarias formadas por una hoja octaédrica de Al (Fe, Mg)-OH dispuesta entre dos hojas tetraédricas de composición (Si, Al)-O de sílice. Entre sí, las capas se unen mediante cationes  $K^+$  o menos frecuentemente, por  $Mg^{+2}$ ,  $Ca^{+2}$ ,  $Na^+$  o  $Ba^{+2}$ . Tales cationes compensan el exceso de carga negativa proveniente de reemplazamientos isomórficos de Al por Mg o  $Fe^{2+}$  en posición octaédrica o de Si por Fe o Al en posición tetraédrica. Diferencias en la sucesión de capas determinan polimorfismo.

El nombre de illita está obsoleto, según la recomendación del Sub Comité de nomenclatura de la AIPEA (1966), y en su lugar debe hablarse de mica. Illita no representaría una especie diferente sino una mica con menos contenido de  $K^+$  y mayor cantidad de agua. Es preferible hablar de micas más o menos degradadas. Sin embargo, por cierta inercia terminológica, se continúa -y se proseguirá- hablando de illita.

Las micas de suelos son minerales esencialmente derivados de micas primarias, y en tal caso deben ser consideradas detríticas. También podrían originarse por alteración de feldespatos, vía sericita. En tal caso, la formación de la illita estaría favorecida por las siguientes condiciones: adecuado abastecimiento de sílice, presencia de iones  $Ca^{+2}$ ,  $Mg^{+2}$ ,  $Fe^{2+}$ , medio alcalino, potasio en solución en concentración elevada, déficit de carga positiva. Se trata de condiciones semejantes a las que se requieren para la formación de la montmorillonita, pero con abundancia de  $K^+$ .

La illita es una especie muy difundida en suelos de granito y mica esquisto de la cordillera de la Costa. Regularmente y en proporciones variables se encuentra illita en los suelos aluviales de la zona central. Es un mineral acompañante usual de vertisoles, alfisoles y ultisoles.

Illita se ha encontrado en fuerte proporción en series de suelos

Como Las Garzas, Macarena, Puquillay, Cañetenes, Nilahue, Malambó, Tinguiririca, Piuchén, Aytue, Quimahue, Pilpoy, Quinchamalal, Rancuilahue, Tricahuera y las Garzas en las provincias de Colchagua y Curicó (Ver Cuadro 4).

La presencia de illita en los andosoles, en la fracción arcilla, es rara. Su origen parece ser, en la mayoría de los casos, heredado, primario. Sin embargo, algunos autores extranjeros opinan que la illita puede ser formada en los suelos volcánicos por resiliatación del alofán, gibbsita y caolín. Esta argumentación la utiliza LOGANATHAN y SWINDALES (1969) para explicar la presencia de illita y vermiculita en algunos Dystrandeps de Mauna Loa, Hawaii. En tal caso, la illita sería secundaria.

No es raro que las cenizas frescas de los volcanes chilenos contengan pequeñas cantidades de biotita. Es probable que parte de esta mica provenga de la componente granítica de las chimeneas volcánicas. Los análisis de algunas cenizas, por ejemplo, del volcán Nilahue (COFRE, 1956; LEON y POLLE, 1956), Tupungato (THILE y KATSUI, 1969) o aquellas de la erupción del Hudson (BESOAIN, 1972) indican la existencia de pequeñas cantidades de mica. No es extraño entonces, que la mica pudiese encabezar una serie mineralógica que diese origen a algunos minerales 2:1 y 2:2 detectados en los andosoles chilenos:

mica → vermiculita → montmorillonita → intermediarios  
→ clorita-Al

Resulta claro que las acciones de meteorización terminarían por transformar los minerales 2:1 en caolines. Sería esta una razón por la cual no se encuentran illitas en los suelos Rojos Arcillosos volcánicos.

La existencia de illita en Andosoles de otros lugares del mundo es conocida, por ejemplo, Japón (KAWASAKI y AOMINE, 1966; UCHIYAMA et al, 1968a, 1968b), Nueva Zelanda (en la fracción arena como mica y vermiculita) (FIELDES, 1962), Colombia (BLASCO, 1969; CORTEZ, 1972), etc.

En el Cuadro 4 se muestra la composición mineralógica de las arcillas de algunos suelos con fuerte contenido micáceo.

Cuadro 4. Series de Suelos con dominancia de mica (illita)

Orden	Serie	I	M	C	HfL	V	14A	Int	Ox.	Q	F	Anf
Alfisolos	Las Garzas	++++		++++			++					
	Puquillay	++++	↓	+++		+++↓				++	++	
	Cañetenes	++++	↓	+++		+++↓				++	++	
	Fiuchén	++++		↓	++++					++	++	
	Aytué	++++		++					+	++	+	
	Quinahue	++++		++		++↓			+++	+		+
	Pilpoy	++++		++++						++		+
Entisoles	Quinchamalal	++++	↓	++++				++	++	+		
	Macarena	++++		++			+++					
	Nilahue	++++	↓	++		++↓						
	Malambó	++++		↓	++++					+	↓	+++
	Tinguiririca	++++	↓	++		↓						
	Ranquilahue	++++		++++				++++		+		+
	Inceptisoles	Tricahuera	++++			+	++++↓					

Vermiculita\* Aunque el plan estructural de la vermiculita es semejante a las micas, difiere de éstas en que en lugar de  $K^+$  entre las capas unitarias, contiene iones  $Mg^{2+}$  coordinados con seis moléculas de agua, lo que les da un espaciado basal (001) característico de 14,2-15,0A. No se expansionan con glicerol y colapsan irreversiblemente a 10A por calentamiento a 500°C.

Se admite que las vermiculitas son minerales transformados, principalmente a partir de biotita, siendo las condiciones de formación semejantes a las esmectitas. La illita podría, por pérdida de  $K^+$ , e incorporación de Mg entre las capas, formar vermiculita. La vermiculita podría también ser neoformada Pedogeneticamente..

Es muy común en los suelos chilenos, aunque menos frecuente que las esmectitas. Siempre se le detecta como especie asociada y hasta ahora no hemos encontrado un suelo con arcillas predominantemente vermiculíticas. Generalmente se asocia a montmorillonita, illita, clorita, y también a metahalosita, caolinita a alófana. En proporciones importantes se ha detectado vermiculita en el suelo Antivero y La Lajuela (Ver Cuadro 5).

Es frecuente encontrar vermiculita en la arcilla de los Andosoles, hecho también común en otros lugares del mundo. Se le ha detectado en Andosoles de Japón (MATSUI y TOTANI, 1963; KANNO et al, 1959; KAWASAKI y AOMINE, 1966) en diversos andosoles de Colombia (CORTEZ y FRANZMEIER, 1972) en Nueva Guinea (RUTHERFORD, 1962), en suelos derivados de tobas andesíticas de Amador County, California (FLACH, 1965), etc.

---

\* Especie magnésica trioctaédrica:  $X_{1,1}(Al_{2,3}Si_{5,7})(Al_{0,5}Fe_{0,7}^{3+}Mg_{4,8})O_{20}(OH)_4.nH_2O$ . La expresión  $X_{1,1}$  se refiere a los cationes Mg de intercambio entre capas 2:1.

Asociada a alófana e imogolita, a pequeñas cantidades de esmectitas, clorita o interestratificados de variada naturaleza, la vermiculita es una especie muy frecuente en Andosoles chilenos. Su origen en estos suelos podría no ser único. BESOAIN (1975) ha sugerido la posibilidad que la vermiculita podría originarse a partir de feldespatos, vía sericita, particularmente bajo condiciones de humedad alternante, o a partir de la alteración de la mica existente en la ceniza original. La primera hipótesis se basa en la presencia de plagioclasa parcialmente sericitizada y restos de biotita que se encuentran en fragmentos líticos, en la fracción  $> 0,02\text{mm}$  de varios Andosoles (Corte Alto, Osorno, Puyehue) (BESOAIN, 1969). Por otra parte, la presencia usual de pequeñas cantidades de montmorillonita asociada a vermiculita, induce a suponer que esta última especie podría haberse formado por procesos de aluminación de la montmorillonita. SIEFFERMANN (1973) sostiene este último punto de vista al explicar la formación de vermiculita en suelos de cenizas volcánicas de Cameroun. Para este autor, la vermiculita sería un estadio en la secuencia.

piroxenos  
olivino  $\longrightarrow$  montmorillonita  $\longrightarrow$  vermiculita  $\longrightarrow$  clorita Al

MASUI et al (1969) sostiene que en general, en los suelos volcánicos del nor-este de Japón, los silicatos de capa 2:1 tienen origen pedogenético y se forman a partir de los minerales amorfos.

La verdad es que todas estas hipótesis de formación pueden ser verosímiles. Podría establecerse, en resumen, que la vermiculita se forma en los Andosoles por las siguientes vías:

- por alteración de micas primarias presentes en la ceniza parental, o a partir de sericitas originadas por alteración de feldespatos.

- a partir de minerales primarios básicos, vía montmorillonita, por fijación progresiva de aluminio entre las capas 2:1.

- por destrucción de la capa brucítica de la clorita-Mg, por meteorización.

- por síntesis, pedogenéticamente, a partir de los productos de meteorización de minerales amorfos.

La primera hipótesis es más probable en los suelos chilenos.

Clorita \* La clorita representa una estructura de tipo mica, 2:1, trioctaédrica, a la cual se agrega una unidad de brucita, más o menos substituida isomórficamente, de composición  $(Al_2Mg_4)(OH)_{12}^{2+}$ . Tal hoja brucítica se une a dos capas 2:1 mediante enlaces de hidrógeno tenaces, entre los planos de oxígeno de las capas Si-O y los hidroxilos del hidróxido. Contiene cantidades variables de agua.

Se considera que las cloritas pueden ser parcialmente primarias, y en consecuencia, heredadas, o en parte neo-formadas, secundarias. En efecto, comunmente se le encuentra como un mineral primario desde un punto de vista pedogénico de ricas metamórficas o como especies secundarias proveniente de la meteorización de biotita, hornblenda y otros minerales ferromagnesianos. Comparada con las micas, son considerablemente más básicas y más hidratadas. La intercalación de iones magnesio entre las capas de una montmorillonita puede llegar a formar clorita.

No es una especie abundante en suelos chilenos, y los tipos a los cuales se asocia son bastante variados: andosoles, vertisoles, alfisoles, ultisoles, etc. bajo muy diferentes condiciones climáticas. Nunca se ha detectado una arcilla clorítica; siempre es un mineral accesorio.

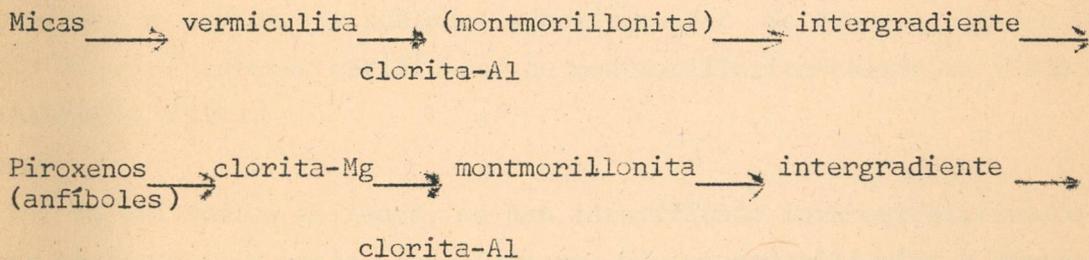
Clorita se ha detectado en proporción más importante sólo en el

---

\*  $[AlMg_5(OH)_{12}] \cdot [(Al_2Si_6)AlMg_5O_{20}(OH)_4]$  : fórmula de la clorita-Mg

Inceptisol Limanqui (Ver Cuadro 5).

Con cierta frecuencia, clorita ha sido identificada en la fracción arena ( $>0,02\text{mm}$ ) de suelos de cenizas volcánicas, como mineral acompañante ( $\approx 1\%$ ), como ser en el suelo Corte Alto\*. En la fracción arcilla ( $>2\mu$ ) se ha determinado clorita en suelos de edad intermedia a maduros; menos frecuente en Andosoles recientes (GONZALEZ MARTINES y BESOAIN, 1975), y especialmente en los sectores que tienen una estación seca prolongada. Sin embargo, AOMINE et al (1972) detectaron la presencia de clorita en suelos jóvenes, como San Fabián y Vilches. Es posible, por eso que la clorita pueda ser heredada, como lo atestiguaría su presencia en arenas de Andosoles jóvenes y pedogenética, puesta en evidencia por su existencia en arcillas de los suelos más maduros. Esta última forma podría representar una transición de micas y minerales ferromagnesianos a clorita aluminica, vía minerales 2:1. Es interesante señalar que en los suelos Kuroichibaru y Kikogahara de Japón, KAWASAKI y AOMINE (1966) han determinado dos series de meteorización cuyo término final es la clorita aluminica dioctaédrica.



Conviene llamar la atención que la presencia de una línea de  $14\text{\AA}$  en los difractogramas de arcillas andosólicas no siempre es indicativo de la existencia de vermiculita, clorita o montmorillonita, ya que puede tratarse de imogolita. Esta especie produce una reflexión ancha a

---

\* Suelo Corte Alto: 10-15000 años de antigüedad (según E. BESOAIN, 1969)

14<sup>o</sup>Å, que no se altera por orientación paralela y que se escinde en dos peaks a 18 y 13<sup>o</sup>Å por calentamiento a 100°C. Si este último peak a 13<sup>o</sup>Å desaparece por calentamiento a 300°C, mientras que el de 18<sup>o</sup>Å permanece estable, y si ambos, finalmente, desaparecen por calentamiento a 500°C, es síntoma que se trata de imogolita.

En realidad, la identificación de estas especies, clorita, vermiculita, montmorillonita, interestratificados (2:1 + 2:2), por su baja proporción en la muestra y el efecto atenuante que impone el alofán, imogolita y minerales amorfos, requiere el uso de tratamientos selectivos (desferrización, destrucción de amorfos) para incrementar la resolución de los peaks de rayos X.

Minerales interestratificados. Estos minerales de capas mixtas son intercalaciones o intercrecimientos de una especie mineral dentro de otra a lo largo del eje c. Interestratificados se forman siempre entre especies afines : montmorillonita-vermiculita, vermiculita-illita, illita-montmorillonita, etc., sean estos de dos, tres o más componentes. Un interestratificado no representa una mezcla sino un intercrecimiento de especies vinculadas genéticamente. Se conocen algunos casos raros de interestratificados de montmorillonita-caolinita (SUDO y TAKAHASHI, 1954).

En los suelos chilenos, se han identificado interestratificados con bastante frecuencia, especialmente mica-montmorillonita y montmorillonita-vermiculita. No pueden precisarse las condiciones ambientales ni geográficas, ni aún genéticas, que estimulen su formación. Prácticamente, se les encuentra en la mayoría de los suelos de clima templado de Chile y siempre se presentan en pequeña cantidad. En regiones áridas del extremo norte, también se conoce su existencia.

Por difracción de rayos X hemos podido identificar algunos .

interestratificados. Su determinación es difícil tanto por su escasa proporción, como por las pobres reflexiones que exhiben, sobre la cual influyen los componentes amorfos asociados. En los Andosoles, la presencia de imogolita con máximos alrededor de  $14\overset{\circ}{\text{Å}}$  obscurece aún más el análisis.

Es probable que el origen de los interestratificados se deba a procesos concurrentes a la formación de esmectitas, vermiculita y clo-rita.

En los suelos Carrizal y Mancumán, dos entisoles de la provincia de Colchagua, se encuentra una importante proporción de interestratifi-  
cados de  $10 + 14\overset{\circ}{\text{Å}}$  (Ver Cuadro 5).

Cuadro 5. Series de Suelos con contenidos importantes de vermiculita, clorita y minerales interestratificados en la fracción arcilla.

Orcen	Serie	V	Cl	M	I	Int.	C	Ox	Q	F	Anf.
Alfisoles	Mancumán	++++		++++	++++	++++↓	++++↓		+		
	Antivero	++++		++++	++++	++++↓	++++↓	++			
	La Lajuela	++++		++++	++++	++++	++++		+	+	
Inceptisol	Limanqui		+++++		+++		++				
Entisoles	Carrizal			++++		+++++	+++		+	+	
	Callejones		++	+++		+++	+++		+++	+++	+++

Comentarios sobre la mineralogía de los suelos de la región central con exclusión de los suelos derivados de cenizas volcánicas.

Las arcillas de los suelos de la zona central de Chile, constituidos principalmente por vertisoles, molisoles, entisoles y alfisoles, están formadas esencialmente por minerales cristalinos 1:1, 2:1 y 2:2, incluyendo caolinita, montmorillonita, vermiculita, clorita, interestratificados y otras especies en menor proporción. Esta variedad de minerales, pese a ciertos antagonismos genéticos entre algunos de ellos (caolinita vs. montmorillonita) tienen cierta unidad de origen. Los suelos del llano central son, en general productos de depósitos aluviales. La denudación de la cordillera de Los Andes va depositando parte de estos residuos en los valles de sedimentación y evolucionan de acuerdo al ambiente local. Micas y feldespatos son los minerales predominantes en estos sedimentos y es esa la fuente de origen de la mayoría de las arcillas. Es bien conocido que los feldespatos pueden originar una serie de minerales de acuerdo a las condiciones de la meteorización local, incluyendo caolinita, vermiculita, esmectita. Las micas, a su vez, pueden desarrollar una serie mineralógica que tiende a degradarse a vermiculita, esmectita y finalmente a caolinita.

La condición aluvial implica que algunos minerales puedan haber llegado ya formados a su emplazamiento actual, mezclándose con minerales existentes o permaneciendo en ese estado mineralógico en tanto la evolución de otros componentes seguía de acuerdo a las condiciones del medio ambiente local. Para el clima que prevalece en la región central, por ejemplo entre Santiago y Talca, con veranos secos, precipitaciones moderadas de invierno, dos líneas gruesas de alteración mineralógica para los feldespatos y micas podrían sugerirse, como se ve en la Figura 1:

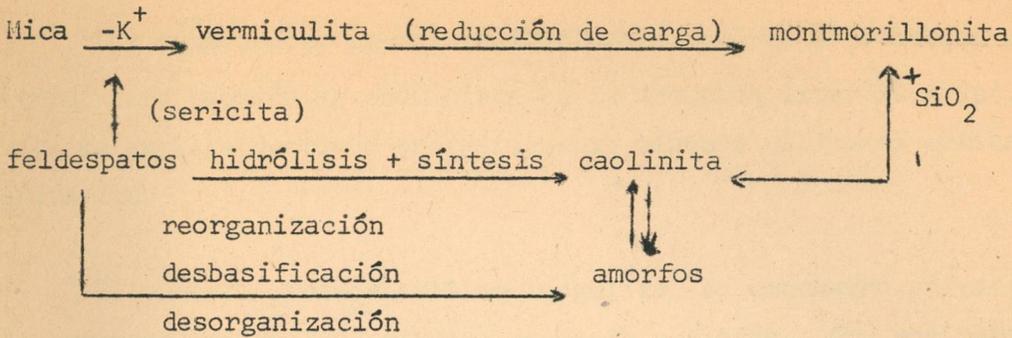


Figura 1. Probable alteración de las micas y feldspatos en el ambiente de meteorización de la región central de Chile.

Minerales no-cristalinos y para-cristalinos.

Estos minerales son constituyentes mayoritarios de los suelos derivados de cenizas volcánicas, entre los que se incluyen Andepts y Aquods. Aparte de estos sub-órdenes, otros suelos contienen componentes no-cristalinos, especialmente el horizonte superficial. Puede decirse que, en general, la mayoría de los suelos de la región central-sur de Chile, exceptuando aquellos de la vertiente oeste de la cordillera de la Costa, tienen cierta contaminación con cenizas volcánicas cuya alteración ha dado origen a minerales amorfos. Las acciones volcánicas del Riss-Würm, Würm y especialmente las post-glaciales, hasta nuestros días, son responsables del transporte de cenizas, en mayor o menos proporción, a gran parte de los suelos de esta zona del país, sean éstos volcánicos o no volcánicos.

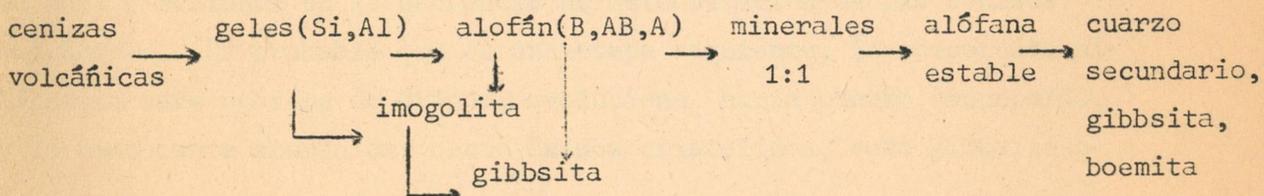
Los componentes no-cristalinos están representados esencialmente por alofán, en sus diversas formas, vidrios hidratados o semi-hidratados en suelos recientes, además de sílice amorfa u opalina, así como diversos ócidos o hidróxidos.

Los componentes no-cristalinos predominan en la fracción arcilla ( $< 2\mu$ ) pero también se encuentran en la fracción limo (50 -  $2\mu$ ). A su vez, la arcilla contiene ordinariamente algunos silicatos cristalinos primarios.

El mineral para-cristalino imogolita, se encuentra en las arcillas de numerosos andosoles, siempre asociada a alofán. Hay muy pocos ejemplos de la formación de películas de imogolita, pura como por ejemplo, en las capas de pomez de Ensenada.

La mayoría de las alofanas que constituye la arcilla de los Andosoles se ha identificado con la forma de alofana A de FIELDS (1955). Como es sabido, este autor determinó la existencia de tres formas de alofán, según el grado de complejidad estructural: alofana B, forma primitiva, constituida por fases separadas de gel de sílice y alúmina hidratada amorfa (Clachita), alofana A, cuyas fases de alúmina y sílice están integradas a través de enlaces cruzados con oxígeno, y una forma intermedia llamada alofán AB. Difícilmente podría aceptarse la existencia de alofana B como especie, ya que se trata simplemente de una mezcla de óxidos. Sólo desde un punto de vista secuencial puede admitirse conceptualmente, y en tal sentido la usamos en este trabajo. MIYAUSHI y AOMINE (1964) han dado argumentos que critican fuertemente la existencia del alofana B.

Pedologicamente, se considera que la meteorización de las cenizas volcánicas, bajo condiciones de drenaje libre y adecuada disponibilidad de agua, desarrolla la serie de meteorización siguiente:



Esta serie se relaciona directamente con la edad y patrografía de los materiales parentales, así como con condiciones de eficiencia de meteorización. Si bien el sentido y tendencia de esta secuencia parece ser invariable, la velocidad puede ser modificada según el balance de los factores capacidad/intensidad implicados (BESOAIN, 1969, 1975).

La meteorización de las cenizas debe producir una transición continua desde especies menos estables (alofán, B, AB, A) hacia componentes cada vez más estables frente al medio ambiente, esto es, desarrollando estructuras menos energéticas y cristalográficamente más perfectas que las precedentes (caolinita, boemita...). La noción de "Transición continua" se contrapone, aparentemente al de especies definidas. Sin embargo, tratándose de los alofanos y para propósitos prácticos, conviene mantener el criterio de FIELDES sobre los alofanos B, AB, A, aunque estrictamente esta serie no se cumpla. En la secuencia de meteorización de las cenizas volcánicas, cada especie señalaría que se ha alcanzado un "nivel de estabilidad" (alofán, haloisita, metahaloisita... cuarzo secundario, boehmita), el cual persistiría tiempos variables, de acuerdo a las condiciones ambientales, para originar luego la especie siguiente (= nuevo nivel estable). Así, por ejemplo, cualquier estado de alofán determinada por análisis, debe representar una suma de componentes muy próximos, pero no necesariamente iguales, en su transición hacia formas más estables. La evolución del alofán no se detendría, obviamente, en la red cristalina kandítica. Una etapa final, avanzada, implica incluso la destrucción del caolín, con separación de fases de sílice y alúmina, identificables con la "alófana estable" de JACKSON (1965). De ahí que FURKERT y FIELDES (1968) sugirieran la conveniencia de incluir este término no-cristalino, estable y residual en la secuencia de meteorización de las cenizas volcánicas. Es probable que en una etapa siguiente, la componente sílicea de este residuo de óxidos, evolucione hacia cuarzo secundario, y la componente aluminica, hacia óxidos cristalinos, como gibbsita o

boehmita, minerales ambos que han sido identificados en algunos oxisoles de Hawaii (SHERMAN et al, 1964). Tal argumentación refuerza el concepto de cristalización progresiva. Ahora bien, en tanto las primeras etapas de organización del alofán en haloisita, por ejemplo, constituyen un proceso relativamente rápido (6000 - 8000 años) la reorganización de estos óxidos residuales en cuarzo secundario y boehmita o gibbsita, podría ser muy lenta, en cronología pedogenética.

Desde el punto de vista de los suelos, estos cambios mineralógicos introducen notables variaciones tipológicas. Es un hecho que el curso de la meteorización, en tanto predomine cenizas o alofan, será marcadamente intrazonal, ya que las cenizas son materiales parentales fuertes que imponen sus propiedades frente a los demás factores de formación. Al transformarse el alofán en minerales cristalinos, la evolución de la secuencia tiende a ser zonal, ya que dependerá esencialmente de la acción combinada del clima/tiempo. No existen mecanismos protectores (complejos órgano-alofánicos estables) que preservaban el alofán, y sus mismas propiedades peculiares tienden a ir desapareciendo a medida que se transforma. De este modo, el curso de la meteorización variará profundamente tendiendo, en los trópicos a ser alítica (= laterización), mientras que en las zonas templadas tenderá a ser monosialítica (= caolinización).

Con la excepción de algunos Durandepts, por ejemplo, las series Alhué, Culiprán, Pudahuel, la alófana A es dominante en todos los Andepts, como ser las series Santa Bárbara, Osorno, Pueblo Seco, San Antonio, Temuco, y en algunos Alfisoles, como la serie Agua Fría. Sin embargo, formas de alofán AB y B se han identificado en los horizontes superiores de algunos oxic Dystrandeps (serie Arrayán, Lo Ermita), Andaquepts (serie Alerce, Panguipulli) y otros Grandes Grupos. Faltan antecedentes para precisar la naturaleza de estos alofanos, a los que, en todo caso, se adicionan sílice opalina o vidrios. Podrían corresponder a "allophane-

like?

Como eminentemente alofánicas, hemos definido las siguientes series de suelos: Arrayán, Santa Bárbara, Mañil, Diguillín, Pueblo Seco, Longaví, San Antonio, San Fabián, Boroa, Frontera, Freire, Temuco, Lastarria, Lanco, Valdivia (alofán estable u óxi-alofán), La Unión, Osorno, Llanquihue, Frutillar, Puerto Octay, Alerce, Puyehue, Pelcullelpe, Cahuipangue, Curacautín, Quinchol, Nueva Braunau, Agua Fría, Limanqui, Bajíos. A ellos deberán agregarse numerosas series de suelos volcánidos de la parte oriental de la isla de Chiloé, del territorio de Chiloé continental y de Andosoles de la pre-cordillera y cordillera de las provincias del centro-sur del país sobre las cuales se tienen antecedentes mineralógicos (COLMET-DAAGE et al, 1974), pero aún no han sido clasificados por la División de Agrología.

Algunas series tienen arcillas cuya composición recuerda el comportamiento térmico del-alofán elemental B/AB, señalada por FIELDES (1955). Sin embargo, una caracterización exhaustiva no se ha logrado ni por métodos térmicos ni por vía infrarroja. Es probable que una parte considerable de esta "alófana" esté constituida por sílice opalina y vidrios volcánicos hidratados. Tales arcillas las hemos detectado en las series de suelos Humán, La Ermita, Coñaripe, Panguipulli, Diguillín y Liquiñe. La mayoría de los suelos desarrollados sobre substratums de arenas volcánicas. (por ejemplo, serie Arenales) tienen arcillas constituidas por este alofán elemental.

Imogolita. Esta especie, de naturaleza para-cristalina, con una morfología fibrosa característica, fue identificado y estudiado por YOSHINAGA y AOMINE (1962) y WADA (1967) WADA y YOSHINAGA (1969) y otros autores. En Chile fue identificado por BESOAIN (1968) en los suelos Corte Alto y Puyehue.

Se trata de un alúminosilicato hidratado que tiene una morfología "sui-generis" en forma de cabellos o fibras, con características propias de difracción de rayos X y electrones. Exhibe órdenes a rangos largos, unidimensionales.

Dos orígenes podría tener la imogolita. Uno sería a partir de un reordenamiento de alofanos; el otro sería directamente a partir de vidrios, vía geles amorfos de sílice y alúmina, sin pasar por una etapa alofánica. El mecanismo de formación, según CRADWICK et al (1972), consiste probablemente en la fijación de tetraedros aislados de sílice (aniones ortosilicatos:  $\text{SiO}_4^{4-}$ ) sobre una red desordenada e incompleta de gibbsita, desplazando  $3 \text{H}^+$  desde grupos  $\text{OH}^-$  alternados, que rodean una posición octaédrica vacante. El cuarto  $\text{OH}^-$  apunta fuera de la lámina formada por un grupo Si-OH. La estructura requiere un fuerte acortamiento de la distancia 0-0, alrededor de la posición vacante octaédrica, y esta contracción disminuiría la distancia repetida de 8,6A de la gibbsita a 8,4A de la imogolita, hecho que determinaría el encurvamiento de la hoja para formar un cilindro hueco.

Observando algunos andosoles recientes al microscopio electrónico (Puyehue, Chanleufu), BESOAIN (1969) sugirió la posibilidad de que glóbulos de alofán se uniesen unos a otros a través de simples enlaces de hidrógeno de moléculas de agua, dando origen a las formas arrosariadas, semejantes a las cadenas de estreptomicetos cuanto éstos se ven al microscopio óptico. Posteriormente podrían producirse crecimientos u ordenaciones adicionales. En efecto, en los andosoles recientes, es imposible distinguir con claridad si las fibras muy delgadas que se observan son realmente fibras o glóbulos concatenados. Trabajos recientes de WADA y AOMINE (1973), WADA y HARWARD (1974) y otros en ejecución (AOMINE, Com. Pers. 1975) indican que las fibras muy delgadas son realmente imogolita, y los glóbulos definitivamente alofán. Es interesante destacar que la morfología de estos glóbulos alofánicos, vistos con fuertes aumentos (X 500.000)

muestran todos un hueco en el centro, de 10A de diámetro, teniendo la partícula un diámetro total de 30 a 55A.

La íntima asociación entre la imogolita y alófana hace que las reacciones de la primera, frente a cualquier método de análisis, queden enmascaradas por la alófana, si no es sometida previamente a un pretratamiento de segregación. Más que la identificación por rayos X, ATD e IR, la microscopía electrónica de transmisión es fundamental.

Tenemos evidencia de que la imogolita se encuentra en los Andepts Corte Alto, San Fabián, Puyehue y estratas inferiores del suelo Chanlufu y Coñaripe. Pero es del todo probable, a la luz de las investigaciones que se están llevando entre la División de Agrología y ORSTOM (COLMET-DAAGE et al-, 1974) que una gran parte de los Andosoles de Chile contengan imogolita, por ejemplo, suelos alrededor del Lago Caburga, Santa Bárbara, Vilches,...). Por ATD la imogolita da un peak pequeño, pero definido, a 420°C. Juzgando su existencia por esta reacción, andosoles como Santa Bárbara, Llanquihue, Puerto Octay, Alerce, Quinchol, etc., contendrían imogolita.

Ha sido frecuentemente considerado que el desarrollo estructural de la imogolita señala un paso intermedio entre alófana y minerales de capas cristalinas, v.gr., haloisita. Sin embargo, su razón molecular  $\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$  próxima a 1 y su estructura tubular, no soportan este punto de vista (WADA y HARWARD, 1974). Más probablemente, la imogolita constituye una fase intermediaria en la transformación de la alófana a gibbsita, durante el curso de la desilicatación. La gibbsita indicaría entonces, estados de meteorización final del alofán y la imogolita en los ambientes que favorecen las pérdidas de sílice. En efecto, es común observar la asociación de alófán-gibbsita o imogolita-gibbsita en los suelos volcánicos. Pero en tanto la asociación alófán-haloisita es frecuente, aquella de haloisita-

imogolita no se conoce. Obviamente, la gibbsita podría formarse se paradamente a partir de la alteración del alofán.

### Mineralogía y clasificación de los suelos de cenizas volcánicas.

Los factores de formación de suelos influyen diferencialmente en el curso de la meteorización y la composición cuali y cuantitativa de la arcilla. La naturaleza o magnitud de los factores en juego hace que algunos de ellos puedan superponerse a los otros. Como materiales parentales fuertes, las cenizas imponen una marcada intrazonalidad a los Andepts, en tanto dominan en ellos alófana o vidrios. Al transformarse estos componentes en minerales cristalinos, los suelos siguen su evolución según las leyes de la zonalidad normal, sin que su origen juegue rol alguno.

Como se indicó previamente, las relaciones que se establecen en tre la mineralogía de las arcillas y el sistema de clasificación americano (Soil Taxonomy) tiene su mayor aplicación a nivel de familia, en la diferenciación de horizontes diagnósticos o en el establecimiento de discontinuidades litológicas. Tales relaciones también son sig nificativas a nivel de sub-Orden, como en el caso de los Andepts, cuyas características, impuestas por la dominancia de sustancias amorfas, predominan sobre las demás. Es evidente, por otra parte, que a nivel de gran Grupo, las características mineralógicas no siempre con cuerden con diferencias entre las series, exceptuando, tal vez, algunos grandes Grupos como los Durandeps (Andepts) y Andaquepts (Aquepts) de los Inceptisoles, con mayor constancia de composición.

En Chile, en que los suelos de cenizas volcánicas adquieren una importancia tan grande, la mineralogía de las arcillas, como indicati va de propiedades y comportamientos, no es plenamente satisfecha por el sistema americano Soil Taxonomy. Es así como suelos con propiedades - y mineralogía-diferentes, son clasificados no sólo en Ordenes

sino sub-Ordenes iguales. Por ejemplo, dentro del Orden Ultisol, el Gran Grupo Palehumults andeptic, incluye las series Lastarria, Calle Calle y Nueva Braunau, atendiendo a la existencia de horizontes arcílicos y a que este horizonte contiene menos de 10% de minerales meteorizables. Sin embargo, el suelo Nueva Braunau, tiene arcillas constituidas esencialmente por alofán A, y sus propiedades y comportamiento deben ser muy diferentes a las de los suelos Calle-Calle y Lastarria, cuyas arcillas, especialmente del primero, están constituidas por un alofán relicto (alofán "estable" u oxi-alofán) y una fuerte proporción de gibbsita. En el sub-Orden de los Dystrandeps, dentro de los Oxic Dystrandeps, se incluyen suelos con arcillas alófano-haloisíticas, como las series Pueblo Seco, San Antonio, Frontera, Arrayán y Lo Ermita y otros con arcillas formadas por mezclas de alofán A y la forma elemental AB/B, sin minerales 1:1. Aunque sus propiedades deben ser diferentes, su posición taxonómica es la misma.

Tratando de conciliar propiedades y mineralogía, hemos agrupado los suelos de cenizas volcánicas de acuerdo a los componentes mayoritarios de las arcillas en cinco grupos. Ellos son:

1. suelos predominantemente alofánicos \* (no discriminando el estado alofánico)
2. suelos alofánicos con pequeñas cantidades de metahaloisita
3. suelos con haloisita y alofán
4. suelos "límites", con variación progresiva del contenido de alofán y metahaloisita en el perfil (suelos acrecionarios)
5. suelos con alofán "estable" (oxi-alofán) y caolinita

Suelos predominantemente alofánicos: incluyen las series Lo Ermita, Bo<sub>u</sub>roa, Freire, Coñaripe, Panguipulli, Llanquihue, Alerce, Puyehue, Pelcullelpe, Quinchol (no-modal), Curacautín y Nueva Braunau.

---

\* Se incluye la imogolita.

Diferencias entre estos suelos pueden establecerse según el contenido de gibbsita, presencia de minerales de 14A, óxidos de hierro y minerales primarios asociados.

Suelos alofánicos con pequeñas cantidades de metahaloisita: incluyen las series Arrayán (metahaloisita a partir del horizonte B2), Pueblo Seco, San Antonio, Diguillín, Osorno, Puerto Octay, San Fabián, Cahuinpangue, Santa Bárbara, Longaví, Frontera, Temuco (sólo horizontes B21 y B22), Lanco, Corte Alto, Frutillar, (horizontes B1, B2 y IICir) y Quinchol (modal).

Suelos con haloisita y alofán: comprenden las series Llanquihue, Victoria, Quiriquina, Alhué, Caleuche, Culiprán y Pudahuel. En estos últimos 4 suelos, el alofán se encuentra en pequeña cantidad mezclado con fuerte adición de vidrios ácidos.

Suelos "límites": las arcillas de estos suelos contienen alofán dominante en la superficie, cuyo contenido disminuye progresivamente en profundidad, aumentando, simultáneamente, la proporción de haloisita, hasta hacerse dominante en los horizontes profundos. Es el caso de los suelos Mañil, Tregualemu, Valdivia, La Unión, Agua Fría. Tal composición debe obedecer, probablemente, a una circunstancia genética, propia de perfiles acrecionarios, originados por depositación paulatina, lenta y sucesiva de cenizas. Los depósitos más antiguos, más meteorizados (estado haloisítico) se sitúan en los horizontes más profundos, mientras que los más modernos (estado alofánico) se encuentran en la superficie, con una zona intermediaria promediada.

Suelos con alofán "estable" y caolinita: incluyen las series Calle-Calle y Lastarria.

En los suelos Diguillín, Arrayán y Lo Ermita, el alofán de los

primeros horizontes, tiene características de alofán AB/B. Creemos que su presencia puede tener relación con arenas aluviales que han influido la formación de estos suelos. El alofán B/AB se forma en los procesos de meteorización más recientes en depósitos de cenizas frescas, que proporcionan geles de alúmina y sílice para su síntesis. Que estos geles permanezcan como fases separadas en forma de un alofán elemental, señala tanto lo reciente del proceso, como la necesariamente rápida transitoriedad de este sistema inestable. Las arenas basálticas, como las de río Laja (series Arenales), cuya velocidad de meteorización es considerablemente más lenta que la de una ceniza, constituye una fuente permanente de producción de geles de sílice y alúmina. Puede suponerse, por esto, que la componente arenosa suministra continuamente pequeñas cantidades de alofán B/AB. Resulta sintomático, además, la fuerte proporción de minerales primarios asociados a estos suelos.

Creemos que esta agrupación "mineralógica" de los suelos de cenizas volcánicas, dado a que correlaciona estrechamente propiedades, tiene, para finalidades prácticas, más valor que una agrupación taxonómica.

## B I B L I O G R A F I A

1. AOMINE, S., INOUE, A., and MIZOTA, Ch. 1972. Imogolite in Chilean volcanic ash soils. Clay Science, Vol. 4:95-103.
2. BATES, Th. F. 1960. Rock weathering and clay formation in Hawaii. Miner Indust. 29:4-6.
3. BESOAIN, E. Untersuchungen vol Boden aus Pyrolastiten (Asche und Tuffe) Chiles, Japans, Deutschlands und Italiens. Inaug. Diss. Rheinischen Friedrich-Wilhelms Universität. Bonn-Deutschland. 344p. 1969.
4. \_\_\_\_\_ 1968/69. Imogolite in volcanic ash soils of Chile. Geoderma, 2:151-169.
5. \_\_\_\_\_ Mineralogía de arcillas de algunos suelos volcánicos de Costa Rica. II Panel sobre Suelos volcánicos de América. IICA-OEA-Universidad de Nariño. 50p. 1972.
6. \_\_\_\_\_ 1975. Mineralogía de suelos (Texto a ser publicado OEA-Instituto Interamericano de Ciencias Agrícolas, Turrialba, Costa Rica).
7. \_\_\_\_\_ 1972. Informe sobre la composición de las cenizas volcánicas de la erupción del Hudson. Archivos División de Agrología. Inédito.
8. \_\_\_\_\_ Mineralogía de las arcillas de algunos suelos volcánicos de Chile. Agricultura Tecn. XVIII:110-165. 1958.
9. \_\_\_\_\_ y GONZALEZ M.S. 1974. Análisis del método de FIELDS-PERROTT para la determinación rápida de alofán en suelos. (En preparación).
10. BLASCO, M.L., WEIR, A.H., CATT, J.A. and OMEROD, E.C. 1969. Mineralogy of the soils of the Rio Cauca valley, Colombia. Turrialba, Vol 19:332-339.
11. BRACEWELL, J.M., CAMPBELL, A.S. and MITCHELL, B.D. An Assessment of some thermal and chemical techniques used in the study of the poorly-ordered aluminosilicates in soil clays. Clay minerals 3:325-335. 1970.

12. BRINDLEY, G.W., and FANCHER, D. 1970. Caolinite defect structures: possible relation to allophanes. Int. Clay Conf., Proc., Vol 2:29-34.
13. \_\_\_\_\_ Discussions and recommendations concerning the nomenclature of clay minerals and related phyllosilicates. Clay and Clays Minerals. 14th. Nat. Conf.: 27-34. Pergamon Press, N. York, 1966.
14. C.P.C.S. (G. AUBERT et al), Classification des sols. Travaux Comm. de pédologie et de cartographie des sols (Mimeograph). Grignon, France. 1967.
15. COFRE, C. 1956. Erupción del volcán Nilahue. Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas. Nº 7:73-94.
16. COLMET-DAAGE, F., BESOAIN, E., FUSIL, G., de KIMPE, C., TRICHET, M., SIEFORMANN, G., YOSHINAGA, N., and SCHNITZER. 1974. Caractéristiques et propriétés hydroques de quelques sols dérivés de cendres volcaniques du Chile central, ORSTOM./ División Agrología, SAG. (Edition Provisoire). 115p.
17. CORTEZ, A. 1972. Mineralogía de los suelos derivados de cenizas volcánicas de la cordillera central de Colombia. Ministerio de Obras Públicas. Centro Interamericano de Fotointerpretación. Bogotá. 47p.
18. \_\_\_\_\_ and FRANZMEIER, D.P. 1972. Climosequence of ash-soils in the Central Cordillera of Colombia. Soil Sci. Soc. Amer. Proc., vol 36:653-659.
19. FIELDS, M. 1955. Clay mineralogy of New Zealand soils. Part 2. Allophane and related mineral colloids. N.Z.J. of Sci. and Techn., B. 37:336-350.
20. \_\_\_\_\_ and FERROTT, K.W. 1966. The nature of allophane in soils. 3. Rapid field and laboratory test for allophane. New Zealand J. Sci. 3:563-579.
21. \_\_\_\_\_ The nature of the active fraction of soils. Trans. Joint Meeting Commissions IV & V. Intern. Soc. Soil Sci., Palmeston, New Zealand. 62-78. 1962.
22. \_\_\_\_\_ and TAYLOR, N.H. Clay mineralogy of New Zealand soils. Part. 5: minerals colloids and genetic classification. N.Z.J. Sci. 4:679-706. 1961.

23. FLACH, K. Genesis and morphology of ash-derived soils in the United States of America. Meeting on the Classification and Correlation of soils from volcanic ash. FAO Report N° 14:61-70. Rome. 1965.
24. FURKERT, R.J. and FIELDS, M. Allophane in New Zealand Soil. 1968. Intern. Soil. Sci. Congress. Adelaide. Vol. III:133-141.
25. GONZALEZ-MARTINEZ, S., y BESOAIN, E. Minerales de 14A en Andosoles chilenos. Ier. Simposium nacional de la ciencia del suelo. Universidad de Concepción, Facultad de Agronomía, Departamento de Suelos. Chillán. Chile.
26. GRADWICK, P.D.G., FARMER, V.C., MASSON, C.R., RUSSELL, J.D., WADA, K. and YOSHINADA N. 1972. Imogolite, a hydrated aluminium silicate of tubular structure. Nat. Phys. Sci. 240:187-189.
27. HAY, R.L. Rate of formation and mineral alteration in a 4000 years ash soil of St. Vicent. Amer. J. of Sci. 258:354-368. 1960.
28. JACKSON, M.L. Soil chemical analysis. Advanced Course. University of Wisconsin, USA. (Mimeograph). Second Printing. 1965.
29. JEFFRIES, C.D. and WHITE, J.W. Mineralogical soil analysis as an aid in soil classification. Soil Sci. Soc. Am. Proc., 4:364-367. 1939.
30. KANNO, I. Clay minerals of volcanic ash soils and pumice in Japan. Advance in clay science, 1:213-233. 1959.
31. KAWASAKI, H., and AOMINE, S. So called 14A clays minerals in some Andosols. Soil Sci. Plant Nutr. 12:144-150. 1966.
32. KELLER, W.D. Processes of origin and anteration of clay minerals, "Soil Clay Mineralogy": 3-76. The University of North Carolina Press, Chapel Hill, N.C. 1964.
33. LEON, L., y POLLE, E. Las capas volcánicas de Carrán y la erupción del Nilahue. Anales de la Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, 7:97-131. 1956.
34. LOGANATHAN, P., and SWINDALE, L.D. The properties and genesis of four middlealtitude Dystrandepths Volcanic ash soils from Mauna Kea, Hawaii. Pacific Science., XXIII:161-171. 1969.

35. MASUI, J., SHOJI, S., and UCHIYAMA, N. Clay mineral properties of volcanic ash soils in the northeastern part of Japan. *Tohoku J. agric. Res.* 17:13-35. 1969.
36. MATSUI, T., and TOTANI, M. Studies on some functions of vermiculitic clays Japanese soils. *Clay Sci.* 1:29-49. 1963.
37. McCracken, R.J. Applications of soil mineralogy to soil classification investigations: 53-60. In: *Mineralogy in soil science and engineering.* SSSA Special Publ. No 3. Madison, Wisconsin, USA, 1968.
39. MIYAUSHI, N., and AOMINE, Sh. Does "Allophane B" exist in Japanese volcanic ash soils? *Soil Sci. Plant Nutr.* Vol. 10:199-203. 1964.
40. PARHAM, E.W. Clay mineralogy and geology of Minnesota's Kaolin clays. Minnesota Geological Survey. SP-10 Special Publ. Series. University of Minnesota, Minneapolis. 142p. 1970.
41. RUTHERFORD, G.K. The yellow Brown Soils of the Highlands of New Guinea. *Int. Soc. Soil Sci. Commission IV and V. Joint Meeting 1962.* Palmerston North, New Zealand:434-439. 1962.
42. SANCHEZ-CAMAZANO, M. y GONZALEZ GARCIA, S. Complejos interlaminares de caolinita y haloisita con líquidos polares. *An. Edaf. Agrobiol.* 25.9 1966.
43. SHERMAN, G.D., MATSUSAKA, Y., IKAWA, H., UEHARA, G. The role of amorphous fraction in the properties of tropical soils. *Agrochimica,* VIII:146-162. 1964.
44. SIEFFERMANN, G. Les sols q de quelques regions volcaniques du Comeroun. Office de la Recherche Scientifique et Technique Outre-Mer (ORSTOM). Mémoires ORSTOM No 66. 183p. 1973.
45. SOIL SURVEY STAFF. 1960. Soil classification, a comprehensive system, 7th. Approximation. U.S.D.A. Soil Conservation Service, USA. Government Printing Office. Washington D.C.:265p.
46. \_\_\_\_\_ 1970. Selected Chapters from the unedited text of the soil taxonomy of the National Cooperative Soil Survey. Soil Conservation Service. U.S.D.A. Washington D.C.

47. \_\_\_\_\_ Soil Taxonomy. A basic system of soil classification for making and interpretation of soil survey. (Interim publication preliminary text). Soil Survey Staff, U.S.D.A. Washington, D.C. 1973.
48. SUDO, T., and TAKAHASHI, H. Shapes of halloysite particles in Japanese clays. *Clays and Clay Minerals*, 4th Nat. Conf.: 67-79. 1956.
49. TAMURA, T., and JACKSON, M.L. Structural and energy relationships in the formation of iron and aluminium oxides, hydroxides and silicates. *Science*, 117:381-383. 1953.
50. TAYLOR, N.H. Soil map of New Zealand. N.Z. Soil Bureau Mp. S. B. 280. 1948.
51. THILE, R., y KATSUI, Y. Contribución al conocimiento del volcanismo post-miocénico de los Andes en la provincia de Santiago, Chile. Universidad de Chile, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Departamento Geología. Publ. 35:7-23. 1969.
52. UCHIYAMA, N., MASUI, J. and SHOJI, S. Crystalline clay minerals of the soils derived from recent volcanic ashes in Hokkaido, Japan. I: mineralogical composition of the clay fraction. *Soil Sci. Plant. Nutr.* 14:125-132. 1968.
54. UDAGAWA, S., and NAKADA, T. Molecular structure of allophane as revealed by its thermal transformation. *Proc. Int. Clay Conf. Vol. 1:151-172.* Israel Universities Press. Jerusalem. 1969.
55. WADA, K. A structural schema of soil allophane. *Amer. Mineralogist*, 52:690-708. 1967.
56. \_\_\_\_\_ and YOSHINAGA, N. The structure of "Imogolite". *Amer. Mineralogist*. 54:50-71. 1968.
57. \_\_\_\_\_ and GREENLAND, D.J. Selective dissolution and differential infrared spectroscopy for characterization of "amorphous" constituents in soil clays. *Clay Minerals*, 8:241-254. 1970.
58. \_\_\_\_\_ and TOKASHIKI, Y. Selective dissolution and difference infrared spectroscopy in quantitative mineralogical analysis of volcanic ash soil clays. *Geoderma* 1(3/4):199-213. 1972.

59. \_\_\_\_\_ and HARWARD, M.E. Amorphous clay constituents of soils. Advance in Agronomy, Vol 26:211-260. Academic Press, Inc. 1974.
60. YOSHINAGA, N., and AOMINE, S. 1962. Allophane in some Andosols. Soil C Sci. Plant Nutr. 8:6-13.